

Московский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения
«РОСГЕОЛФОНД» (ФБГУ Росгеолфонд) «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И
ГЕОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМ»

На правах рукописи

Некрасов Алексей Иванович

**ГЕОЛОГИЯ И БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ ВЕРХОЯНО-
КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ**

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

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва, 2017 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
1 Геодинамическая природа основных геолого-структурных единиц Верхояно-Колымской складчатой области, как вмещающих комплексов крупных минерагенических таксонов региона. Анализ состояния проблемы. Постановка задач исследования.....	12
1.1. Общие положения геодинамического анализа.....	12
1.2. Анализ состояния проблемы. Постановка задачи.....	14
1.3. Геодинамическая природа и позиция ВКСО в дофанерозойское время.....	25
1.4. Геодинамика ВКСО в раннем-среднем палеозое.....	32
1.5. Позднепалеозойский-мезозойский кризис в развитии Верхояно-Колымской складчатой области.....	46
1.6. Позднемеловой-кайнозойский этап развития Верхояно-Колымской складчатой области.....	80
2 Минерагения Верхояно-Колымской складчатой области. Крупнейшие благороднометалльные минерагенические единицы региона.....	82
2.1. Исторический обзор.....	82
2.2. Уточнение понятийной базы.....	88
2.3. Общая минерагения Верхояно-Колымской складчатой области.....	91
2.4. Минерагеническое районирование благороднометалльного оруденения Верхояно-Колымской складчатой области.....	105
3 Благороднометалльная минерагения Верхояно-Колымской складчатой области на примерах конкретных объектов. Особенности размещения рудно-формационных типов месторождений и проявлений.....	132
3.1. Золоторудные и золотосодержащие объекты ВКСО.....	133
3.1.1. Собственно золоторудные объекты.....	134
3.1.2. Золотосодержащие объекты.....	147
3.2. Сереброрудные и серебросодержащие объекты ВКСО.....	164
3.2.1. Сереброрудные объекты Верхояно-Колымской складчатой области.....	165
3.2.2. Серебросодержащие объекты Верхояно-Колымской складчатой области.....	201
3.3. Платинометалльное оруденение Верхояно-Колымской складчатой области.....	205
3.3.1. Сульфидная платиноидно-медно-никелевая формация.....	207
3.3.2. Платиносодержащая хромит-титаномагнетитовая формация.....	208
3.3.3. Малосульфидная медь-никельсодержащая формация.....	210

3.3.4. Платиносодержащая титаномагнетитовая формация.....	210
3.3.5. Малосульфидная платинометальная формация.....	211
3.3.6. Платиносодержащая полиметальная формация черных сланцев.....	213
3.3.7. Платиносодержащая золоторудная формация в черносланцевых толщах.....	213
3.3.8. Платиносодержащая золоторудная формация в терригенных толщах.....	215
3.3.9. Платино-золотосодержащая полиметальная формация.....	215
3.3.10. Платиносодержащая золото-сурьмяная и палладий-золото-кварцевая формации.....	216
3.3.11. Серебро-полиметаллическая платиносодержащая формация.....	218
3.4. Сравнительная характеристика особенностей размещения благороднометалльных пудных формаций минерагении ВКСО	219
4 Геолого-структурные и геолого-генетические модели благороднометалльных объектов Верхояно-Колымской складчатой области. Генетические особенности рудных объектов. Условия локализации рудных узлов, полей, месторождений и проявлений, внутри благороднометалльных провинций региона	232
4.1. Геолого-структурные и геолого-генетические модели золоторудных и золотосодержащих объектов Верхояно-Колымской складчатой области (на примере конкретных месторождений и проявлений).....	233
4.1.1. Геолого-генетическая модель рудопроявления «Ветвистое» (Туоустахский антиклинорий Яно-Колымского складчато-надвигового пояса).....	234
4.1.2. Геолого-структурные модели золоторудных объектов Адычанской антиклинорной структуры.....	242
4.2. Геолого-структурные и геолого-генетические модели серебрянорудных объектов Верхояно-Колымской складчатой области (на примере конкретных месторождений и проявлений).....	246
4.2.1. Геолого-структурная модель месторождения Кимпиче.....	246
4.2.2. Геолого-генетическая модель Меникенского рудного поля.....	252
4.2.3. Геолого-структурная и геолого-генетическая модели Мангазейского рудного поля.....	255
5 Перспективы благороднометалльного оруденения Верхояно-Колымской складчатой области и направления поисковых работ на золото и серебро в пределах основных благороднометалльных минерагенических таксонов региона.....	283
5.1. Перспективы благороднометалльного оруденения Верхояно-Колымской	

складчатой области.....	285
5.2. Закономерности размещения оруденения в основных благороднометалльных провинциях Верхояно-Колымской складчатой области и перспективы общих поисковых работ.....	294
Заключение.....	307
Литература.....	309
Опубликованная.....	309
Фондовая.....	341

ВВЕДЕНИЕ

«Научная игра в принципе не имеет конца. Тот, кто когда-либо решит, что научные высказывания не нуждаются больше в проверке и могут рассматриваться как окончательные, выбывает из игры.»

К. Поппер. Логика и рост научного знания. 1983. С. 91.

Совершенно очевидно, что Верхояно-Колымская складчатая область локализована на сочленении структур Евразийского континента (или Евразийского коллажа плит с точки зрения концепции новой глобальной тектоники) и Тихоокеанских структур (или сочетания плит северной Пацифики). Различие евразийских континентальных структур и структур Тихого океана и его обрамления была очевидна исследователям уже с рубежа XIX-XX веков (Мигидович, 1957). Проблема тектонического взаимодействия различных типов литосферы Евразии и структур Тихого океана была поставлена Н.С. Шатским в Объяснительной записке к Тектонической карте СССР (1957), а также Н.Н. Херасковым (1963), которым было введено в практику понятие Тихоокеанского подвижного пояса. Затем концепция различия Тихоокеанских и Евразийских структур наиболее последовательно развита Ю.М. Пушаровским (1972, 1997), Ю.М. Пушаровским и др., (1999), Меланхолиной Е.Н., Моссаковским А.А., Руженцевым С.В., (1998, 1999), Грамбергом И.С. (2002) и др., хотя и в форме концепции, обсуждение которой выходит за рамки нашей работы. Тем не менее, эти исследования позволяют сформулировать следующие положения, которые нами принимаются без доказательств.

В силу того, что значительную часть поверхности Земли в настоящее время составляет Тихий океан, то вопрос о его возрасте тесно связан с проблемой времени его обособления с присущими ему сегодня особенностями геодинамического развития. Не рассматривая здесь крайние точки зрения о возрасте Тихоокеанских структур можно отметить, что подавляющее большинство исследователей проблемы исходит из того, что Палеопацифика в неопротерозое (рифее) уже существовала в качестве самостоятельной геотектонической структуры планетарного значения (Грамберг, 2002) и др. Об этом свидетельствуют обобщенные данные по изучению рифейских отложений обрамления современной Пацифики. Соответственно, процесс зарождения Тихого океана должен быть отнесен, как минимум, в раннепротерозойскую эпоху. В нашей работе это положение также фиксируется в виде необходимого и достаточного граничного условия.

Возможно, что столь же длительную историю эволюции имеют и переходные зоны Тихоокеанского подвижного пояса. Наиболее полно переходная область представлена на севере Евразийского и Американского континентов, где к ней относят, в том числе, и значительную часть Арктического бассейна (Косько и др., 2008). Соответственно, наиболее полные латеральные ряды структурно-формационных комплексов зоны перехода, доступные для непосредственного наблюдения, фиксируются, в том числе, в северо-восточной части России. Можно сказать, что природа предоставила исследователям не так много возможностей для изучения полных пересечений переходных областей между Тихоокеанским подвижным поясом и крупными континентальными плитами. Одной из таких областей является Верхояно-Колымская складчатая область.

Актуальность работы

Минерагеническое своеобразие региона определяется месторождениями металлических полезных ископаемых. Здесь локализованы одни из крупнейших в мире месторождений олова и сурьмы. Особое место занимает благороднометальное оруденение Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО), изучение которого в ближайшее столетие может определять направления минерагенических исследований и конкретных геологоразведочных работ в регионе.

Отсюда вытекает актуальность данного исследования, связанная с укреплением минерально-сырьевой базы благородных металлов в регионе, благоприятном для интенсивного расширения производства именно этих видов минерального сырья. Понимание геотектонических процессов в контексте данной работы необходимо, прежде всего, в качестве основы для геолого-тектонического районирования, определяющего закономерности размещения крупных минерагенических единиц региона, в частности благороднометальных.

Цель работы

Обоснование принадлежности Верхояно-Колымской складчатой области к переходной зоне между континентальными структурами Евроазиатской плиты и Тихоокеанским подвижным поясом, как причины своеобразия минерагении региона; обоснование геолого-тектонических структур, отвечающих металлогеническим провинциям благороднометального оруденения; выявление закономерностей пространственного размещения объектов, оценка перспектив территории на благороднометальное оруденение, а также локализация площадей, перспективных для проведения поисковых работ.

Основные задачи исследования

Целью исследования и его актуальностью определяются основные задачи работы:

1. Установить палеотектоническую позицию Верхояно-Колымской складчатой области в отношении Евразийских континентальных структур и Тихоокеанского подвижного пояса.

са. Определить основные геолого-структурные единицы региона, вмещающие минерагенические таксоны ранга провинций.

2. Определить главные благороднометалльные минерагенические единицы ВКСО. Обобщить основные характерные черты металлогении ВКСО в сравнении с типичными характеристиками крупных планетарных геолого-тектонических структур,

3. Установить закономерности пространственного размещения рудно-формационных типов месторождений и проявлений благородных металлов в пределах региона и металлогенических провинций.

4. Разработать геолого-структурные и геолого-генетические модели, обосновывающие полигенность, полихронность и комплексность крупных золото- и сереборудных объектов.

5. Разработать критерии выделения первоочередных площадей для проведения металлогенических исследований и геологоразведочных работ внутри основных минерагенических таксонов. Оценить перспективы наращивания минерально-сырьевой базы (МСБ) основных благороднометалльных провинций ВКСО на основе оценки их ресурсного потенциала.

Фактический материал и методы исследований

Основой для подготовки работы послужил фактический материал, собранный автором в пределах рассматриваемого региона в период с 1981 по 2008 годы в процессе производства тематических, геолого-съёмочных, поисковых, оценочных и разведочных работ; экспериментального моделирования рудообразующих процессов, геодинамического анализа региона. Использованы опубликованные и фондовые материалы по проблемам геологии и минерагении Верхояно-Колымской складчатой области и других крупных планетарных геотектонических единиц. Фактические данные обрабатывались на основе методов регионального геолого-геофизического, литолого-фациального, структурно-формационного и рудно-формационного анализа, локального структурно-кинематического, петролого- и рудно-минералогического, комплексного геолого-геохимического анализов.

Научная новизна

1. Обоснована взаимосвязь между геолого-структурными особенностями тектонических единиц региона, сформированных в современном виде в результате внутриплитной коллизии (Верхоянский складчато-надвиговый, Яно-Охотский складчато-глыбовый, Яно-Колымский складчато-надвиговый и Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояса) и благороднометалльными провинциями – Яно-Колымской золотоносной, Западно-Верхоянской сереборудной и Яно-Индибирской сереброносной.

2. Обоснованы границы Западно-Верхоянской сереборудной провинции и впервые выделена Яно-Индибирская сереброносная провинция.

3. Впервые выявлена зональность серебряного оруденения во взаимосвязи с геологическими характеристиками коллизионной системы региона.

4. Установлена минерагеническая зональность основных единиц (Западно-Верхоянской серебрянорудной, Яно-Индигорской серебряноносной, Яно-Колымской золотоносной, Верхояно-Колымской оловоносной, Верхояно-Индигорской олово-бороносной провинций), определяемая геологическими характеристиками коллизионной системы региона.

5. Впервые охарактеризована платиноносность региона с выделением перспективных на МПГ структурно-формационных типов оруденения

Основные защищаемые положения

1. Верхояно-Колымская складчатая область сложена структурно-формационными комплексами, сформировавшимися в условиях переходной зоны между Евразийской плитой и Тихоокеанским подвижным поясом, что определяет специфику геолого-структурного и минерагенического развития региона и составляющих его крупных тектонических элементов, начиная с позднего докембрия. Современная геолого-тектоническая архитектура ВКСО и ее минерагенический облик сформировались, в основном, в позднем мезозое в результате внутриплитной коллизии. Основные коллизионные геолого-структурные единицы региона, определяющие закономерности размещения благороднометального оруденения, представлены Верхоянским складчато-надвиговым и Яно-Охотским складчато-глыбовым поясами внешней зоны коллизии; Яно-Колымским складчато-надвиговым и Черско-Полоусненским покровно-чешуйчатым поясами внутренней зоны коллизии.

2. Минерагенический облик ВКСО определяется несколькими специализированными металлогеническими провинциями. Благороднометальное оруденение сконцентрировано в пределах трех закономерно расположенных относительно коллизионных зон металлогенических провинций: Яно-Колымской золотоносной, локализованной в пределах одноименного складчато-надвигового пояса, Яно-Индигорской серебряноносной, пространственно охватывающей Яно-Охотский складчато-глыбовый и Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояса и Западно-Верхоянской серебрянорудной, пространственно отвечающий, главным образом, Верхоянскому складчато-надвиговому поясу.

3. Благороднометальная минерагения ВКСО представлена индикаторными рудными формациями, характерными как для крупных континентальных блоков с консолидированной литосферой, так и для Тихоокеанского подвижного пояса. Особенности размещения месторождений в провинциях региона заключаются в преимущественном сосредоточении объектов золото-кварцевой формации в Яно-Колымской золотоносной провинции, серебро-сурьмяной и серебро-полиметаллической формации в Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции, олово-серебро-полиметаллической, золото-серебро-колчеданно-полиметаллической и серебросодер-

жащей вольфрам-оловянной грейзеновой (серебро-полиметальной) формаций - в Яно-Индибирской сереброносной провинции.

4. Основные крупные благороднометальные месторождения ВКСО являются полигенными и полихронными, что определяется участием в их формировании конседиментационных и коллизионных процессов. Поступление золота в бассейн осадконакопления осуществлялось по конседиментационным разломам, что обусловило литолого-фациальный контроль благороднометальных объектов. В коллизионный этап крупные разломы обусловили закономерности размещения благороднометального оруденения: продольные к простиранию складчатых структур определяли положение минерагенических провинций и районов; поперечные (радиальные) и диагональные, контролирующие интрузивный магматизм и регионально-метаморфическую зональность - определяли позицию рудных узлов и полей внутри провинций.

5. На основе установленных закономерностей размещения оруденения и созданных геолого-генетических и геолого-структурных моделей, определены перспективные площади на выявление золоторудных и сереборудных месторождений. Перспективы наращивания металлогенического потенциала благороднометального оруденения связаны, прежде всего, с Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской сереборудной провинциями. Установленные платиноносные формации требуют дальнейшего изучения с точки зрения выявления промышленного оруденения.

Практическая значимость

Оценен металлогенический потенциал серебра и металлов платиновой группы региона. Обоснован выбор первоочередных площадей для проведения специализированных металлогенических исследований и общих поисков благородных металлов. Количественно оценена возможность наращивания МСБ серебра, определены направления дальнейшего изучения платиноносности региона.

Реализация результатов

Реализация результатов исследования осуществлялась в процессе подготовки и проведении с участием автора или под его руководством следующих работ: оценка прогнозных ресурсов территории деятельности ЯнГРЭ Мингео СССР (1983-1984 гг.); общие поиски золота в долине р. Неннели (хр. Тас-Хаяхта) в 1984-1988 гг.; металлогения хр. Тас-Хаяхта (1989 г.); поисковые работы на серебро в пределах Мангазейского рудного поля (1990-2006 г.); перспективы и направления поисков нетрадиционных видов минерального сырья территории деятельности ГУГГП «Янгеология» (1997 г.); оценка перспектив платиноносности ВКСО (1999-2002 гг.); прогнозно-поисковые работы в Западном Верхоянье с целью создания новой сереборудной провинции (2002 г.); государственная геологическая съемка масштаба 1:200 000 (новая серия) на площади листов Q-52-XXI, XXII (1998-2002 гг.); ревизионно-поисковые работы в пределах

хребта Тас-Хаяхта (2003 г.); ГМК-200 (новая серия) на площади листов Q-54-II, III, IX, XV (2004 г.); поисковые работы на серебро в пределах Кимпиче-Берелехского рудного узла (2005 г.); поисковые и оценочные работы на золото на Куранахской площади (2006 г.); поисково-ревизионные работы на крупнообъемное золотое оруденение в пределах Янской площади (2007 г.); поисково-оценочные работы на серебро в центральной части Кимпиче-Берелехского рудного поля (2007 г.); поисковые работы на золото в пределах Эгекитской площади (2014 г.) и др.

Итоги этих работ изложены более чем в 30 производственных отчетах и проектах (в 25 отчетах и проектах автор, являлся ответственным и основным исполнителем), в том числе по оценке прогнозных ресурсов и подсчету запасов.

Апробация работы

Основные положения и результаты работы представлялись и докладывались на совещаниях: «Новые данные по геологии Якутии и их использование при составлении Госгеолкарты-200 (новая серия)» (Якутск, 1993); «Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия» (Иркутск, 1999); «Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии» (Москва, 2000); конференциях: V международной конференции «Новые идеи в науках о земле»; (Москва, 2001); XXXV Тектоническом совещании «Тектоника и геофизика литосферы» (Москва, 2002); третьем Всероссийском симпозиуме с международным участием «Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, технология, экономика, экология» (Улан-Удэ, 2004); XXXVIII Тектоническом совещании «Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых» (Москва, 2005); XXXIX Тектоническом совещании (Москва, 2006); конференции, посвященной 100-летию доктора геолого-минералогических наук, лауреата Государственной премии Б.Л. Флерова (Якутск, 2006); XIX научных чтениях им. Академика В.И. Смирнова (Москва, 2007); международном горно-геологическом форуме, посвященном Первой Колымской экспедиции Ю.А. Билибина (Магадан, 2008); круглом столе «Инновационные методы в геологии» (Санкт-Петербург, 2009); конференции «Золото и технологии» (Москва, 2013); круглом столе «Проблемы геологии северо-восточной Якутии» (Батагай, 2016) и др.

Публикации

Научные и практические результаты исследований изложены в 51 опубликованной работе, среди которых три сборника научных трудов и 20 статей в журналах, включенных в Перечень ВАК.

Структура и объем диссертации

Диссертация общим объемом 347 страниц включает 5 глав, введение, заключение, 74 рисунка, 30 таблиц, список использованной литературы из 566 наименований.

Благодарности

В полевых работах и обработке полевых материалов вместе с автором участвовали специалисты ОАО «Янгеология» И.Г. Баева, А.Ш. Ганеев, А.А.Кривошеев, В.А. Малов, А.Г. Мальцев, Ю.Т. Рабандиров, Л.Т. Рабандирова, Ю.И. Сенотрусов, С.А. Соболев, Е.В. Соболева, М.Н. Соловьев, Э.Х. Соловьева, А.Г. Тетюев, В.В. Шошин, А.Н. Федянин, С.И. Фрулев, Н.В. Чайникова и др., а также сотрудники академических и научно-производственных организаций: В.В. Аристов, Н.А. Соловьева, А.В. Костин, Н.И. Курушин, В.П. Тарабукин и др. Долгие годы благоприятный климат для исследований по профилю работы создавали генеральный директор ОАО «Янгеология» Тямисов Н.Э., главные геологи Левин В.М. и Соловьев В.Н. В процессе работы в регионе многие вопросы по теме исследования обсуждались с Г.Е. Бондаренко, В.В. Бояршиновым, Г.Н. Гамяниным, С.А. Ермаковой, Д.С. Зыковым, С.Г. Колодяжным, Р.В. Кутыгиным, М.Г. Леоновым, В.В. Масюлисом, В.С. Оксманом, В.А. Трунилиной, А.А. Узюнкояном и другими специалистами. Во время подготовки работы ряд вопросов обсуждался с В.В. Аристовым, С.С. Варганияном, А.Г. Волчковым, Ю.Ю. Воробьевым, М.М. Константиновым, Б.К. Михайловым, Т.В. Чепкасовой. Всем перечисленным коллегам автор выражает свою благодарность.

Глава 1

Геодинамическая природа основных геолого-структурных единиц Верхояно-Колымской складчатой области, как вмещающих комплексов крупных минерагенических таксонов региона. Анализ состояния проблемы. Постановка задач исследования

«Несмотря на огромные объемы проводимых исследований, общая геодинамическая теория еще не создана.

Поэтому решения частных прикладных задач, исходящие из постулата взаимосвязи минерагении с эндогенными явлениями, сталкиваются с немалыми трудностями»

Н.Я. Кунин. Строение литосферы континентов и океанов. М. Недра. 1989. С. 282.

«Вынося отрицательное заключение по существу новой глобальной тектоники, мы все же будем судить ее менее строго, если отнесемся к ней не как к окончательному решению стоящих перед науками о земле проблем, а как к рабочей гипотезе, примером того же ранга как предшествующие и сопутствующие ей иные общие геотектонические воззрения.

Ведь и другие гипотезы также не сумели пока правиться со всеми задачами и не дали полного и окончательного ответа на вопросы строения и развития тектоносферы.

Если отнестись к тектонике плит как к очередной рабочей гипотезе, то мы найдем основания оценить ее роль в развитии наук о Земле в целом положительно.

Но не потому, что она ввела представления о плитах с их загадочными перемещениями.

Ее положительное влияние носит косвенный характер.

Сформулировав некоторые положения наук о Земле языком более привычным для физиков и математиков, чем язык геологов, она привлекла к проблемам строения и развития Земли внимание многих представителей этих дисциплин.

Впервые оказался возможным комплексный подход к изучению земных недр...»

В.В. Белоусов.

Основы геотектоники. М. Недра. 1989. С. 368-369.

1.1. Общие положения геодинамического анализа

Перефразируя выше приведенное высказывание В.В. Белоусова, бессмысленно отрицать достижения Новой глобальной тектоники (НГТ) в изучении процессов в литосфере, начиная с

глубокого докембрия. Мало того, на планетарном уровне без использования общей терминологии НГТ, в настоящее время, автор рискует быть не понятым большинством коллег. К такой терминологии относятся общеизвестные определения континентальных, микроконтинентальных плит и континентальной (надстеносферной) литосферы, океанических плит, конвергентных и дивергентных границ плит, коллизии, аккреции, субдукции. С другой стороны, относительно молодая сфера приложения НГТ – террейновый анализ вызывает массу вопросов, как по поводу самого определения террейна и применения термина, так и обоснования возможностей значительных перемещений террейнов по поверхности земной сферы, механизма амальгамации террейнов. Детальное обсуждение методологии террейнового анализа выходит за рамки данного исследования, но ввиду дискуссионности данных подходов к региональному геодинамическому анализу (в частности термина террейн), а в работе используются термины геоблоков, пластин, чешуй и др. При этом, не вызывает сомнений принципиальная возможность горизонтальных перемещений крупных масс литосферы (в том числе в архее и протерозое).

Построение модели развития ВКСО требует определения перечня индикаторных геодинамических комплексов, общепринятых для модельных обстановок. Перечень индикаторных обстановок общеизвестен; в данном конкретном исследовании приводится только тот их перечень, с помощью которого можно приблизиться к расшифровке геодинамической эволюции конкретного фрагмента литосферы Земли, а именно ВКСО. По мнению автора, этот перечень может, в сжатом виде, сформулирован по следующим позициям.

Океанические комплексы: офиолиты – аналоги мезо-кайнозойской океанической коры, с классической шейнманновской триадой (Белостоцкий, 1978, Книппер, 1999) и комплексом дайка-в-дайке в качестве единственного доказательства былого спрединга (следует отметить, что они появляются только в фанерозойское время), а подавляющая часть офиолитов с неполным набором вещественных комплексов – моложе 1 млрд. лет. (Albate et al., 1985, Ishivatari, 1994)); мощные, сотни м, до более 1 км толщи кремнистых пород, часто в ассоциации с толеитовыми базальтами и хемогенно-осадочными карбонатными толщами; комплексы океанических вулканических плато: гавайиты, муджеириты, фанерозойские аналоги коматиитов.

Платформенные комплексы: континентальные отложения, прибрежно-морские косослоистые песчаники, конгломераты, ракушняки, лагунные отложения, насыщенные флорой или водорослевыми матами; рифтогенные меденосные базальты в ассоциации с мелководными осадками; расслоенные ультраосновные щелочные интрузии; наложенные вулканогенные пояса с неполной гомодромной последовательностью вулканизма и щелочным уклоном; тафрогенные вулканические комплексы с антидромной последовательностью вулканизма; терригенно-карбонатные отложения «карбонатных платформ»; черносланцевые высокоуглеродистые пиритоносные отложения закрытых бассейнов с признаками сероводородного заражения.

Комплексы пассивных окраин: авандельтовые и склоновые турбидитовые и турбидито-подобные отложения; отложения подножия континентального склона и конусов выноса у его подножия; магматиты зон растяжения пестрого состава от ультраосновных до умеренно кислых.

Комплексы активных окраин: энсиматические островные дуги - вулcano-плутонические комплексы пестрого состава на океаническом основании (кремнистые толщи и глубоководные хемогенные карбонатные осадки с толеитовыми базальтами, иногда линзы габбро-ультрабазитового комплекса).

Коллизионные комплексы: чешуйчато-надвиговые пояса; батолитовые пояса коллизионных гранитоидов, преимущественно S-типа (коровые); дайки, малые интрузии, субвулканы ультраосновного-умеренно кислого состава со смешанными корово-мантийными изотопными характеристиками.

Субдукционные комплексы: надсубдукционные вулканические пояса на континентальном основании с гомодромной последовательностью вулканитов, венчаемые терминальными базальтами; комплексы аккреционного клина сочетание мелких блоков самых различных геодинамических обстановок (очень сложно идентифицируются, поэтому в данном исследовании мы воздержимся от отнесения каких либо участков литосферы к этой категории).

Термины: коллизия, субдукция, активная и пассивная континентальные окраины используются в работе согласно общепринятым определениям.

1.2. Анализ состояния проблемы. Постановка задачи

Наиболее значительную часть северного обрамления Пацифики в пределах России занимают структуры Верхояно-Чукотской складчатой области, названной так в свое время С.В. Обручевым (1934). В строении последней, традиционно выделялись Верхояно-Колымская и Чукотская складчатые системы (Кропоткин, Шаталов, 1936), разделенные Южно-Аньюской структурой (Сеславинский, 1979; Бондаренко и др., 2001) или шовной зоной (Парфенов, 1984). В настоящее время существует устойчивая тенденция к обособлению Чукотской складчатой системы и Южно-Аньюской зоны в самостоятельные тектонические элементы Тихоокеанского подвижного пояса (ТПП). Следствием этого является использование в литературе названия – Верхояно-Колымская складчатая область (ВКСО), применительно к структуре сложного внутреннего строения, граничащей с запада и юго-запада с Сибирской платформой, с юга и юго-

запада – с образованиями Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса и Корьякско-Камчатской складчатой области, с севера и северо-востока – с Южно-Ануйской шовной зоной (Геологическая..., 1980, 1986, 1992; Трунилина и др., 1997, 1999; Оксман, 1998, 1999^a; Тектоника..., 2001; Некрасов, 2004^a, 2006^b и др.).

В составе ВКСО можно выделить четыре группы структурных единиц (рисунок 1.1.). К первой принадлежат обнаженные на земной поверхности (Охотский, Омолонский) и гипотетические, погребенные под складчатыми и плитными комплексами фанерозоя (Хромский, Шелонский и др.) массивы раннедокембрийской консолидации (Мишнин, Рукович, 1997) с фрагментами разделяющих их протерозойских интракратонных прогибов (Некрасов, Поспелов, 2002^a). Вторую группу составляют палеозойские-раннемезозойские прогибы, превращенные в позднем мезозое в складчатые, складчато-надвиговые и покровно-складчатые системы (Верхоянская, Яно-Охотская и др.). В некоторых литературных источниках ранг этих систем повышен до поясов, либо понижен до зон. Третья, наиболее дискуссионная совокупность элементов, объединена Л.П. Зоненшайном с соавторами (1990^{a, б}) под названием “Колымской структурной петли” и соответствует Колымской платформе С.В. Обручева (1934; 1940). В настоящее время внешняя зона этой структуры выделяется в качестве Черско-Полоусненской покровно-складчатой системы (Геологическая..., 1992), либо – коллизионного пояса Черского (Оксман, 1999^a), а внутренняя – в качестве Алазейского (или Алазейско-Олойского) плитного комплекса (Гринберг и др., 1981). Наконец, к четвертой группе можно отнести позднемезозойско-кайнозойские рифтогенные или тафрогенные (Некрасов, Поспелов, 2002^b) прогибы, наложенные осадочные бассейны и поля платобазальтов, принадлежащие к структурам чехольного комплекса молодой платформы, которая формируется в настоящее время на месте ВКСО.

Первое описание междуречья Лены-Колымы приведено в работе Г.А.Сарычева (1802). В этом, по сути, географическом исследовании впервые охарактеризованы Верхоянские горы и хребет Черского, одна из цепей которого, впоследствии получила имя автора. Потребовалось еще 150 лет, прежде чем из отдельных маршрутных пересечений этой огромной страны, осуществленных И.Д.Черским, Э.В.Толем В.И. Обручевым, и др. (Мигидович, 1957), сложилась самая общая картина геологического строения региона и были предложены первые тектонические концепции его развития и сформированы мнения о специализации на определенные виды полезных ископаемых.

Первое, почти интуитивное впечатление от знакомства исследователей с Лено-Колымским междуречьем отражено на ранних схемах тектонического строения территории. В составе Верхояно-Колымской складчатой области еще В.С. Обручевым (1934, 1940) выделены Колымская или Индигиро-Колымская и Юкагирская платформы. Позднее, первая из них под именем Колымского массива была определена как тектонотип срединных массивов, а вторая,

поименованная Омолонским массивом, представлена в качестве тектонотипа остаточного массива (Пушаровский, 1956, 1960; Богданов, 1963). Обе структуры объединялись в Колымо-Омолонский кристаллический массив с докембрийским консолидированным фундаментом. В его состав включалась также сложно построенная система тектонических блоков, незамкнутым кольцом опоясывающая массив и выделенная в качестве окраинных поднятий (Тильман, 1958, Тильман и др., 1969) или горст-антиклинорий - Полоусного, Селенняхского, Тас-Хаяхтахского, Омулеского, Момского и Приколымского (позднее объединенных в Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс – рисунок 1.1.).

Позднепалеозойские-мезозойские структуры ВКСО, окружающие массив с юга, севера и запада, подразделялись на ряд тектонических структур второго и третьего порядков: Верхоянский мегаантиклинорий, Полоусненский и Иньяли-Дебинский мегасинклинии, Северо-Полоусненский, Куларский, Адычанский (Среднеянский), Эльгинский и Балыгычанский антиклинории и ряд более мелких структур (Некрасов, 1962; Гусев, 1979). В пределах Колымо-Омолонского массива обособлялись позднемезозойский Илин-Тасский антиклинорий, позднепалеозойские-кайнозойские наложенные впадины и прогибы (Тектоника..., 1975; Тектоника..., 1990). Такова классическая схема тектонического районирования, используемая практически всеми исследователями, вплоть до конца 70-х годов.

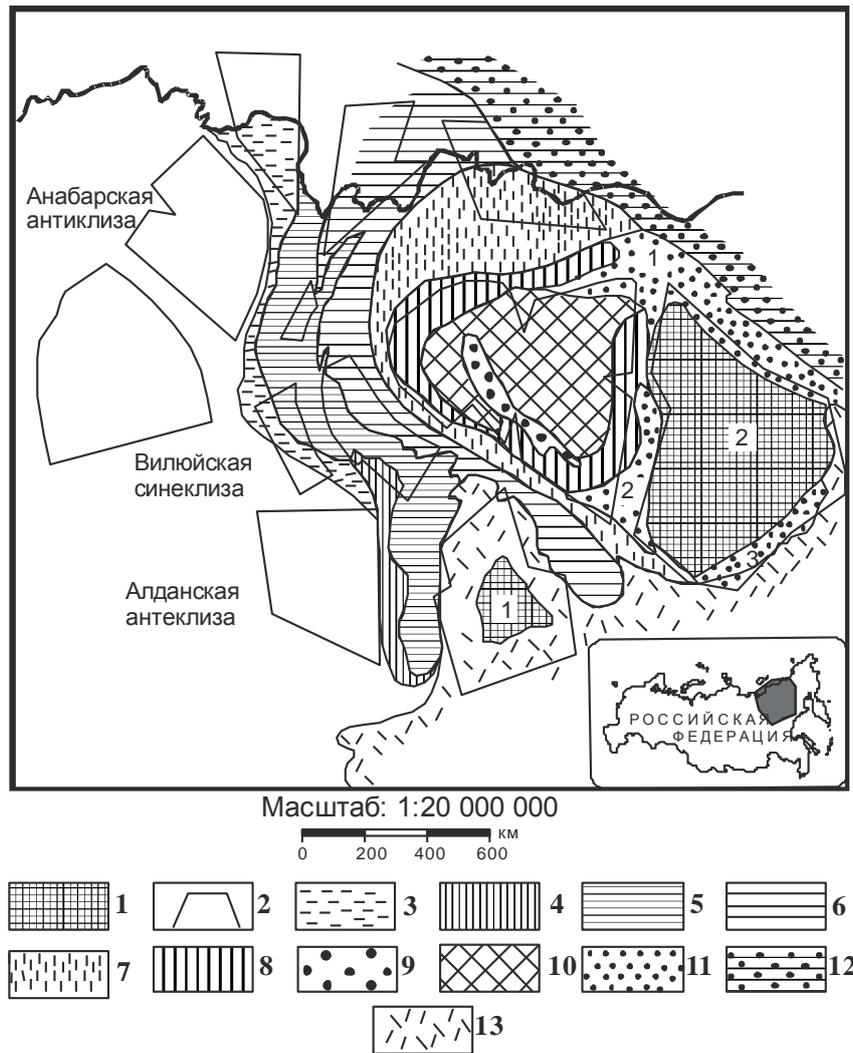


Рисунок 1.1.

Докайнозойские структуры Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). Составлен автором. Массивы архейской консолидации: 1 – обнаженные на дневной поверхности (1-Охотский, 2-Омолонский); 2 – предполагаемые по геофизическим данным под плитными и складчатыми комплексами; основные структурные элементы внешней зоны ВКСО: 3 – Предверхоанский надвиговый пояс; 4 – Сетте-Дабанский складчато-надвиговый пояс; 5 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 6 – Яно-Охотский складчато-глыбовый пояс; 7 – Яно-Колымский складчато-надвиговый пояс; структурные элементы внутренней зоны ВКСО: 8 – Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс; 9 – Илин-Тасский складчатый пояс; 10 – Алазейский плитный комплекс; 11 – наложенные прогибы (1-Олойский, 2-Сугойский, 3-Гижигинский); конвергентные границы: 12 – Южно-Аньюская шовная зона; 13 – Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс.

Схема тектонического районирования со второй половины 30-х годов прошлого века, базировалась на следующем фундаментальном утверждении, принимаемом всеми ее авторами, хотя зачастую и с различными оговорками. А именно: Верхояно-Колымская складчатая система, ограниченная с северо-востока Южно-Аньюской шовной зоной, а с юго-востока структурами Корякско-Камчатской складчатой области была заложена и длительно развивалась на раннедокембрийской континентальной коре, с возрастом консолидации не позднее конца раннего протерозоя (Жуланова, 1990; 1991). Тем не менее, с первых лет исследований территории существовали альтернативные концепции эволюции Сибирско-Колымского региона, берущие начало от трудов М. М. Тетяева (1935). Центральная идея концепции подразумевала океаническую

природу внутренних районов ВКСО. При этом, вся структура Сибирско-Колымского региона относилась к области альпийской складчатости.

Далее, в течение более чем полувека, обе точки зрения эволюционировали в соответствии с развитием наук о Земле. Актуальность непрекращающейся дискуссии обусловлена несколькими причинами. Во-первых, ни в одну из существующих моделей не укладываются сколько-нибудь непротиворечиво базовые данные по геологии ВКСО, даже на высоких уровнях обобщения материала. Во-вторых, совершенно необходимо на современном уровне знаний определить природу и тектоническую позицию Колымского и Омолонского массивов, с учетом того, что они были выделены в качестве тектонотипов соответственно срединного и остаточного массивов. В-третьих, литосфера в пределах ВКСО является консолидированной и имеет глущинное строение, близкое к таковому древних платформ (рисунок 1.2.), а структуры так называемой «Колымской петли» (Зоненшайн и др., 1990^{а, б}) имеют глубокое залегание надастеносферной литосферы, что также характерно для древних платформ (рисунок 1.2 е). Тем самым, рассмотрение проблем возраста формирования и характера последующего преобразования консолидированной коры региона, позволяет поднять вопросы о генетической природе складчатых структур ВКСО.

В связи с этим, проблема может быть сформулирована следующим образом: принадлежат ли земная кора и литосфера региона к таковой молодых, а возможно и древних платформ, истинная природа которых, в значительной степени замаскирована позднейшими тектоническими процессами, либо же ВКСО является классической складчатой областью, что в той или иной мере подразумевает бывшее существование симатического основания.

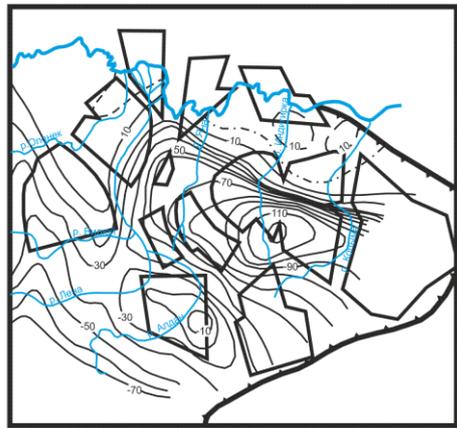
Новый импульс последним представлениям был дан в работах И.М. Русакова и В.А. Виноградова (1969), Русакова и др., (1975); В.М. Мерзлякова и др. (1974). Верхояно-Чукотская складчатая область рассматривалась в рамках учения о геосинклиналях и описывалась, в качестве полнопрофильной геосинклинальной системы полициклического развития. Основными причинами, по которым данная концепция не получила дальнейшего развития явились: отсутствие в пределах Колымского массива и Черко-Полоусненской системы доказательно обоснованных разрезов, сколько-нибудь сопоставимых с эвгеосинклинальными по мощностям и набору типовых формаций и характеру складчатости; несравнимо меньшие объемы вулканитов и отсутствие выраженного андезитового уклона магматизма. К тому же к середине 90-х годов было накоплено достаточно дофанерозойских, в том числе и раннедокембрийских радиологических датировок по различным районам ВКСО (Гринберг и др., 1981; Жуланова, 1990; Лейер и др. 1993; Трунилина и др. 1999). Обобщены они в работе: Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Якутск, 1997, т. I, с. 6-8.

Фактически, «на плечах» выше приведенной концепции строения и развития региона развивались различные модели его эволюции с позиций НГТ. Ранние разработки И.М. Херрона (Herron, 1974) и К. Фуджиты и Т. Ньюберри (Fijuta, 1978; Fijuta, Newberry, 1982, 1983) предусматривали выделение на Северо-Востоке СССР до девяти микроплит с различным типом коры. В этих реконструкциях коллаж мелких плит Верхояно-Колымской и Чукотской областей считался целиком принадлежащим Северо-Американской континентальной плите (САП), а границей последней с Евро-Азиатской плитой (ЕАП) служил Верхоянский пояс (Churkin, Eberlein, 1977). В советских работах раздел между САП и ЕАП проводился по границе Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов (рисунок 1.1.) - по Чаркы-Индигирскому и Янскому разломам (Парфенов, 1984).

В более поздних построениях граница Евро-Азиатской и Северо-Американской плит фиксировалась по зоне Адыча-Тарынского глубинного разлома (по границе Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов - рисунок 1.1.) или к ней относился весь Черско-Полоусненский пояс (Парфенов, 1995; Оксман, 1999^a; Стогний, Стогний, 2007 и др.). Предлагается также граница по зоне Момо-Селенняхских впадин (Спектор, 1983 и др.); по Южно-Аньюйской шовной зоне (Сеславинский, 1979, Петришевский, 2007); по Чукотской трансформной геосутуре (Ротман, 1996; Бондаренко и др. 2001).

Кроме того существует вариант проведения границы, секущей в северо-западном направлении Колымский массив, Черско-Полоусненскую и Яно-Колымскую системы и совпадающей с Арктико-Азиатским сейсмическим поясом (Имаев и др., 1995, 2000; Тектоника..., 2001). Наконец, в качестве наиболее крупного глубинного раздела в регионе, фигурирует зона повышенной мел-кайнозойской вулканической активности, пересекающая Колымский массив в меридиональном направлении - так называемый Индигино-Марианский рифт (Сывороткин, 1997) или Трансиндигирская вулканогенная зона (Некрасов, 1998).

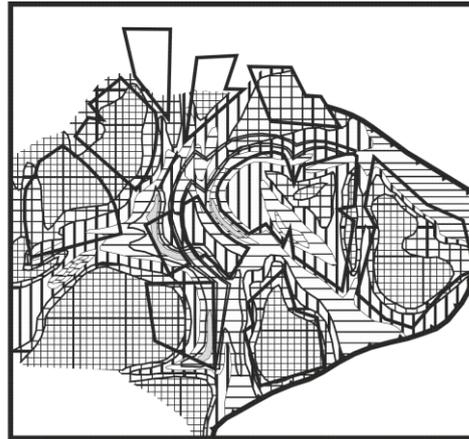
Такой разброс мнений о положении наиболее значимой межлитосферной границы (на четыре тысячи км с запада на восток, фактически от р. Лена до Берингова пролива), сам по себе свидетельствует о «сложностях и неоднозначностях плейт-тектонических реконструкций в регионе» - Богданов, 1998. Если вернуться к ранним плейт-тектоническим построениям, то итог им подвели Л.П. Зоненшайн, Л.М. Натапов и др. (Натапов, 1989; Зоненшайн и др., 1990; Зоненшайн, Кузьмин, 1992 и др., Львов, Неустроев, 1991). Очевидные недостатки таких построений стали обсуждаться практически одновременно с их обнаружением (Талент, 1990).



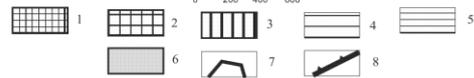
Масштаб: 1:20 000 000



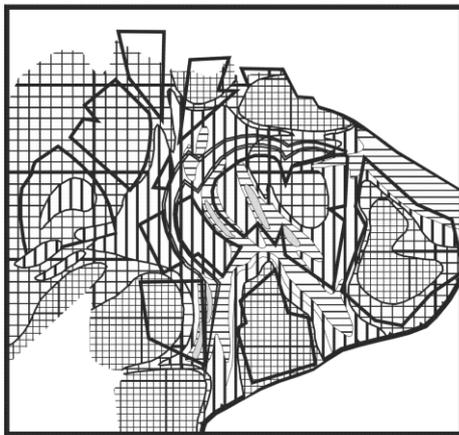
а



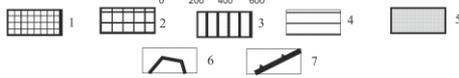
Масштаб: 1:20 000 000



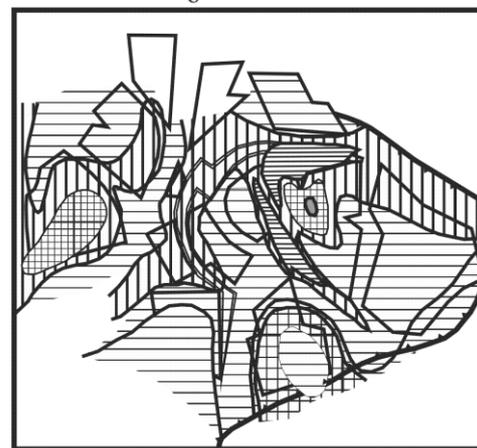
б



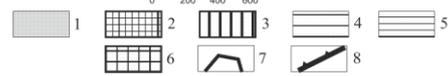
Масштаб: 1:20 000 000



в



Масштаб: 1:20 000 000



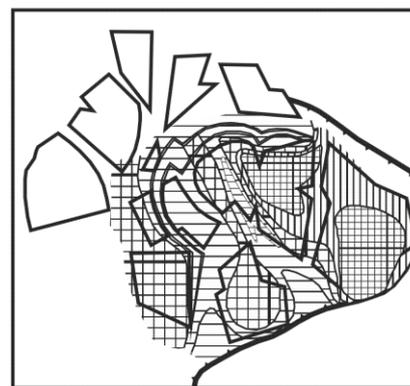
г



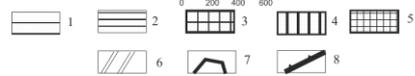
Масштаб: 1:20 000 000



д



Масштаб: 1:20 000 000



е

Рисунок 1.2.

Строение литосферы Верхояно-Колымской складчатой области. Составлен автором. а - низкочастотная составляющая гравитационного поля региона (по данным Г. А. Стогний и др., 1999; Стогний, Стогний, 2007). 1 – отрицательная, 2 – нулевая, 3 – положительная, 4 - контуры архейских кратонов, 5 - предполагаемое положение докайнозойской конвергентной границы Северо-Азиатской плиты; б - глубина залегания подошвы осадочного слоя в восточной части Сибирской платформы и в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы. По материалам: Сейсмические..., 1980; Гринберг и др., 1981; Константиновский А.А., 1983; Артюшков Е.В., Беэр М.А., 1984, 1985; Парфенов, 1984; Геологическая..., 1980, 1986, 1991, 1992; Артюшков, 1993; Микуленко К. И. и др., 1995; Оксман В. С., 1997^{а, б}; Орадовская М. М., 1997; Худoley А. К., Гурьев Г. А., 1998; Гриненко и др., 2000; Тектоника..., 2001 и др. Глубина залегания кровли: 1 - <3км, 2 - 3-5км, 3 - 5-8км, 4 - 8-11км, 5 - 8-13км, 6 - 13-15км (до 18 км в Иньяли-Дебинском синклинии); 7-8 – см. на рис. а; в - мощность гранитного слоя земной коры восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой системы. 1 – 21-25км, 2 – 17-21км, 3 – 14-17км, 4 – 10-14км, 5 - <5-10км, 6-7 – см. на рис. а. Литературные данные – см. на рис. а-б; г - глубина залегания кровли базальтового слоя в восточной части Сибирской платформы и в пределах Верхояно-Колымской складчатой системы. По материалам: Сейсмические..., 1980; Иванкин, Фельдман, 1983; Булин., 1988; Вашилов., 1991; Измайлов, Линькова, 1991. Глубины залегания кровли: 1- <15км, 2- 15-17км, 3- 17-20км, 4- 20-25км, 5- 25-30км, 6- >30км, 7- 8 – см. на рис. а; д - глубина залегания поверхности М по результатам интерпретации дисперсии поверхностных волн и скоростей пробега продольных волн от близких землетрясений. По данным: В. Д. Суворова; З. А. Корниловой (1986); А. М. Алакшина и Б. М. Письменного (1988); Н. М. Чернышова (1988); Ю. А. Вашилова (1991); Л. И. Измайлова и Т. И. Линьковой (1991), и др. 1- Архейские кратоны, 2- Раннепротерозойские подвижные пояса, 3- Бурхала-Олерский гравитационный максимум, 4- – см. на рис. а; 5- Изолинии глубины залегания поверхности М в км., 6- мощность земной коры в районах сейсмических станций; е - глубины залегания кровли проводящего слоя верхней мантии под образованиями Верхояно-Колымской складчатой системы. По материалам: Щукина Ю. К., 1984; Вашилова Ю. А., 1991; Степашко, 1999 и др. 1- 60-80км., 2- 80-100км., 3- 100-120км., 4- 120-150км., 5- >150км (до 220 км под Алазейским поднятием), 6-7 – см. на рис. а.

Они сводятся, прежде всего, к недоучету объективно существовавшего на протяжении большей части фанерозоя единства осадочных и магматических формаций и синхронности геологических событий на территории ВКСО. А главное, пока непреодолимым препятствием для гипотезы перемещений плит из Тихоокеанской области в позднем палеозое - раннем мезозое, является исключительно своеобразная бореальная биота (Бычков, 1994; Бяков, 1991; Ермакова, 1995; Курушин и др., 1994, 1996; Ганелин, 1973; Устрицкий 1993, 2006 и др.), не имеющая аналогов на всех Тихоокеанских плитах. Другими словами, между Палеопацификой и осадочными бассейнами ВКСО существовал определенный барьер.

С начала 90-х годов при изучении региона стал широко применяться террейновый анализ. Исследования развиваются в настоящее время по двум расходящимся направлениям. Первое связано с распространением модели коллажа террейнов не только на обрамляющие складчатые области, но и на Сибирскую платформу (Khranov et al., 1985, Parfenov, 1994, Розен и др., 1999; Тектоника..., 2001). Второе направление связано с новейшими (имеются ввиду последние 30-35 лет) картографическими (издание разномасштабных геологических карт новых серий – Геологическая..., 1980, 1986, 1991, 1992, 1997; Терехов и др., 1979, 1984, 1989 и др.), стратиграфическими (Мерзляков, 1971; Русаков и др., 1977; Терехов, Дылевский, 1988; Шпикерман, Мерзляков, 1988; Поспелов и др., 1995; Тарабукин и др., 1997; Каскевич, 1997; Орадовская, 1997; Карякин, Оксман, 1999; Карякин и др. 2000 и др.), палеонтологическими (Ганелин В.Г, 1973; Астафьева-Урбайтис, Ясаманов, 1986; Бяков, 1991; Астафьева, 1993; Ермакова, 1995 и др.), литолого-фациальными (Япаскurt, 1985, 1992; Егоров, 1993; Симанович, Андриянов, 1994; Соловьева, Япаскurt, 1994; Худoley, Гурьев, 1998; Некрасов, 2004^б; Гусев, Аристов, 2011),

структурно-формационными (Парфенов, Прокопьев, 1993; Прокопьев, Гриненко, 1995; Оксман, Куренков, 1996; Третьяков, 1996, 1999; Прокопьев, 1997; Прокопьев, Оксман, 1997; Рукович, Мишнин, 1999; Фридовский, 1999; Поспелов, Некрасов, 2000), петрологическими (Плюснина, Некрасов, 1989; Некрасов, 1993^{a, б}; Оксман и др., 1996, 1998^{a, б}; Колодезников, Рукович, 2007; Трунилина и др., 1999, 2007 и др.) и геодинамическими (Натапов, 1989; Парфенов и др., 1989; Тильман, Богданов, 1992; Чехович, 1993; Масайтис, 1995; Оксман, 1997^a, 1999^{a, б}; Карякин, Оксман и др., 2000; Чехов, 1999, 2000, 2007; Руженцев и др., 1999; Иванов, 2000; Поспелов и др., 1995, 2001; Некрасов, 2004^{b, c}, Некрасов, Костин, 2005; Глебовский и др. 2006; Некрасов, Ганеев, 2006; Прокопьев и др., 2007) исследованиями в регионе, недавними работами по изотопии и радиологии (Милов, 1991; Лейер и др., 1993; Костин, 1997, 2001; Ненашев, Зайцев, 1980, 1985, 1999; Константинов и др., 2003 и др.), а также данными по сейсмотектонике и палеомагнетизму (Львов, Неустроев, 1991; Шпикерман и др., 1993; Имаев и др., 1995; Веселовский, 2007; Родионов и др., 2007; Шацилло, Павлов, 2007 и др.). Взгляды исследователей в последние годы неуклонно меняются в сторону точки зрения о единстве геодинамической эволюции региона по крайней мере с позднепалеозойского времени. Например, исследователи лаборатории С. Д. Соколова (ГИН РАН) склонны в последние 25 лет рассматривать область (примерно соответствующую ВКСО), ограниченную с северо-востока Южно-Ануйской зоной, а с юго-востока ОЧВП, сформированным над Удско-Мургальской дугой, в составе единой с Сибирской платформой литосферной плиты (Соколов, 1997, 2003; Соколов и др., 1997; 1999).

Другой пример – это взгляды геологов якутской школы (Л.М. Парфенов, В.С. Оксман, Ф.Ф. Третьяков, А.В. Прокопьев и др.). В рамках концепции межплитной коллизии Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского составного микроконтинента объясняются: природа «Колымской петли» и эшелонированное расположение складчатых поясов к востоку от Сибирской платформы, генезис гипербазитового пояса хр. Черского, длительный по времени основной магматизм континентально-рифтогенной природы и коллизионная природа S-гранитов главного батолитового пояса Северо-Востока России. Модель подкреплена анализом структурных парагенезов региона. В позднемезозойской истории выделяются три этапа деформаций. В первый в коллизионном поясе Черского сформировалась покровная (дуплеcная) структура. Во второй этап образованы сдвигово-надвиговые парагенезы с образованием структур типа сдвиговых дуплексов и веероv сжатия (Woodcock, Fisher, 1986), а также структур типа «пальмового дерева» (Sylvester, 1988). В третий этап формируются сдвиги, подчиненные ранее сформированным структурам. Глубинные разломы, разделяющие террейны (Адыча-Тарынский, Чаркы-Индибирский и др.), интерпретируются как сутурные зоны (Dewey, 1977) или безофиолитовые структурные швы (Леонов, 1993).

В то же время данная модель имеет много неопределенностей. Доказательства океанической природы выделенного В.С. Оксманом с соавторами (1999^a, Тектоника..., 2001) позднепалеозойского Оймяконского бассейна отсутствуют. С большими трудностями сталкиваются попытки реконструкции островных дуг. Последовательность, палеофациальные ряды, длительность по времени, объемы и химизм вулканитов, не соответствуют стандартным характеристикам таковых классических островных дуг (Трунилина, 1992). Совершенно не ясно как сочетаются с обстановкой одностороннего сжатия покровные (дуплексные) структуры латерального удлинения (Гончаров и др., 1997) с одной стороны и общая дивергентная структура коллизионного пояса, - с другой стороны. Дискуссионным является вопрос о выделении в регионе значительного количества террейнов.

Небольшая группа исследователей предполагает значительную или ведущую роль трансформных разломов в тектонике и эволюции региона (Ханчук, Иванов, 1999). В наиболее разработанной модели А.И. Ханчука регион сравнивается с калифорнийской окраиной и особенности его строения представляются результатом длительного развития трансформной границы калифорнийского типа. В основном, в рамках модели объясняется своеобразный характер металлогении региона, но применение в ней террейнового анализа, вызывает такие же вопросы, как и к концепции, охарактеризованной выше.

Среди сторонников формирования Верхояно-Колымских мезозоид на древнем, раннедокембрийском фундаменте наибольшая группа исследователей развивает континентально-рифтовую модель (Миронюк, Загрузина, 1983; Фрумкин, 1983). Кратоны в пределах региона имели менее плотную «упаковку», чем на Сибирской платформе, что обусловило последующую деструкцию с образованием рифтовых систем, наследующих древние подвижные пояса. Наиболее слабым местом этой общей концепции является наличие складчатой (коллизионной) структуры ВКСО, характерной для таковой энсиматических областей.

Крайней точкой зрения можно считать мнение И.Л. Жулановой (1990), которая считает все блоки кристаллических пород Северо-Востока России (включая Корякские, Камчатские и гипотетический Охотоморский массив), сохранившимися фрагментами древнего материка раннедокембрийской консолидации, западная часть которого сохранилась в виде Сибирской платформы, а восточная была в рифей-фанерозойское время вовлечена в процесс переработки консолидированной коры.

В работах В.М. Мишнина и В.Н. Руковича (1997; 1999) предполагается, что на месте раннепротерозойских подвижных поясов, часть из которых возможно имела симатическую природу, закладывались унаследованные долгоживущие прогибы подобные Патомско-Виллойскому авлакогену (Масайтис, 1995; Степашко, 1999).

А.Д. Чехов (1999, 2000, 2007) предлагает оригинальное решение проблемы «Колымской петли». По его мнению, в течении фанерозойского времени на месте Колымского массива развивалась рифтовая система по типу тройного сочленения. В этой концепции остается неясным механизм формирования батолитовых поясов.

Наконец В.М. Кузнецов (1999) считает всю ВКСО гигантским счешуенным аллохтоном, перемещенным в сторону Сибирской платформы с ее активной окраины. Собственно «подложье» этого аллохтона мы можем наблюдать на Алазейском плоскогорье и в отдельных чешуях (Уяндинский блок и др.) Черско-Полоусненской системы. Однако, в «чистом» виде такая трактовка тектонического строения не объясняет, прежде всего, коллизионный гранитоидный магматизм Черско-Полоусненской системы.

В результате, на сегодняшний день отсутствует модель, в рамки которой внутренне непротиворечиво укладывались бы временные и пространственные взаимоотношения основных групп структурно-вещественных элементов ВКСО. На очередном, достигнутом нами уровне понимания сложности процессов, мы стоим перед той же дилеммой, что и авторы первых схем развития региона.

Является ли ВКСО древней ремобилизованной континентальной областью (Некрасов, 2002, 2003, 2006^a), а ее нынешняя, постулируемая большинством исследователей, принадлежность к внешней зоне Тихоокеанского подвижного пояса – есть результат процессов короткого (с конца позднего мезозоя) отрезка геологической истории? Или структурные элементы ВКСО (исключая раннедокембрийские массивы) были сформированы в различных геодинамических обстановках, амальгамированы в Колымо-Омолонский микроконтинент и аккреированы к Сибири в позднем мезозое.

Малоутешительные итоги применения террейновой концепции подвели С.Д. Соколов с соавторами (1997) к утверждению: “по-видимому, приходится согласиться с тем, что начиная с раннего карбона, ВКСО располагалась в тылу конвергентных границ”, маркируемых в настоящее время Южно-Ануйской шовной зоной и Охотско-Чукотским поясом. Другими словами, по меньшей мере, с позднего палеозоя регион составлял единое целое с Сибирским континентом. И это – для классической мезозойской складчатой области! Таким образом, исследователи к настоящему времени, в значительной степени находятся в тупике, хотя и на более высоком уровне осмысления чем, скажем, 50 лет назад.

Представляется, что попытки решения проблемы в рамках определенной парадигмы были «обречены», в конечном счете, на неудачу, т.к. и геосинклиальная концепция, и новая глобальная тектоника – суть гипотезы линейные, как во временных, так и в пространственных координатах. Тогда как Колымская петля – в первом приближении структура кольцевая в пространстве (Белый, 2002) и скорее всего нелинейная по характеру своего развития во времени.

Для построения геодинамических моделей таких структур существуют теоретически разработанные концепции мантийных плюмов (абиссолитов) и глубинных диапиров, вихревых структур вращения (Иванкин, Фельдман, 1983 и др.). Но в настоящее время предпринимаются только первые попытки увязки этих концепций с глобальными тектоническими парадигмами. В этом контексте ВКСО и в частности Колымская петля представляют собой великолепный геодинамический полигон, который обязательно будет востребован в наступившем веке.

В соответствие с накопленной предшественниками базой данных, и с учетом собственных исследований автора задача данной главы может быть сформулирована следующим образом.

Определение геодинамической сущности ВКСО во времени и в обозначенной системе координат, проводится через реконструкцию ее эволюции. В результате такой реконструкции, предполагается оценить природу основных геолого-структурных элементов, которые известны достаточно давно, но в их определение различными исследователями вкладывается разный смысл.

1.3. Геодинамическая природа и позиция ВКСО в дофанерозойское время

Практически никто из исследователей ВКСО не ставит под сомнение архейскую и раннепротерозойскую природу пород выступов Омолонского и Охотского массивов. Но, это мало что дает в понимании раннедокембрийской истории ВКСО. Единичные допозднепротерозойские датировки абсолютного возраста пород других структур области, за пределами Омолонского массива (свод всех докембрийских датировок региона приведен в работе автора 2004^a), не позволяют, на наш взгляд, сделать вообще никаких выводов. Ведь все эти датировки получены применительно к породам ультрабазитового состава. А к таким определениям абсолютного возраста, как представляется, надо относиться крайне осторожно. Например, в работе Ю.В. Блюмана (2000), приводятся данные, свидетельствующие, что вообще все ультрабазиты выплавлены из мантии не позднее 1,8-2,0 млрд. лет назад, в условиях, которые мы мало понимаем и, наши представления о разделении Земли на сегменты, значительных горизонтальных перемещениях древних континентальных блоков протокры – являются гипотетическими.

В настоящее время, конец палеопротерозоя (2000-1800 Ма) считается общепринятым рубежом формирования Пангеи I. В интервале времени 1800-600 Ма происходило вначале обособление Гондванского и Лавразийского суперконтинентов, затем древних платформ в гра-

ницах близких к современным. Деструкция суперконтинентов являлась длительным нелинейным процессом, включающим сочетание во времени и пространстве таких различных структур растяжения, как авлакогены, континентальные рифты, протоокеанические бассейны (интракратонные прогибы с сиалическим и симатическим основанием), а также области ареальной переработки сиалической коры, связанные с рассеянным рифтингом (Проблемы..., 1986). Все эти структуры роднит их интраконтинентальная природа, иными словами они не нарушали сплошности суперконтинентов. В последние два десятилетия обоснован ряд признаков, позволяющих идентифицировать перечисленные тектонические единицы в ранней истории многофазных мобильных поясов (Проблемы..., 1986; Проблемы..., 1997) к которым, возможно, принадлежит Верхояно-Колымская складчатая область (ВКСО).

В пределах ВКСО, кроме раннедокембрийских Охотского и Омолонского массивов, установлены погребенные предположительно также раннедокембрийские кратоны: Хромский, Шелонский массивы и др. В пределах Черско-Полоусненского складчатого пояса, а также в пределах Алазейского сегмента ВКСО известны тектонические блоки и линзы базит-ультрабазитовых пород, с которыми иногда ассоциируют полиметаморфические комплексы. Все эти блоки объединяются в офиолитовый пояс Черского (Архипов, 1984; Оксман и др., 1994). Однако в составе этого пояса существуют совершенно разные блоки, отличающиеся тектоническим строением и составом пород (рисунок 1.3.). Линзовидные, расчешуенные блоки, сложенные преимущественно ультрабазит-базитовыми образованиями, резко отличаются от изометричных блоков, сложенных полиметаморфическими породами, насыщенными разнообразными магматитами от ультраосновных до кислых. Именно они интересны на уровне рассматриваемого временного среза. Радиологические датировки различными методами пород данных блоков варьируют от 2000 до 540 Ма (Некрасов, 2004^а). Они могут быть идентифицированы в качестве фрагментов древних мобильных поясов, «сшивавших» раннедокембрийские кратонные блоки (Некрасов, Поспелов, 2001). Породы, слагающие блоки, резко отличаются по степени метаморфизма и вещественному составу от вмещающих, палеонтологически охарактеризованных терригенно-карбонатных толщ нижнего и среднего палеозоя, охваченных региональным тектонотермальным метаморфизмом зеленосланцевой фации. Несмотря на установленное или предполагаемое аллохтонное залегание большинства древних тектонических блоков, практически во всех современных моделях постулируется их принадлежность к Лавразии.

В наиболее крупном – Уяндинском (рисунок 1.3. -1.4.) тектоническом блоке Селенняхского сегмента (участки Уяндинская петля – рисунок 1.4. и Анхайдаах – рисунок 1.5.) в обобщенном виде намечаются следующие структурные и временные взаимоотношения вещественных комплексов (Некрасов, Каскевич, 2002ф; Некрасов, Поспелов, 2001; 2002^а).

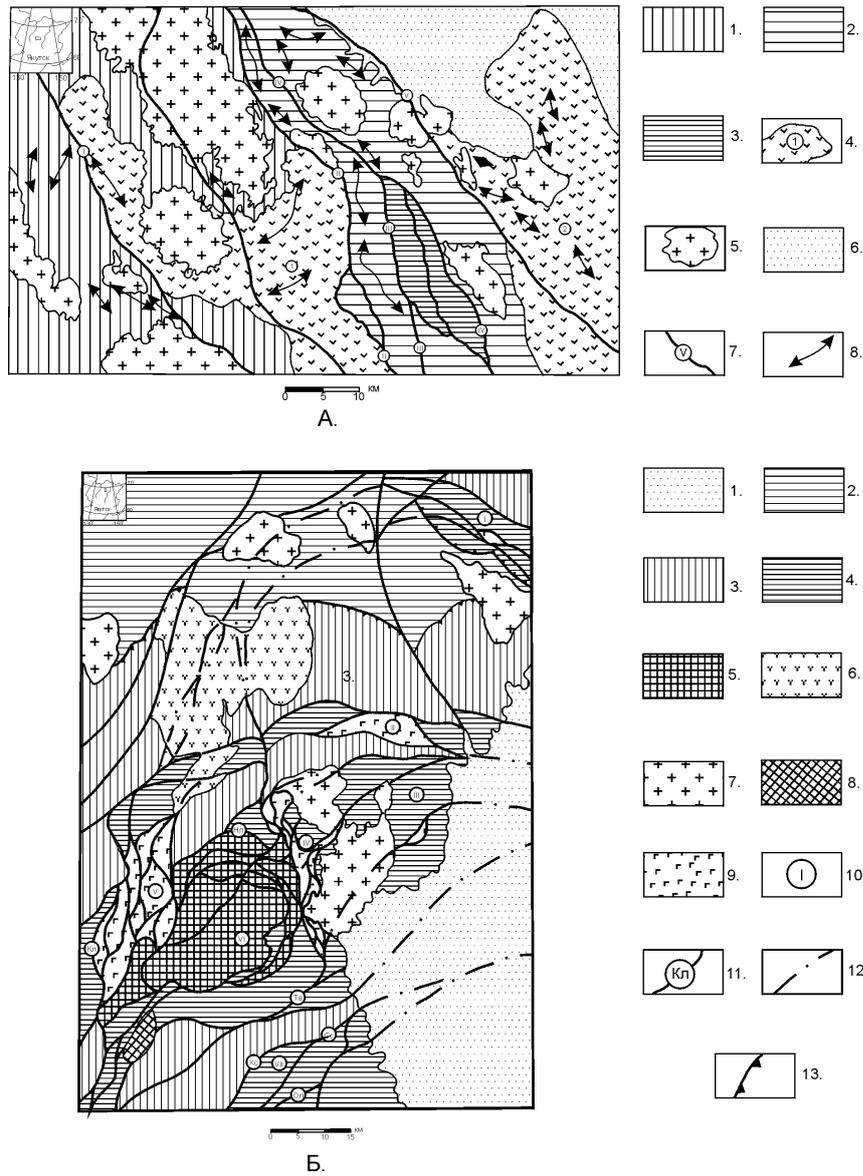


Рисунок 1.3.

Положение тектонических блоков метаморфических пород и ассоциирующих с ними метамагматов в Тас-Хаяхтахском (А) и Селенняхском (Б) сегментах Черско-Полоусненского покровно-чешуйчатого пояса. Составлен автором.

А. Мунилканский блок в структуре Тас-Хаяхтахского сегмента. 1-3 - тектонические блоки: 1 - Догдинский (карбонатные породы PZ_2), 2 - Кыринский (терригенно-карбонатные породы PZ_{1-2}), 3 - Мунилканский (фрагменты тектонических пластин метаморфизованных дунитов, гарцбургитов, лерцолитов, верлитов, кортландитов, амфиболитов, габбро, габбро-амфиболитов и metabазальтов, карбонатно-терригенные зеленосланцево-метаморфизованные породы O_{1-2}); 4 - поля развития верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи: 1 - Догдинское, 2 - Суордахское; 5 - раннемеловые гранитоидные массивы; 6 - кайнозойские отложения Селенняхской впадины; 7 - разломы: I - Усунский, II - Кутуканский, III - Шумовой, IV - Чычас-Кыринский, V - Ойосордохский; 8 - оси крупных складок.

Б. Уяндинский блок в структуре Селенняхского сегмента. 1 - кайнозойские отложения Абыйской впадины; 2-3 - неметаморфизованные породы: 2 - терригенные (T_3-J_1), 3 - карбонатные и терригенно-карбонатные (O_1-C_1), карбонатно-вулканогенно-терригенные (C_2-J_3); 4-5 - метаморфические породы: 4 - Таландинского зеленосланцевого комплекса (O_1-S_2) - мраморизованные известняки, карбонат-кварц-хлорит-серицитовые сланцы, филлиты, 5 - Уяндинского полиметаморфического комплекса ($PR_2-O_1?$) - амфиболиты, двуслюдяные сланцы, кварциты, кварцито-сланцы, мраморы, кальцифиры, мраморизованные известняки, плагиоклаз-амфибол-хлорит-слюдистые, кварц-серицитовые сланцы, филлиты, метапесчаники с линзовидными телами метагипербазитов, габбро-амфиболитов, гранито- и сиенито-гнейсов; 6 - Дзыхтардахский вулканоплутонический комплекс (K_2); 7 - гранитоидные батолиты.

ты (J₃-K₂); 8 - Томмотский магматический комплекс (D₂-C₁); 9 - Калгынский и Анхайдаахский базит-ультрабазитовые комплексы (PR₂-PZ₁?) - метаморфизованные дуниты, перидотиты, вебстериты, кортландиты, амфиболитованное габбро, габбро-амфиболиты, метабазальты; 10 - ветви базит-ультрабазитового пояса горной системы Черского и ассоциирующих с ним метаморфических комплексов: I - Кюрелехская, II - Эстериктяхская, III - Бурхаанская, IV - Эстериктях-Тасская, V - Калгынская, VI - Уяндинская, VII - Таландинская; 11-12 - разломы: 11 - выведенные на дневную поверхность (Нл - Нялгойский, Кл - Калгынский, Та - Таландинский, Сс - Сянгасанский, Хс - Хатыннах-Саалинский, Ол - Олындынский), 12 - скрытые под осадочными и вулканогенно-осадочными породами (C₂-J₃) или "залеченные" мезозойскими магматическими образованиями; 13 - Южно-Полуосненская система надвигов.

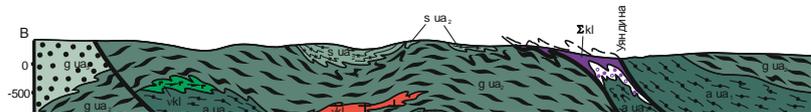
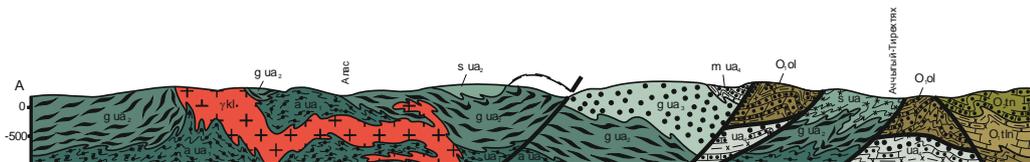
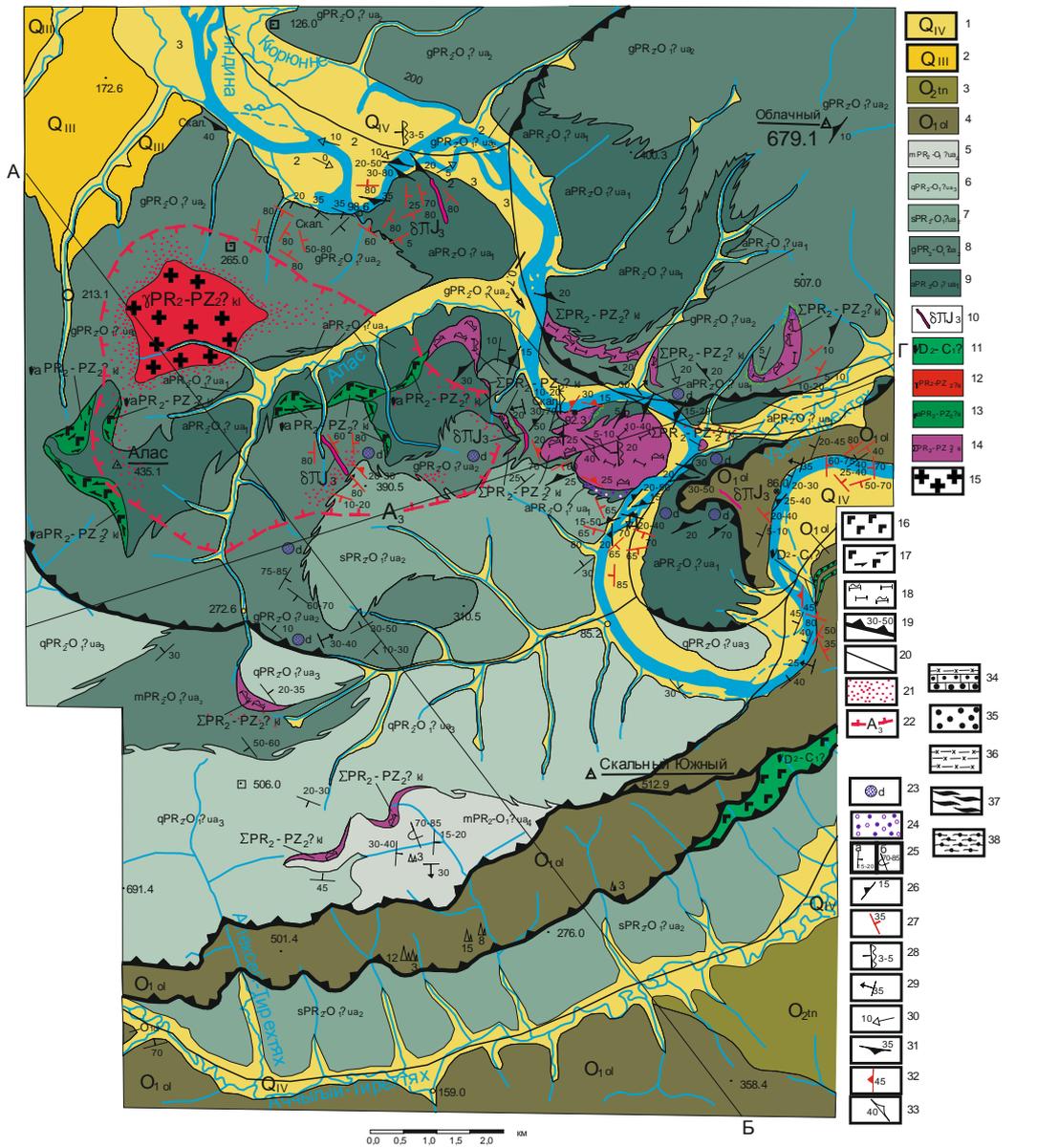


Рисунок 1.4.

Строение фрагмента Уяндинского тектонического блока Селенняхского сегмента пояса (Участок Уяндинская петля). Составлен автором. 1-2 – рыхлые отложения: 1 – современные, 2 – верхнечетвертичные; 3-4 – Таландинский зеленосланцевый комплекс (O_1-S_2): 3 – тингская свита (O_2) – мраморизованные известняки и доломиты, серицит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы, филлиты, 4 – ольдинская свита (O_1) – мраморизованные доломитистые известняки, мраморы, серицит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы; 5-9 – Уяндинский полиметаморфический комплекс ($PR_2-O_1?$): 5 – пятая толща (мраморы, мраморизованные известняки, кварцито-сланцы, кварциты, кальцифиры), 6 – четвертая толща (кварциты, мраморы, кварцито-сланцы, кальцифиры), 7 – третья толща (филлитовая и зеленосланцевая фации метаморфизма: кварцито-сланцы, серицит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы, филлиты, метапесчаники, мраморизованные известняки), 8 – вторая толща (амфиболитовая фация метаморфизма: биотитовые и двуслюдяные кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты), 9 – первая толща (амфиболиты, кристаллосланцы и гнейсы, мраморы, кальцифиры); 10 – дайки диоритовых порфиритов (J_3); 11 – габбро и амфиболитизированное габбро Томмотского интрузивного комплекса (D_2-C_1); 12-14 – Калгынский (Уяндинский) магматический комплекс ($PR_2-PZ_2?$): 12 – гнейсо-граниты, гнейсовидные гранитоиды; 13 – габброиды; 14 – ультрабазиты; 15 – гранито-гнейсы, гнейсовидные граниты, гранодиориты, кварцевые диориты, сиениты; 16 – габбро; 17 – амфиболитизированное габбро, габбро-амфиболиты; 18 – серпентинизированные ультрабазиты (дуниты, оливиниты, плагиоклазовые перидотиты, лерцолиты, гарцбургиты, серпентиниты); 19 – разломы; 20 – геологические границы и разломы, скрытые под четвертичными отложениями; 21 – контактовые роговики; 22 – ареал распространения пород мусковит-роговиковой фации; 23 – диафториты; 24 – полимиктовый сланцевый меланж в висячем контакте Право-Уяндинского тела дунитов (матрикс – диафторированные амфиболиты, блоки – серпентиниты, габбро-амфиболиты, амфиболиты, кристаллосланцы, мраморы); 25-33 – элементы залегания: 25 – слоистости; 26 – сланцеватости; 27 – систем трещиноватости; 28 – зеркал и борозд скольжения; 29 – осей микроскладок; 30 – минеральной линейности; 31 – гнейсовидности; 32 – интрузивных контактов; 33 – флюиальности; только на разрезах – породы уяндинского комплекса: 34 – пятой толщ; 35 – четвертой толщ; 36 – третьей толщ (зеленосланцевая фация); 37 – второй толщ (эпидот-амфиболитовая фация); 38 – первой толщ.

Структурно нижний пакет тектонических пластин (рисунок 1.4.) сложен вулканогенно-терригенными отложениями, метаморфизованными в диапазоне филлитовой – эпидот-амфиболитовой фаций. В основании разреза залегают пара- и ортоамфиболиты с пачками кристаллических сланцев, кварцито-сланцев и кварцитов и отдельными пластами мраморов и кальцифиров. В нижней, преимущественно амфиболитовой части разреза локализованы линзовидные тела метаультрабазитов и габбро-амфиболитов, с сохранившимися фрагментами интрузивных контактов, дислоцированные совместно с вмещающей толщей (Некрасов, Каскевич, 2002ф).

Нижний пакет пластин прорван интрузивами и дайками гранито- и сиенито-гнейсов. Верхний пакет тектонических пластин (рисунок 1.5.) представлен метаперидотитами (гарцбургитами, лерцолитами, верлитами), метагаббро (часто грубополосчатыми) и метабазальтами. Наблюдаются также отдельные блоки дунитов, кортландитов, троктолитов, вебстеритов, оливинового габбро и фрагменты зональных интрузивов с переходами: дуниты-пироксениты-габбро. Комплекс параллельных даек не выявлен.

Петрохимические характеристики метаультрабазитов являются промежуточными между альпинотипными и метаморфическими разностями (Трунилина и др., 1999). По совокупности минералогических и геохимических особенностей, метаультрабазиты и метагаббро принадлежат типу коматиитовых базальтов (Оксман, 1997^б), а метабазальты сходны с океаническими толеитами с отклонениями в сторону субщелочных магматитов континентальных рифтов.

Граниты сопоставимы с образованиями внутриплитного континентального магматизма. Во внутренней части Колымской структурной петли (на Алазейском плоскогорье) сходный разрез метаморфического комплекса дополняется в нижней части норитами, анортозитами и коматиитовыми базальтами, а в верхней - риодацитами (Гринберг и др., 1981).

В итоге выделяется ряд признаков, позволяющих судить о природе мобильных до-среднепалеозойских поясов ВКСО: 1) отсутствие полной последовательности офиолитовой серии, 2) "примитивные" вещественный состав и разрез фрагментов мобильных зон, 3) специфические вещественные комплексы магматитов (сочетание коматиитов, анортозитов, гипербазитов и толеитовых базальтов), 4) отсутствие четкой латеральной зональности отложений, 5) бимодальный магматизм, 6) относительно невысокая степень регионального метаморфизма, 7) моноциклическое развитие.

Можно предполагать, что при распаде Лавразии в неопротерозое, ВКСО сохранила свое единство с Сибирским континентом, но на ее территории были заложены интраконтинентальные прогибы на утоненном сиалическом основании (Трунилина и др., 1999; Трунилина, Роев, 2012). В отдельных участках эти прогибы могли иметь симатический фундамент. Однако отсутствие в пределах ВКСО соответствующих индикаторных формаций не позволяет считать, что имели место настоящие океанические раскрытия, с последующим замыканием океанского бассейна, сопровождаемого коллизийным процессом.

Веселовским Р.В. (2007) построены кривые кажущейся миграции палеомагнитного полюса совместно для Лаврентии и Сибири для мезопротерозоя (возрастной интервал 1850 - 990 Ма). Показано, что в этот период оба континента составляли единое целое (в составе, так сказать, «Постродинии»), при этом, Сибирь своей современной южной частью примыкала к современной северной части Лавразии. Соответственно, современная восточная окраина Сибири была развернута в сторону Палеотихого океана, также как и северо-западная окраина Лаврентии. Южная окраина Лаврентии контактировала с Праатлантикой – зарождающимся океаном Япетус. Как отмечает Р.В. Веселовский, эти реконструкции хорошо согласуются с таковыми, «выполненными на основе анализа геологических данных Р. Рейнбердом и А. Худолеем (Rainbird et. al., 1998; Khyudoley et. al., 2001; Худолей, 2003ф), а также реконструкцией суперкратона Арктика, выполненной К.С. Condie...».

Новейшие палеомагнитные реконструкции на период 1020 – 560 Ма (Шацилло, Павлов, 2007) постулируют единство Сибири и Лаврентии до 950 Ма. В период 950-750 Ма отсутствуют валидные палеомагнитные датировки. Согласно палеомагнитным данным распад Родинии-II произошел примерно 750 млн. лет назад, «в то же время есть отдельные геологические материалы, свидетельствующие, по мнению S.M. Pelechaty (1996), что Сибирь и Лаврентия составляли единый блок, вплоть до раннего кембрия» (Шацилло, Павлов, 2007). К концу венда Сибирь бы-

ла обращена к северо-восточной части Лаврентии своей юго-восточной окраиной и между ними реконструируется океаническое раскрытие (Шацилло, Павлов, 2007). Главный итог этих палеомагнитных реконструкций в том, что восточная окраина Сибири, по меньшей мере, с возраста 2000 Ма была обращена в сторону Палеотихого океана, при этом, Сибирская платформа уже являлась частью суперконтинента Лавразии с раннедокембрийским основанием большей части континентального субстрата.

Можно представить, что ВКСО в этот период выглядела подобно современной переходной зоне от Тихоокеанского к Индо-Атлантическому сегменту в районе Индонезийского архипелага, где древние массивы разделены локальными прогибами с субокеанической корой, без нарушения общей сплошности литосферы. Если обратиться к интересующим автора будущим основным геоструктурам ВКСО, то можно констатировать следующее. На месте будущего Верхоянского пояса с не плотной «упаковкой» раннедокембрийских кратонов существовали прогибы с грубообломочными шельфовыми и батиальными отложениями, что можно наблюдать в рифейских разрезах Сетте-Дабана (Тектоника..., 2001). В пределах Яно-Охотского пояса с более плотной «упаковкой» кратонов, разделяющие их прогибы могли быть более локальны по площади, но контрастнее по составу слагающих их пород, возможно, с отдельными окнами субокеанической или океанической коры, что зафиксировано Бурхала-Олерским гравитационным максимумом (рис. 1.2.). Наибольшей деструкции консолидированная кора, по-видимому подверглась в пределах будущих Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов. Но и здесь, как представляется, сохранялась сплошность коры, т.к. доказательств иного мы не видим. В итоге можно констатировать, что различия между будущими основными тектоническими структурами ВКСО были заложены, по меньшей мере, в позднем докембрии. Принципиальный модельный разрез докембрийского мобильного прогиба, применительно к ВКСО приведен на рисунке 1.6.

В результате анализа геологических и палеомагнитных данных можно сделать вывод, что в среднем – позднем докембрии ВКСО занимала переходное положение между континентальными массами Лавразии и структурами Палеотихого океана.

1.4. Геодинамика ВКСО в раннем-среднем палеозое

Формирование периконтинентального бассейна (пассивной окраины) в пределах ВКСО приходится на конец кембрия – начало ордовика, а накопление шельфовых и батиальных отло-

жений происходило уже в среднем ордовике (Поспелов, Некрасов, 2000). Незначительная тектоническая активизация в этом бассейне имела место лишь в венлоке. Она фиксируется реконструкцией продольных узких и протяженных впадин на утоненной континентальной коре, сформированных по листрическим сбросам с олистостромами и шарьированием пластин утоненной континентальной коры на батиальные отложения), что связано с аккреционными событиями в той части Палеопацифики, которая разделяла Сибирский палеоконтинент и Лаврентию. Шарьирование полиметаморфических комплексов на шельфовые и батиальные отложения завершилось в раннем карбоне (визе) и привело к формированию складчато-блоковой структуры краевой части Сибирского кратона. На этом фундамента были заложены позднепалеозойские-раннемезозойские прогибы, заполнявшиеся отложениями верхоянского комплекса.

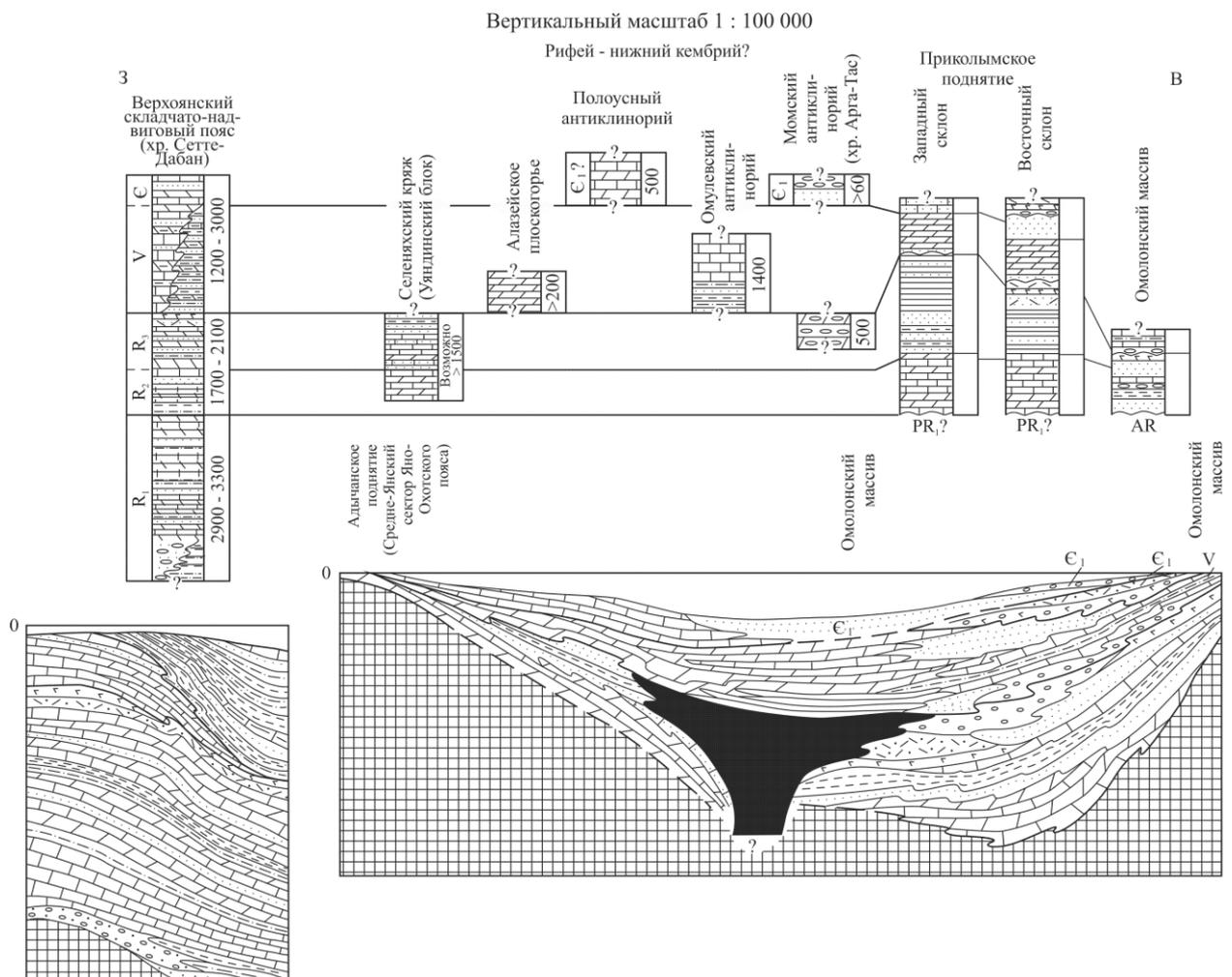


Рисунок 1.6.

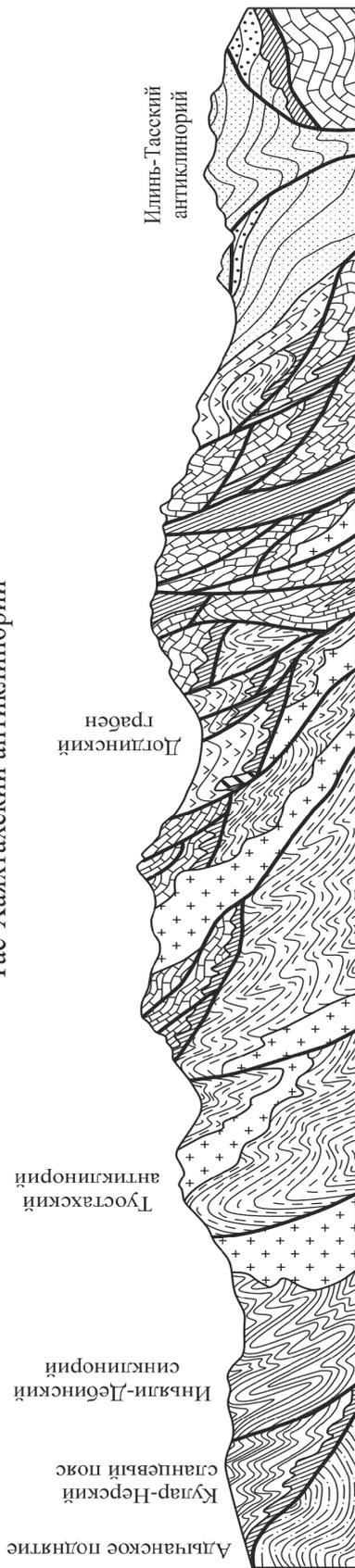
Принципиальный разрез бассейна разделяющего древние кратоны Верхояно-Колымской складчатой области и колонки рифейско-вендских отложений области. Составлен автором с учетом данных: Геологическая..., 1986, 1991, 1992; Геологическое..., 1997; Геология СССР, 1979, 1983; Гребенников и др., 1974; Гринберг и др., 1981; Оксман и др., 1998⁶; Пепеляев, 1974; Тектоника..., 2001; Тильман, 1958; Трунилина и др., 1999; Шацилло, Павлов, 2007; Шпикерман, Мерзляков, 1988. Условные обозначения – см. на рис. 1.6.

Это, так сказать, общая канва, принимаемая подавляющим большинством исследователей. В рамках представляемой работы важно понять, был ли рассматриваемый фрагмент литосферы (который впоследствии эволюционировал до ВКСО в ее современном состоянии) отделен от Сибирского континента океанской литосферой и следовательно, принадлежал формирующемуся Тихоокеанскому подвижному поясу, либо продолжал сохранять с докембрия геотектоническую позицию переходной зоны между Северо-Азиатским кратоном и структурами Палеотихого океана.

Наиболее «темным» временным отрезком в истории развития ВКСО является кембрийский период. Кембрийские маломощные отложения (Вагапов, 1992ф; Каскевич, 1997) развиты чрезвычайно фрагментарно, в различных районах ВКСО (рисунок 1.6.). Соответственно, по кембрийскому периоду отсутствуют палеомагнитные данные. Для понимания сложности реконструкций палеогеодинамических обстановок, на рисунках 1.7.-1.8. приведен разрез через Тас-Хаяхтахский сегмент Черско-Полоусненской системы и гипотетические разрезы вкострости простиранья ВКСО для венд-кембрийского времени. В итоге, можно констатировать отсутствие в конце венда–кембрии комплексов пород, которые могли бы уверенно идентифицироваться в качестве индикаторных для определенной геодинамической обстановки.

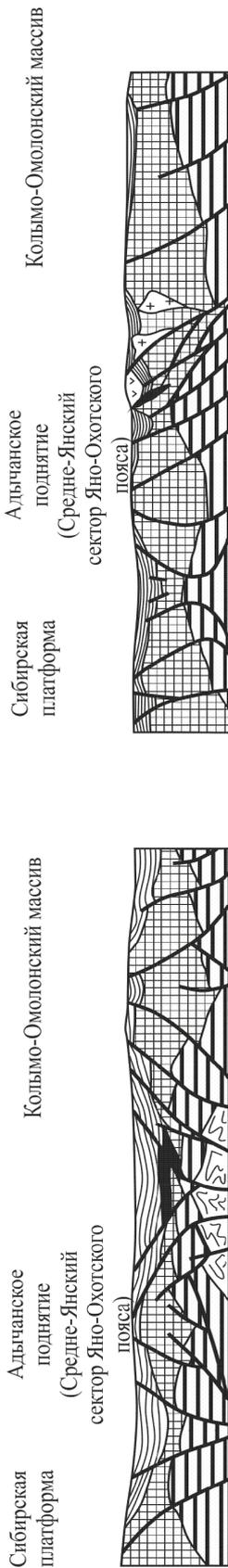
Обобщение данных по разрезам осадочных пород ранне-среднепалеозойского возраста по всей ВКСО (рисунок 1.9.) позволяет выделить отложения двух индикаторных структурно-вещественных комплексов. Платформенный комплекс представлен континентальными (включая эвапориты) прибрежно-морскими, авандельтовыми карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными отложениями (Тектоника..., 2001). На восточной (в современных координатах) окраине Сибирской платформы и в структурах «Колымской петли» преимущественно преобладают карбанатные и терригенно-карбонатные породы, а на Омолонском массиве – терригенные (Орадовская, 1997). Принадлежность отложений к общему относительно мелководному бассейну подчеркивается единством фаунистических комплексов по всей ВКСО (Устрицкий, 1993) для этого временного интервала. Комплекс пассивной континентальной окраины идентифицируется в пределах Сете-Дабанского складчато-надвигового пояса (Худолей, Гурьев, 1998) и практически во всех сегментах Черско-Полоусненского покровно-чешуйчатого пояса. Отложения псевдоконтинентального склона накапливались на бортах и в днищах прогибов, наследовавших мобильные пояса докембрия. Особенностью осадконакопления этого периода является повышенная известковистость пород, т.е., весь процесс осадконакопления проходил, в целом, выше уровня карбонатной компенсации. Лагунные (с эвапоритами и рифовыми постройками), авандельтовые и шельфовые отложения характерны по всей ВКСО (Хара-Улахский сегмент Верхоянского пояса и Сете-Дабанский пояс, Черско-Полоусненский пояс, Алазейский плитный комплекс и Омолонский массив) для всего рассматриваемого временного среза.

Тас-Хаяхтахский антиклинорий

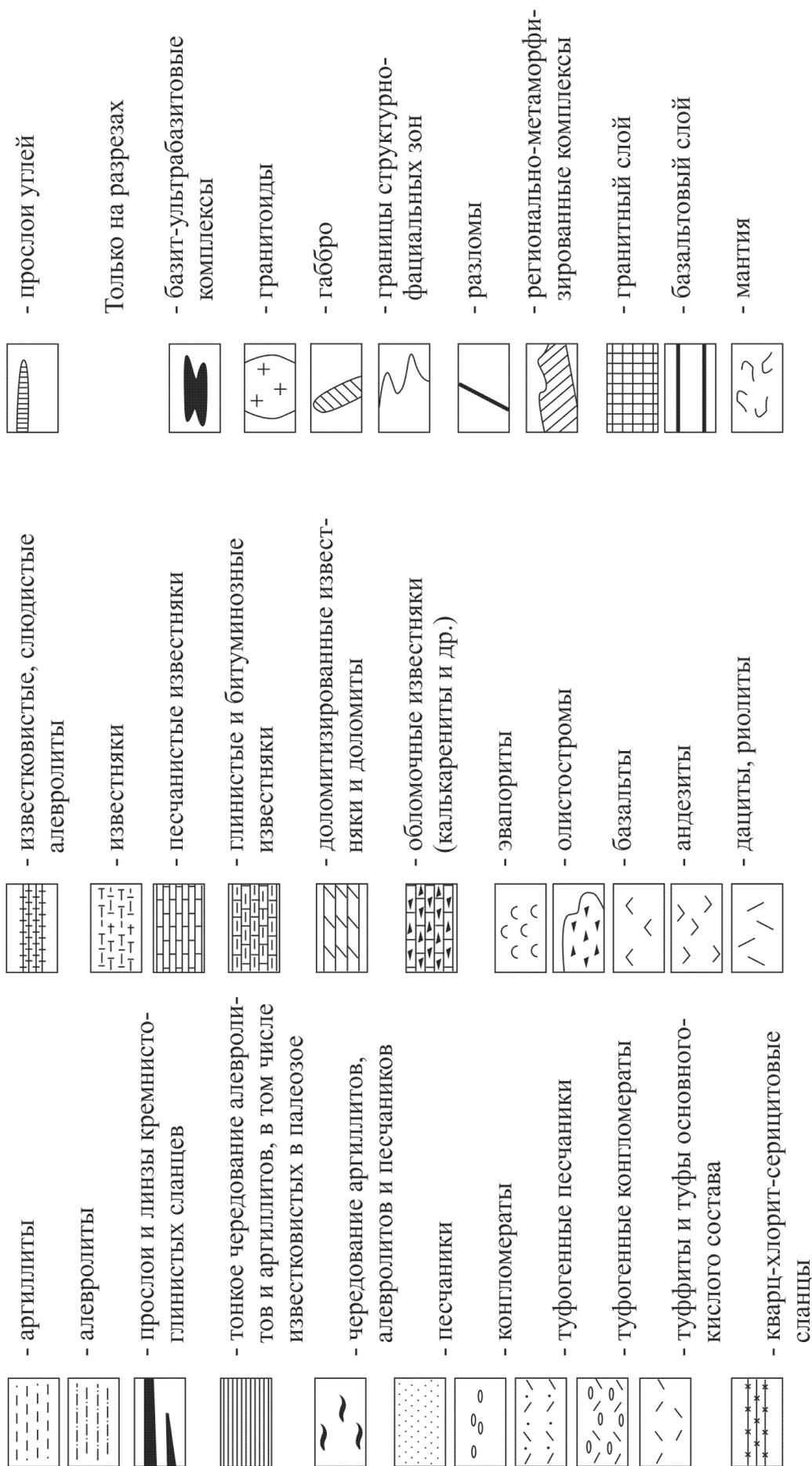


PR2 - R/V

R/V - E2 3



Геологический разрез Тас-Хаяхтахского сегмента Черско-Полуосненской системы, гипотетические профили через ВКСО для неопротерозоя-кембрия. Составлены автором с учетом данных: Геологическая..., 1986, 1991, 1992; Геологическая..., 1997; Геология СССР, 1979, 1983; Гребенников и др., 1974; Гринберг и др., 1981; Оксман и др., 1998^б; Орадовская, 1997; Пепеляев, 1974; Тектоника..., 2001; Тильман, 1958; Трунилина и др., 1999; Шацлло, Павлов, 2007; Шпикерман, Мерзляков, 1988. Условные обозначения – см. на рисунке 1.8.

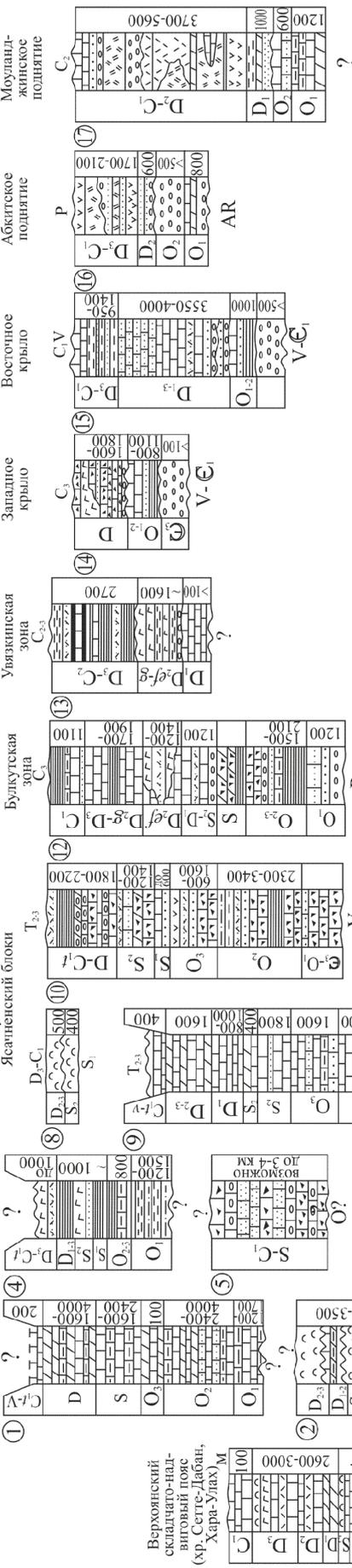


Рисунки 1.7.- 1.8.

Условные обозначения к рис. 17. Составлены автором.

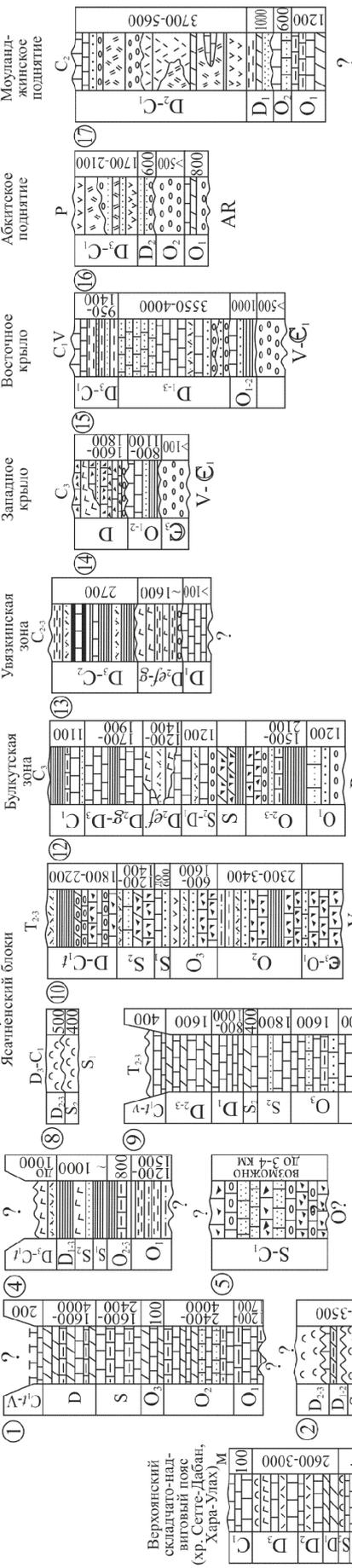
Вертикальный масштаб 1 : 200 000
 Омудевский (Момский) антиклинорий
 хр. Арга-Тас

Тас-Хахта, Селен-
 инский край, хр. Поло-
 усный, Улахан-Тас



Вертикальный масштаб 1 : 200 000
 Прикольмский антиклинорий
 хр. Арга-Тас

Тас-Хахта, Селен-
 инский край, хр. Поло-
 усный, Улахан-Тас



Вертикальный масштаб 1 : 400 000

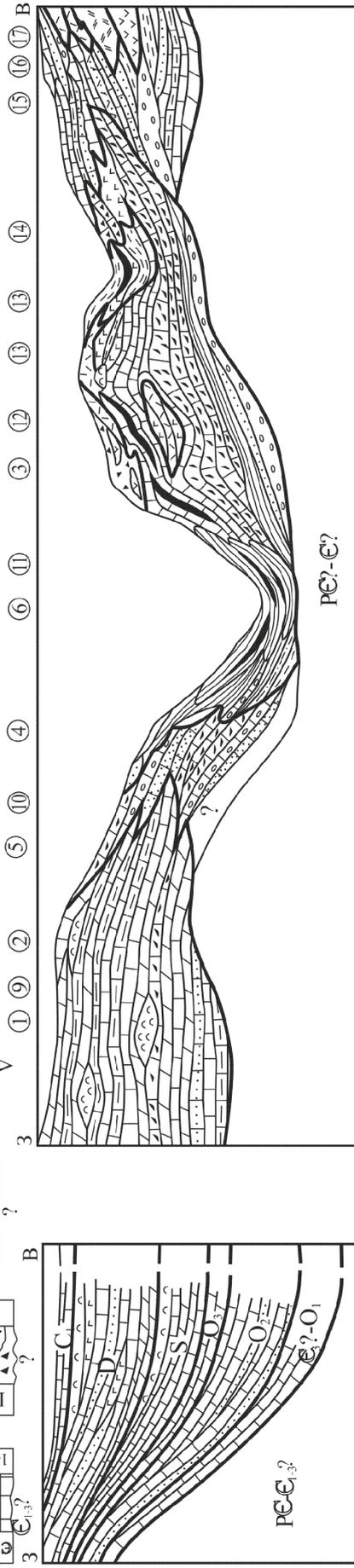


Рисунок 1.9.

Стратиграфические колонки нижне-среднепалеозойских отложений и принципиальная схема осадконакопления в этот период. Составлены автором с учетом данных: Бояршинов, 1968ф, 1999ф; Вагапов, 1988ф, 1992ф; Вишневецкая, 1997ф; Геологическая..., 1986, 1991, 1992; Геологическое..., 1997; Геология СССР, 1970, 1979, 1983; Гребенников и др., 1974; Гриненко и др., 2000; Карякин, Оксман, 2000; Каскевич, 1997; Колодезников, Руквич, 2007; Мерзляков, 1971; Натапов и др., 1977; Оксман и др., 1998^б; Орадовская, 1997; Пепеляев, 1974; Русаков и др., 1975; Тектоника..., 2001; Терехов, Дылевский, 1988; Терехов и др., 1979, 1984, 1989; Тильман, 1958; Третьяков, 1996; Худолей, 2003ф; Худолей, Гурьев, 1998; Чехов, 2000; Шестеренкин, 1983ф; Шпикерман, Мерзляков, 1988. Условные обозначения – см. на рис. 1.6.

В различных сегментах Черско-Полоусненского пояса мелководные отложения с характерными структурными особенностями (прямая градационная, косая, волнистая слоистость и др.) локализованы в отдельных тектонических блоках (чешуях), как правило, отделенных разломами от блоков, в которых фиксируются батинальные отложения.

Батинальные склоновые образования (Вагапов, 1988ф, 1992ф; Вишневецкая, 1997ф; Некрасов, Каскевич, 2002ф; Русаков, Виноградов, 1969 др.) представлены отложениями автокинетических потоков различного типа: турбидных (флишоидное чередование известняков, известковистых алевролитов и аргиллитов); зерновых (калькарениты) и обломочных (калькадебриты), а также интервальными пачками кальцилютитов. В отдельных случаях установлены олистостромовые горизонты (Поспелов и др., 1995). Отложения дистальных частей конусов выноса подножия псевдоконтинентального склона представлены тонкообломочными известковистыми сланцами и алевролитами (дистальные турбидиты), известковистыми нефелоидитами, иногда со следами подводных течений, а отложения днища прогибов включают кроме известковистых сланцев единичные маломощные (до 20 м) потоки толеитовых и субщелочных базальтов, битуминозных известняков и в единичных разрезах (только в позднем палеозое Алазейского плоскогорья) редкие маломощные (до 15 м) пласты силицитов. В пределах структур Колымской петли отложения прорваны редкими дайками или их сближенными сериями перидотитов, пироксенитов, пикритов, базальтовых и диоритовых порфиритов, в единичных случаях дацитовых и риолитовых порфиров (Геологическая..., 1986; Карякин, Оксман, 1999; Колодезников, Руквич, 2007).

Подробнее процесс преобразования восточной (в современных координатах) части пассивной окраины Сибири в покровно-складчатую структуру, которая в дальнейшем трансформировалась в Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс, в свое время был рассмотрен автором на примере развития в позднем палеозое. Предполагается, что Черско-Полоусненская пассивная континентальная окраина, возможно, возникла в результате распада суперконтинента Родиния и последующего разделения Сибири и Лаврентии (венд-ранний кембрий).

Замыкание прогибов, унаследовавших мобильные пояса докембрия активно протекало в течение ордовикского-девонского времени. При этом на поверхность выводились нижние горизонты утоненной континентальной коры, которая идентифицируется по петро-

геохимическим особенностям фрагментов сложносоставных преимущественно ультрабазит-базитовых и полиметаморфических комплексов (Трунилина и др., 1999), формирующих одноименный пояс в пределах хр. Черского (рис. 2.2.). Пояс был выделен Ю.В. Архиповым (1984) в качестве офиолитового. Радиологические датировки пород этих комплексов - от 2150 до 540 Ма. Ранний этап метаморфизма в габбро-амфиболитах Уяндинского и Мунилканского комплексов датируется по роговой обманке $^{40}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$ методом в 419-430 Ма (Лейер и др., 1993). Этот высокотемпературный и низкобарный метаморфизм интерпретируется авторами как соответствующий океаническим обстановкам. Однако он может непротиворечиво трактоваться как метаморфизм, связанный с эксгумацией и выводом в верхние горизонты разреза фрагментов утоненной континентальной коры раннепалеозойских прогибов. Следующий по времени этап метаморфизма средних температур и давлений соответствующий биотитовой субфации зеленосланцевой фации датируется $^{40}\text{Ar}^{39}\text{Ar}$ методом ранним-средним девоном по биотиту кристаллических сланцев Уяндинского блока (Тарабукин и др., 1997; Оксман и др., 1998^{а, б}). Этот этап авторы связывают с возможным формированием глубинных надвигов, по которым были совмещены базит-ультрабазитовый и полиметаморфический комплексы. Более молодые определения абсолютного возраста фиксируют уже стадии ретроградного метаморфизма.

Наиболее представительные и информативные из этих блоков базит-ультрабазитовых и полиметаморфических пород (Анхайдаахский, Уяндинский и Мунилканский) были изучены автором при проведении полевых работ (Некрасов, 2002ф; 2004^а; Некрасов, Поспелов, 2002^а). Другие фрагменты базит-ультрабазитового комплекса в разное время изучены: Ожогинский блок – В.А. Дунаевым, (1951ф); А.Ш. Ганеев и др., (1983ф); Калгынский блок - О.Г. Эповым (1956ф); Л.П. Плюсниной, И.Я. Некрасовым (1989); Ю.В. Архиповым (1984); В.С. Оксманом и др. (1998^а, 1998^б); И.И. Поспеловым (устное сообщение 2000 г.); Анхайдаахский и Бурхаанский блоки – А. И. Самусиным, (1972ф); А.И. Некрасовым (Некрасов, Каскевич, 2002ф); Кюрюэляхский – А.И. Некрасовым (2004^а); Чибгалахский (Индибирский или Уччинский) блок – Г.А. Гринбергом и др. 1981; Кыбытыгасский блок – В.С. Оксманом, 1998^{а, б}, В.А. Труниной – устное сообщение 2005 г.; Алазейский блок – Г.А. Гринбергом и др., 1981; Геологическая..., 1991.; Уочатский и Увязкинский блоки – В.М. Мерзляковым (1971), В.М. Мерзляковым, П.П. Лычагиным (1977); Дебинский блок – В.С. Оксманом и др., 1994; Н.А. Горячевым и П.П. Колесниченко (1997). Кюрюэляхский блок изучен автором в 2000 г.

При ближайшем рассмотрении, «офиолитовый пояс» Черского (Архипов, 1984; Оксман и др., 1994) представлен разновозрастными и генетически разнородными образованиями. Выше (раздел 1.3.) уже обсуждалась природа тектонических комплексов полиметаморфических и ассоциирующих с ними магматических пород пестрого состава, не имеющих ничего общего с офиолитами. К таким блокам относятся: Ожогинский, Анхайдаахский, Бурханский, Чибгалах-

ский и Алазейский. Учатский зональный полиметаморфический комплекс также не может быть интерпретирован в контексте офиолитовой ассоциации. Трахибазальты, пикриты, габбро-диориты и сиенито-диориты Увязкинского блока, ассоциирующие с терригенными раннепермскими породами, явно представляют собой континентально-рифтовые образования. Слабодифференцированные габбровые массивы с оторочкой из пироксенитов Кыбытыгасского и Дебинского блоков также не могут интерпретироваться как фрагменты офиолитового разреза. К тому же они имеют позднемезозойский возраст, в отличие от гораздо более древнего возраста остальных фрагментов Офиолитового пояса. Кюрюэляхский расслоенный массив (от пироксенитов до монцонитов и гранофиров) с нормальными интрузивными контактами, скорее имеет континентально-рифтовую природу. По строению и составу пород Мунилканского (рис. 1.3.) и Калгынского блоков, можно сказать, что это наиболее близкая к офиолитовой ассоциации порода (рисунки 1.10.-1.11), по сравнению с «разрезами» других фрагментов базит-ультрабазитового пояса Черского ((Некрасов, 2002ф; 2004^а; Некрасов, Каскевич, 2002ф; Некрасов, Поспелов, 2002^а; Оксман и др., 1994). Но и здесь мы не находим, ни пород осадочного слоя океанического ложа, ни комплекса параллельных даек. Следовательно, и этот комплекс, строго говоря, нельзя считать индикаторным по геологическим данным, а как это показано В.А. Трунилиной и др. (1999), габбро-ультрабазитовые образования не могут быть идентифицированы в качестве офиолитовых и по петро-геохимическим данным. Геохимические характеристики metabазальтов (Тектоника..., 2001), также не позволяют однозначно идентифицировать их принадлежность к MORB спрединговых бассейнов.

Можно предположить, что общая сплошность коры восточной (в современных координатах) окраины Сибири не была нарушена, т.е. развитие прогибов было обусловлено рифтогенезом, с последующей инверсией, а не спрединговым процессом. Утоненная континентальная кора существовала в прогибах, с днища коих, по глубинным надвигам были эксгумированы полиметаморфические и базит-ультрабазитовые комплексы. Это не противоречит данным В.С. Оксмана с соавторами (Оксман и др., 1996; 1998^б; Тектоника..., 2001) о среднесилурийском раннем метаморфизме высоких температур и низких давлений (выведение к поверхности в днищах прогибов фрагментов субокеанической коры), амфиболитовом метаморфизме низких ступеней в конце среднего палеозоя (надвиганию пластин ультрабазит-базитовых пород на борту прогибов) и ретроградному зеленосланцевому тектонотермальному метаморфизму в позднем палеозое когда большинство прогибов замкнулись и сформировалась складчато-глыбовая структура Черско-Полоусненского пояса.

Рисунок 1.10.

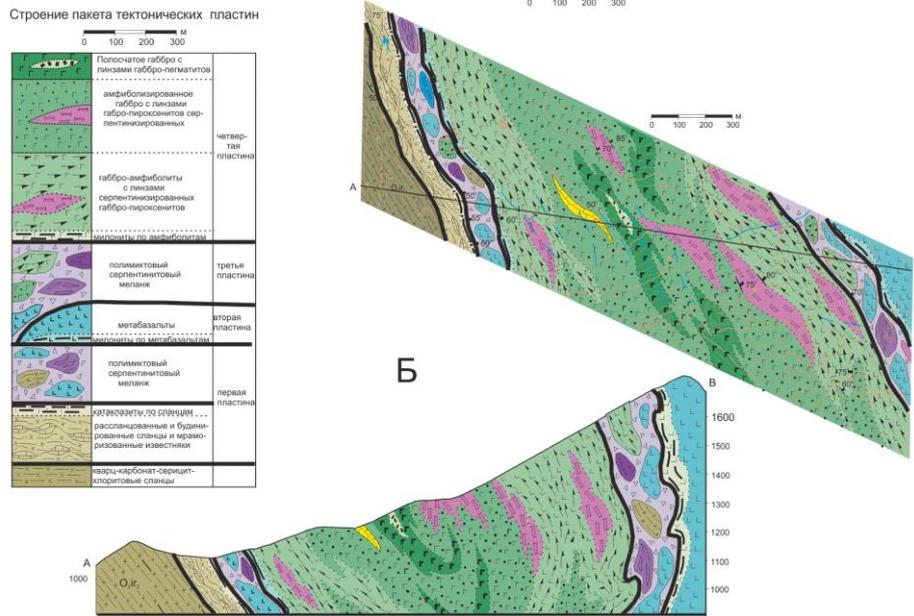
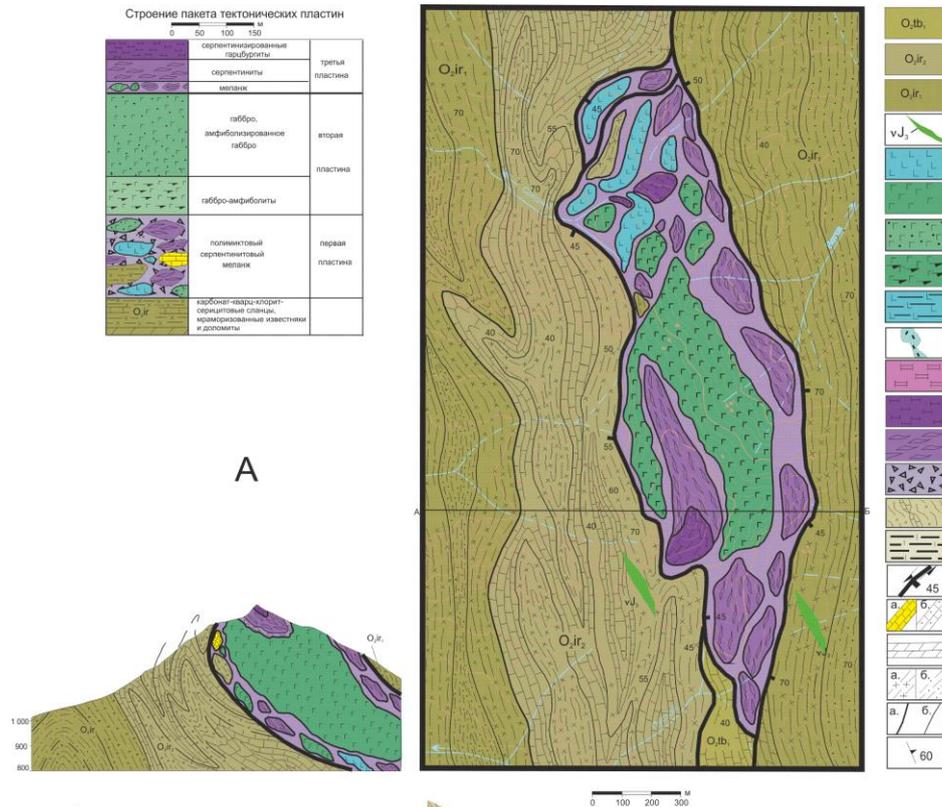


Рисунок 1.11.

Строение пакетов тектонических пластин Муилканского базит-ультрабазитового комплекса в северной (А – участок Пустой) и южной (Б – участок Двойной) частях Муилканского блока. Составлен автором. 1-3 – Тас-Хаяхтахский зеленосланцево-метаморфизованный комплекс (O₁-C₁t): 1 – нижнегебейская подсвита (O₂) - мраморизованные известняки, песчанистые и доломитистые, 2 – верхнеирганджинская подсвита (O₂) - мраморизованные известняки, серицит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы, 3 – нижнеирганджинская подсвита (O₂) - хлоритизированные и серицитизированные известковистые алевролиты, серицит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы, мраморизованные известняки и доломиты; 4 – дайки и малые тела габбро (J₃); 5-14 – Муилканский базит-ультрабазитовый комплекс (PR₂-PZ₂?): 5 – метабазальты, актинолит-хлорит-альбитовые, хлорит-карбонатные, серицит-хлоритовые сланцы по базальтам и их туфам, 6 – габброиды полосчатого комплекса, 7 – амфиболитизированное габбро, 8 – габбро-

ро-амфиболиты, 9 – милониты по габбро-амфиболитам, 10 – габбро-пегматиты, 11 – серпентинизированные верлиты и габбро-пироксениты, 12 – серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, 13 – серпентиниты, 14 – матрикс полимиктового серпентинитового меланжа (рассланцованные, катаклазированные и милонитизированные серпентиниты, серпентин-карбонат-тальковые, серицит-тальк-карбонатные сланцы); 15 – зоны рассланцевания и будинажа в породах ирганджинской свиты; 16 – катаклазиты по породам ирганджинской свиты; 17 – разломы; 18 – мраморизованные известняки (а) и мраморы (б); 19 – доломиты; 20 – серицит-хлорит-кварц-карбонатные сланцы (а) и хлоритизированные алевролиты (б); 21 – границы литологических разностей (а) и стратиграфических подразделений (б); 22 – элементы залегания пород.

Сокращение площади докембрийских прогибов, наследовавших раннепротерозойские подвижные пояса, неизбежно должно было приводить к уплотнению группировки древних кратонов ВКСО, а соответственно к изменению относительных векторов движения Сибири и группы тектонических блоков Черско-Полоусненского пояса. Этот вывод может быть поверен современными палеомагнитными данными. Имеющиеся палеомагнитные данные по крупным тектоническим блокам (террейнам) Северо-Востока Азии (Parfenov, 1994; Тектоника...2001) демонстрируют общее совпадение траекторий их движения с Сибирским континентом. Наиболее удалены траектории движения блоков, не принадлежащих Верхояно-Колымской складчатой области, т.е. блоков Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых систем. Эти данные дополнены позднее палеомагнитными исследованиями с участием автора по Тас-Хаяхтахскому блоку Черско-Полоусненского пояса (Родионов и др., 2007). Определено совместное движение Сибирской платформы и блока Тас-Хаяхтах на север с поворотом платформы по часовой стрелке и блока Тас-Хаяхтах – против неё. Обращает на себя внимание изменение положения блока Тас-Хаяхтах по отношению к Сибирской платформе, произошедшее в течение девона, а также более южное (в современных географических координатах) положение блока по отношению к восточному краю Сибирской платформы, чем в настоящее время.

В итоге, на основе синтеза геологических и палеомагнитных данных можно сформулировать основные выводы по ранне-среднепалеозойскому этапу геодинамической эволюции ВКСО.

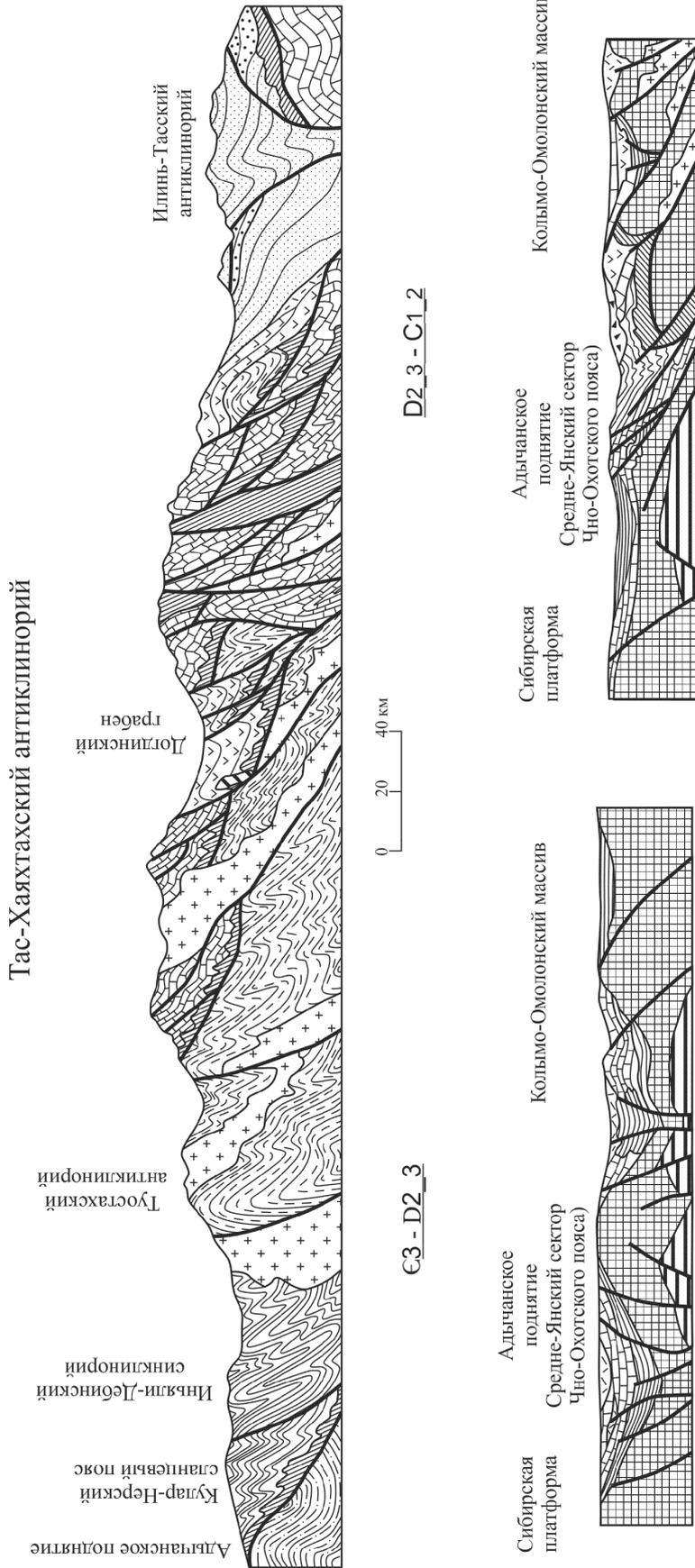
С позднего докембрия, когда были сформированы основные структуры – древние кратоны и мобильные пояса и до начала позднего палеозоя ВКСО «прошла» важнейшую точку бифуркации. Область могла быть полностью консолидирована и войти в состав Сибири. В случае деструкции или дальнейшего развития мобильных поясов в сторону океанизации и проявления спрединг-процессов ВКСО могла бы войти в состав Тихоокеанского пояса (подобно Охотоморскому блоку или другим окраинным морям востока Азии). Наконец, при реализованном в реальности сценарии развития ВКСО сохранила свое переходное положение между этими крупными структурами.

По геологическим данным в пределах исследуемого региона для раннего-среднего палеозоя однозначно устанавливаются следующие индикаторные геодинамические комплексы: комплекс карбонатной платформы; комплекс пассивной континентальной окраины, включая

авандельтовые, лагунные (в т.ч. рифовые); шельфовые, склоновые или батинальные (турбидитные) литолого-фациальные комплексы локальных прогибов (типа окраинных или внутренних морей), комплексы конусов выноса у подножия псевдоконтинентального склона и комплексы псевдоабиссальных равнин; комплексы нижних горизонтов утоненной континентальной коры (консолидированная кора прогибов), выведенные к поверхности по глубинным надвигам и связанные с этим процессом регионально метаморфизованные комплексы осадочных пород; структурные комплексы неполной складчатости во внутренних зонах ВКСО; локальные магматические (дайковые комплексы ультраосновного-основного состава с щелочным уклоном, связанные с проницаемостью (разломами) на перегибах профилей локальных прогибов).

В то же время не установлены индикаторные комплексы, позволяющие говорить о завершении геодинамической эволюции региона и перехода к океанической или платформенной стадии развития: отсутствуют офиолитовые комплексы с полным или достаточным количеством членов офиолитовой ассоциации, позволяющие сделать однозначный вывод о формировании в регионе океанической коры в процессе спрединга; не выявлены островодужные комплексы; отсутствуют отложения, которые могли бы быть интерпретированы в качестве комплексов передовых или тыловых прогибов; не установлены комплексы краевых прогибов; не наблюдаются коллизионные комплексы, возраст которых мог бы быть датирован средним-ранним палеозоем (зоны тектонического скупивания, пояса коллизионных гранитоидов).

Попробуем представить себе, как могла выглядеть физико-географически и структурно восточная (в современных координатах) окраина Сибири в рассматриваемый отрезок времени? На юге (Сетте-Дабанский пояс) развивалась пассивная континентальная окраина. В центральной части восточной (в современных координатах) окраины Сибири далеко на восток простиралась подводная карбонатная платформа (на месте будущего Верхоянского пояса). В пределах будущих Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов осадконакопление в раннем-среднем палеозое если и происходило, то в очень ограниченном масштабе, т.к. соотнесение геофизических данных о мощности осадочного слоя под этими структурами (рисунок 1.2.) реконструированный разрез позднепалеозойского-раннемезозойского верхоянского терригенного комплекса не оставляет места для ранне-среднепалеозойских пород карбонатной платформы. Черско-Полоусненский пояс, вероятно, представлял собой систему выступов карбонатной платформы, расчлененных прогибами с утоненной континентальной корой (возможно до субокеанической). Замыкание большинства прогибов к позднему девону усилило консолидацию коры (но не коллизию с орогенезом и горообразованием). Однако, замкнулись не все бассейны и, как мы убедимся далее, на этой основе произошел масштабный позднепалеозойский рифтогенез (рисунок 1.12.).



Геологический разрез Тас-Хаяхтахского сегмента Черско-Полуостровного пояса, гипотетические профили через ВКСО для венда-начала среднего карбона. Составлены автором с учетом данных: Геологическая..., 1986, 1991, 1992; Геологическое..., 1979; Геологическое..., 1997; Геология СССР, 1979, 1983; Гребенников и др., 1974; Гринберг и др., 1981; Колодезников, Рукович, 1997; Масайтис, 1995; Оксман и др., 1998⁶; Орадовская, 1997; Петеляев, 1974; Русаков и др., 1975; Тектоника..., 2001; Терехов, Дылевский, 1988; Терехов и др., 1979, 1989; Тильман, 1958; Трунилина и др., 1999; Шацилло, Павлов, 2007; Шпикерман, Мерзляков, 1988. Условные обозначения – см. на рис. 1.8.

Рисунок 1.12.

Можно с большой долей вероятности сказать, что в рассматриваемый период уже происходило формирование структуры Колымской петли. Хотя бы потому, что на изгиб структур ВКСО оказывал влияние гигантский Вилюйский клинораздвиг, сопоставимый по масштабам с рассматриваемым регионом и активно развивавшийся в ранне-среднепалеозойское время. Эта структура могла обеспечивать разнонаправленное вращение Сибири и блоков Черско-Полоусненского пояса ВКСО.

К северо-востоку (в современных координатах) от ВКСО в рассматриваемый период уже существовала Южно-Анжуйская океаническая структура, к юго-западу и югу от ВКСО происходит формирование Удско-Мургальской дуги. Все эти «действующие лица» будут являться участниками загадочной драмы эволюции ВКСО в позднем палеозое-мезозое.

1.5. Позднепалеозойский-мезозойский кризис в развитии Верхояно-Колымской складчатой области

Очередная точка бифуркации рассматриваемой геодинамической системы датируется в разных ее частях интервалом времени от конца среднего девона до начала среднего карбона. В общем случае – это растяжение всей ВКСО, как вызванное рифтогенезом в остаточных от предыдущего этапа прогибах, так и формированием новых на месте относительно стабильных до этого участках региона.

В контексте данной работы важно понять, достиг ли масштаб преобразований океанской стадии и, соответственно была ли включена восточная часть ВКСО в Тихоокеанский подвижный пояс Земли, а западная часть (примыкающая к Сибири) – соответственно в состав Северо-Азиатского кратона, либо вся область в этот период сохранила геодинамические характеристики пограничной зоны между этими структурами.

Проблема здесь в том, что если мы находим индикаторные геологические комплексы океана и его активной окраины, то в этот контекст, прекрасно «укладывается» коллизионная система Черского (Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс с коллизионным батолитовым поясом). Если же не удастся идентифицировать океанический бассейн, тогда проблема коллизионной системы требует иного, не тривиального решения.

Уже с позднего девона в нескольких поясах ВКСО, а также на Омолонском массиве проявляется континентальный рифтогенез, с формированием соответствующих индикаторных магматических и осадочно-вулканогенных комплексов. Рифтогенные толщи восточной окраины

Сибирской платформы – в Сетте-Дабанском поясе и Хара-Улахском сегменте Верхоянского пояса, Омuleвском блоке Черско-Полоусненского пояса, Омолонском массиве достаточно полно охарактеризованы в литературе (Геологическое..., 1979; Гринберг и др., 1981; Жуланова, 1990; Колодезников, Рукович, 2007; Масайтис, 1995; Савва, 1990; Степанов, Шишаква, 1994; Терехов, Дылевский, 1988; Терехов и др., 1979, 1984; Тектоника..., 2001).

Меньше публикаций по среднекаменноугольным-пермским толщам слабо дислоцированного платформенного чехла Алазейского сегмента Колымской структурной петли (Русаков, Виноградов, 1969; Русаков и др., 1975; Тильман, Богданов, 1992; Тектоника..., 2001). Эти работы дают достаточное представление о том, что предположение об островодужной природе позднепалеозойских отложений Алазейского плоскогорья слабо обосновано, как в силу небольшой мощности отдельных пластов базальтов, так и в силу исключительно мономодального вулканизма. А вот для зрелой стадии развития континентального рифтогенеза разрез отложений, с участием терригенных, карбонатных пород и отдельных маломощных пластов силицитов (рисунок 1.13.) представляется более подходящим.

Гораздо более бедные данные имеются по позднепалеозойскому-раннемезозойскому рифтогенному магматизму для внешней зоны ВКСО (Верхоянский (Некрасов, 1997ф, 2002ф; 2006ф), Яно-Охотский и Яно-Колымский пояса)

В Яно-Охотском поясе в пределах так называемого Бурхала-Олерского гравитационного максимума (Мишнин, Рукович, 1997) в Адачанской зоне глыбовой неполной складчатости среднетриасовые породы прорваны дайками спессартитов, керсантитов, пикритов, вебстеритов и перидотитов. В Яно-Колымском поясе дайки, силлы и субвулканы андезибазальтов, андезитов и дацитов наблюдаются в полях развития пермских и среднеюрских отложений (Парфенов, 1984; Индолев, 1979; Терехов и др., 1989; Колодезников, Рукович, 2007). В.А. Трунилина с соавторами (2007) объединяет эту ассоциацию в Чаркынский вулcano-плутонический пояс близкий к магматическим образованиям активных континентальных окраин.

Следует отметить, что базальтоидные магматиты внешней зоны ВКСО, столь длительно по времени процесса, классифицируются практически всеми исследователями как базальты MORB со щелочным уклоном, т.е. близки континентальным рифтовым образованиям. Проявления позднепалеозойского рифтогенеза наблюдаются в пределах всех сегментов Черско-Полоусненского пояса. Это увязкинская толща Омuleвского сегмента, Томмотский и Кюрюэляхский массивы, а также ранне-среднекаменноугольные вулcanoгенно-осадочные разрезы Селенняхского сегмента (Карякин и др., 2000). К северо-востоку от этого разреза в верховьях р. 2-ая Нонгонджа задокументирована каменноугольная толща, представленная средне-позднекаменноугольными терригенными (рисунок 1.14.) и среднекаменноугольными карбонатно-терригенными отложениями с несколькими пластами базальтов.

Рисунок. 1.13.

Стратиграфические колонки позднепалеозойских-мезозойских отложений и принципиальная схема осадконакопления в этот период. Составлены автором с учетом данных: Бояршинов, 1968ф, 199ф; Вагапов, 1988ф, 1992ф; Вишневецкая, 1997ф; Геологическая..., 1986, 1991, 1992; Геологическое..., 1997; Геология СССР, 1979, 1983; Гребенников и др., 1974; Гриненко и др., 2000; Кац, 1979ф; Карякин, Оксман, 2000; Каскевич, 1997; Колодезников, Рукович, 2007; Кривцов, Алдошин, 1979ф; Лычагин и др., 1977; Мерзляков, 1971; Натапов и др., 1977; Оксман и др., 1998⁶; Орадовская, 1997 Парфенов, Трущелев, 1983; Пепеляев, 1974; Русаков и др., 1975, 1977; Тектоника..., 2001; Терехов, Дылевский, 1988; Терехов и др., 1979, 1984, 1989; Тильман, 1958; Третьяков, 1996; Трунилина и др., 1997; Худолей, 2003ф; Худолей, Гурьев, 1998; Чехов, 2000; Шестеренкин, 1983ф; Шпикерман, Мерзляков, 1988. Условные обозначения – см. на рис. 1.8.

Анализ генетических типов отложений показывает, что осадки накапливались в пределах верхнего и среднего фанов конуса выноса у подножия склона. При формировании верхней части разреза – область осадконакопления сместилась в пределы нижнего фана и псевдоабиссальной равнины, Самые верхние горизонты разреза вновь несут следы осадконакопления в нижней и средней зонах конусов выноса.

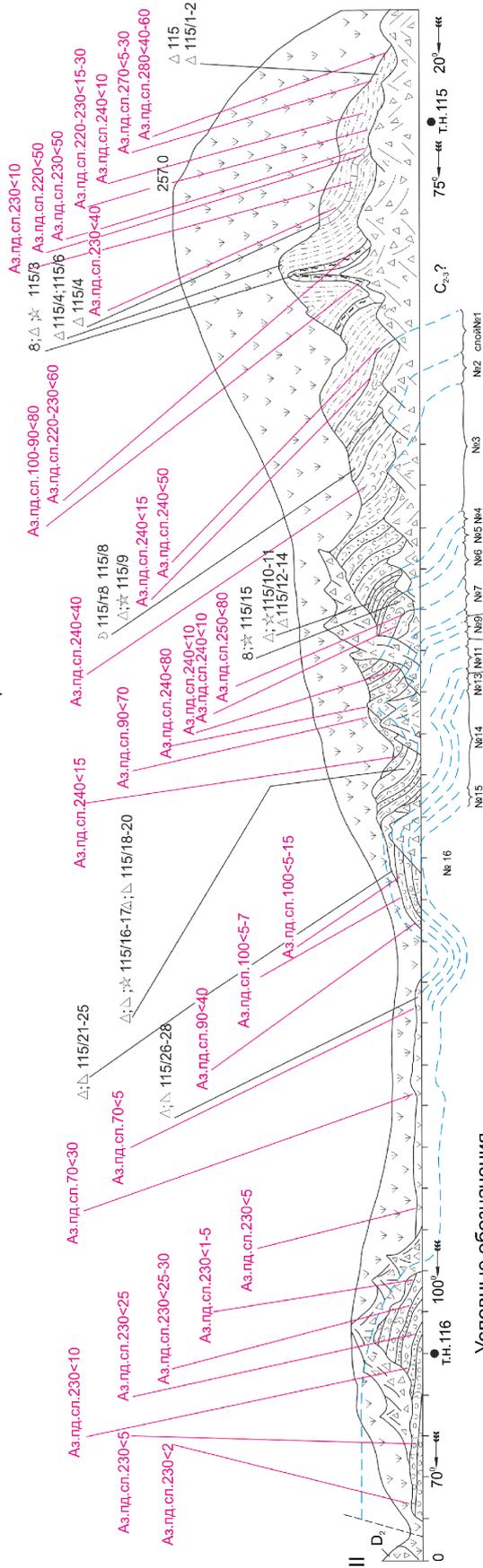
В геологической системе поиска решения проблемы важно вычленить индикаторные структурно-формационные комплексы, обосновывающие предлагаемое решение.

Индикаторные комплексы, которые подлежат обсуждению в рамках рассматриваемого региона и периода времени можно разбить на три группы: уверенно установленные комплексы; комплексы, геодинамическая принадлежность которых является предметом дискуссии различных исследователей; комплексы которые декларируются некоторыми исследователями, но фактически не установлены в результате региональных и детальных исследований и вероятность их обнаружения в будущем крайне мала.

К установленным структурно-формационным комплексам (геодинамическая принадлежность которых обоснована и не подвергается сомнению практически всеми исследователями региона) принадлежат: платформенный позднеюрский-меловой комплекс предверхоанского краевого прогиба; позднепалеозойский-раннемезозойский комплекс пассивной континентальной окраины Сибири (Сетте-Дабанский, Верхоянский, Яно-Охотский пояса); поздне триасовый-позднеюрский комплекс передового (преддугового?) прогиба коллизионной зоны (Яно-Колымский пояс); позднепалеозойский континентально-рифтогенный комплекс; позднеюрский-раннемеловой комплекс Илин-Тасского пояса коллизионной зоны; раннемеловая коллизионная система Черского (Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс); позднеюрский-раннемеловой коллизионный пояс гранитоидных батолитов; поздне меловой-раннепалеогеновый Белогорский платформенный вулканический пояс. К структурно-формационным комплексам геодинамическая принадлежность которых является неоднозначной, автор относит: позднеюрский Уяндино-Ясачненский комплекс вулканической дуги. Большинство исследователей (Трунилина и др., 1997; Тектоника..., 2001 и др.) относят вулканогенный комплекс к островодужному.

Разрез средне-верхнекаменноугольных отложений в правом борту долины реки 2^{ая} Нонгоджа (хр. Селеняжский, бассейн р. Индигирка)

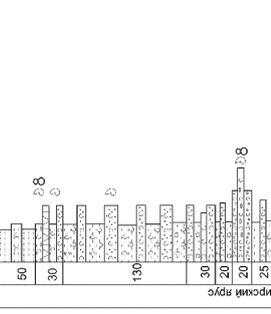
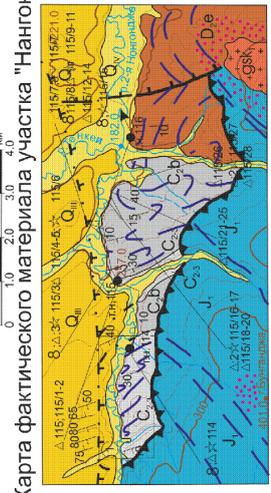
горизонтальный - 1:10000
 масштаб: вертикальный (слой) - 1:5000
 высота обрыва - 1:1000



Условные обозначения

- задернованный склон
- делювиальные высыпки
- аргиллиты, филлитизированные, часто кремнистые
- алевролиты филлитизированные, иногда кремнистые, часто с большим туфогенного материала
- керитичное тонкое (от $0,01$ до $0,2-0,4$ м) чередование аргиллитов, алевролитов, иногда туфогенных алевролитов
- туфогенные алевролиты
- алевролиты туффиты, туфы основного состава
- песчаники полимиктовые
- песчаники вулканомиктовые (туфопесчаный)
- туфоправелиты (только в колках)
- туфоправелиты и туфоконгломераты неразделенные (на разрезе туфоконгломераты в колках)
- микритовые, хемогенные известняки
- органогенно-обломочные известняки
- окремленные, глинистые и кремнисто-глинистые известняки
- водорослевые, битуминозные известняки
- спилиты
- а. б. в. г. д. е. ж. з. и. к. л. м. н. о. п. q. r. s. t. u. v. w. x. y. z. aa. ab. ac. ad. ae. af. ag. ah. ai. aj. ak. al. am. an. ao. ap. aq. ar. as. at. au. av. aw. ax. ay. az. ba. bb. bc. bd. be. bf. bg. bh. bi. bj. bk. bl. bm. bn. bo. bp. bq. br. bs. bt. bu. bv. bw. bx. by. bz. ca. cb. cc. cd. ce. cf. cg. ch. ci. cj. ck. cl. cm. cn. co. cp. cq. cr. cs. ct. cu. cv. cw. cx. cy. cz. da. db. dc. dd. de. df. dg. dh. di. dj. dk. dl. dm. dn. do. dp. dq. dr. ds. dt. du. dv. dw. dx. dy. dz. ea. eb. ec. ed. ee. ef. eg. eh. ei. ej. ek. el. em. en. eo. ep. eq. er. es. et. eu. ev. ew. ex. ey. ez. fa. fb. fc. fd. fe. ff. fg. fh. fi. fj. fk. fl. fm. fn. fo. fp. fq. fr. fs. ft. fu. fv. fw. fx. fy. fz. ga. gb. gc. gd. ge. gf. gg. gh. gi. gj. gk. gl. gm. gn. go. gp. gq. gr. gs. gt. gu. gv. gw. gx. gy. gz. ha. hb. hc. hd. he. hf. hg. hh. hi. hj. hk. hl. hm. hn. ho. hp. hq. hr. hs. ht. hu. hv. hw. hx. hy. hz. ia. ib. ic. id. ie. if. ig. ih. ii. ij. ik. il. im. in. io. ip. iq. ir. is. it. iu. iv. iw. ix. iy. iz. ja. jb. jc. jd. je. jf. jg. jh. ji. jj. jk. jl. jm. jn. jo. jp. jq. jr. js. jt. ju. jv. jw. jx. jy. jz. ka. kb. kc. kd. ke. kf. kg. kh. ki. kj. kl. km. kn. ko. kp. kq. kr. ks. kt. ku. kv. kw. kx. ky. kz. la. lb. lc. ld. le. lf. lg. lh. li. lj. lk. ll. lm. ln. lo. lp. lq. lr. ls. lt. lu. lv. lw. lx. ly. lz. ma. mb. mc. md. me. mf. mg. mh. mi. mj. mk. ml. mn. mo. mp. mq. mr. ms. mt. mu. mv. mw. mx. my. mz. na. nb. nc. nd. ne. nf. ng. nh. ni. nj. nk. nl. nm. no. np. nq. nr. ns. nt. nu. nv. nw. nx. ny. nz. oa. ob. oc. od. oe. of. og. oh. oi. oj. ok. ol. om. on. oo. op. oq. or. os. ot. ou. ov. ow. ox. oy. oz. pa. pb. pc. pd. pe. pf. pg. ph. pi. pj. pk. pl. pm. pn. po. pp. pq. pr. ps. pt. pu. pv. pw. px. py. pz. qa. qb. qc. qd. qe. qf. qg. qh. qi. qj. qk. ql. qm. qn. qo. qp. qr. qs. qt. qu. qv. qw. qx. qy. qz. ra. rb. rc. rd. re. rf. rg. rh. ri. rj. rk. rl. rm. rn. ro. rp. rq. rr. rs. rt. ru. rv. rw. rx. ry. rz. sa. sb. sc. sd. se. sf. sg. sh. si. sj. sk. sl. sm. sn. so. sp. sq. sr. ss. st. su. sv. sw. sx. sy. sz. ta. tb. tc. td. te. tf. tg. th. ti. tj. tk. tl. tm. tn. to. tp. tq. tr. ts. tt. tu. tv. tw. tx. ty. tz. ua. ub. uc. ud. ue. uf. ug. uh. ui. uj. uk. ul. um. un. uo. up. uq. ur. us. ut. uu. uv. uw. ux. uy. uz. va. vb. vc. vd. ve. vf. vg. vh. vi. vj. vk. vl. vm. vn. vo. vp. vq. vr. vs. vt. vu. vv. vw. vx. vy. vz. wa. wb. wc. wd. we. wf. wg. wh. wi. wj. wk. wl. wm. wn. wo. wp. wq. wr. ws. wt. wu. wv. ww. wx. wy. wz. xa. xb. xc. xd. xe. xf. xg. xh. xi. xj. xk. xl. xm. xn. xo. xp. xq. xr. xs. xt. xu. xv. xw. xx. xy. xz. ya. yb. yc. yd. ye. yf. yg. yh. yi. yj. yk. yl. ym. yn. yo. yp. yq. yr. ys. yt. yu. yv. yw. yx. yy. yz. za. zb. zc. zd. ze. zf. zg. zh. zi. zj. zk. zl. zm. zn. zo. zp. zq. zr. zs. zt. zu. zv. zw. zx. zy. zz.

Геологическая карта участка "Нангоджа"



- Рыльце отложения: а. - осадочные б. - позднекаменноугольные
- Юрская система. Нижний отдел. Алевролиты, песчаники, аргиллиты.
- Каменноугольная система. Средний-верхний отдели. Алевролиты, аргиллиты, битуминозные известняки, туфоправелиты.
- Средняя система. Средний отдел. Эффузивный комплекс. Главного а. - гранодиориты, базальты, б. - базальтовые порфириты, в. - базальты, г. - габбро, д. - базальты, е. - базальты, ж. - базальты, з. - базальты, и. - базальты, к. - базальты, л. - базальты, м. - базальты, н. - базальты, о. - базальты, п. - базальты, q. - базальты, r. - базальты, s. - базальты, t. - базальты, u. - базальты, v. - базальты, w. - базальты, x. - базальты, y. - базальты, z. - базальты.

Геологические типы отложений: Турбидные потоки; ПТ - проксимальные Турбидиты; ДТ - дистальные турбидиты; Обломочные потоки; ЗП - зерновые; ДП - дебризные; НФ - нефелюидиты; ФО - фоновые илы.

Составлен автором.

Как будет показано ниже, можно непротиворечиво включать его в единый вулканоплутонический коллизионный пояс; позднепермский-позднеюрский вулканоплутонический комплекс Яно-Колымского пояса. Его средне-верхнеюрскую часть В.А. Трунилина и др., (1999) объединяют в Чаркынский вулканоплутонический пояс активной континентальной окраины. Само по себе отнесение магматитов к данному комплексу подразумевает различную трактовку их более узкой принадлежности: от континентально-рифтогенных до магматитов задуговых или преддуговых прогибов, что и отражено в литературе (Сенотрусов и др., 1992ф; Мусалитин, 1996ф; Колодезников, 2007 и др.).

К третьей группе относятся, прежде всего, офиолитовые комплексы. Для рассматриваемого периода времени не установлены даже их фрагменты, обоснованные геологическими и петро-геохимическими данными, а также однозначно диагностируемые комплексы глубоководных океанических отложений – кремнистые толщи. Как было показано выше в разделе 1.3., все комплексы, которые близки по составу офиолитам, не имеют отношения к позднепалеозойско-мезозойскому этапу эволюции региона.

Прежде чем приступить к характеристикам индикаторных геодинамических комплексов, хотелось бы продемонстрировать, что палеогеодинамические схемы, предусматривающие существование океанического зияния (Оймяконский океан) между Сибирской платформой и ее континентальной окраиной и структурами Колымской петли в позднем палеозое-раннем мезозое, приведенные в Тектонике... (2001) могут быть без концептуальных изменений палеомагнитных и геологических данных, трансформированы в схемы, в которых конвергентными границами ВКСО являются Южно-Аньюйская структура (возникшая при закрытии одноименного океанического бассейна) и Охотско-Чукотский надсубдукционный вулканический пояс (возникший при замыкании Удско-Мургальской островной вулканической дуги). Это продемонстрировано на рисунке 1.15.

В позднем палеозое-раннем мезозое ВКСО, при всех вариантах палеогеодинамических реконструкций, являлась переходной зоной между Северо-Азиатским кратоном и Тихоокеанскими структурами. С севера и северо-запада она граничила в позднем палеозое с завершающим свое развитие Уральским океаном, а в мезозое с северной (в современных координатах) с частью раскрывающейся Атлантики. С северо-востока и востока (в современных координатах) ВКСО ограничивалась Южно-Аньюйским и Ангаючамским секторами Палеотихого океана, а с юго-востока и юга – с Монголо-Охотским сектором, вероятно в то время входившим в состав Тихоокеанского подвижного пояса.

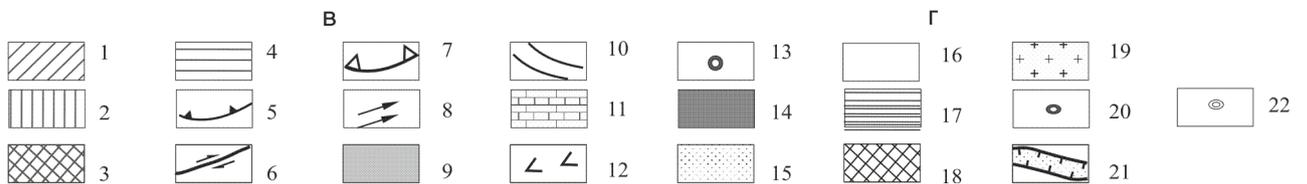
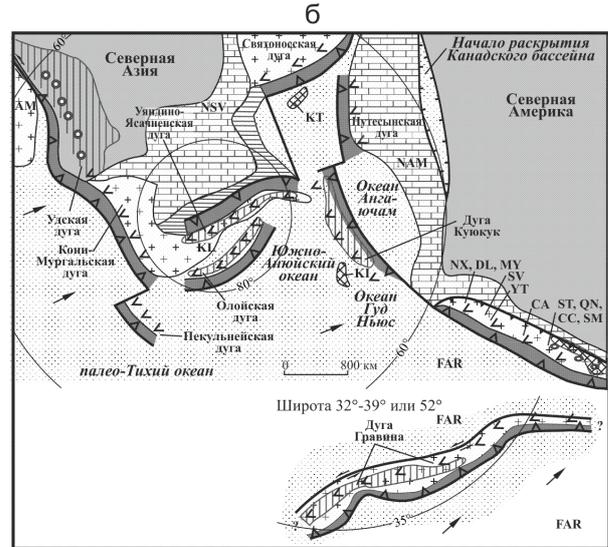
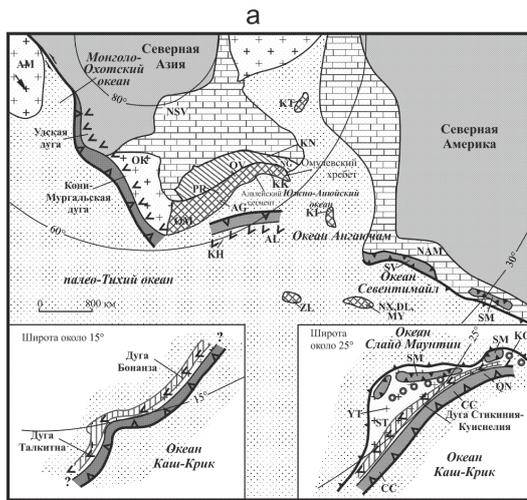
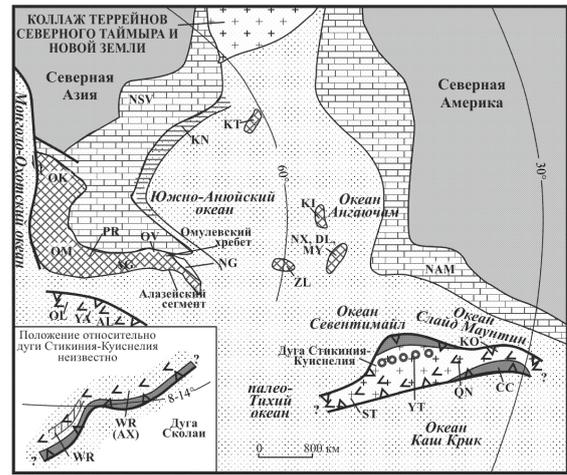


Рисунок 1.15.

Палеотектонические реконструкции для: а – для среднего девона-начала раннего карбона; б– для карбона-раннего триаса; в– для позднего триаса-ранней юры; г– для средней-поздней юры. Составлены автором на основе реконструкций в Тектонике..., 2001. Террейны: АА-Арктической Аляски, АГ-Арга-Тасский, АК-Авековский, АЛ-Алязейский, АМ-Амурский супертеррейн, АХ-Александр, БЕ-Березовский, СА-Кассиар, СС-Каш Крик, СН-Чукотский, СО-Колдфуг, DL-Дилингер, GL-Галамский, KI-Килбук-Айдахо, КН-Хетачанский, КК-Кенкельдинский, -Килбук-Айдахо, КН-Хетачанский, KL-Колымо-Омолонский супертеррейн, KN-Кулар-Нерский, КО-Кутени, КТ-Котельный, МУ-Мистик, NG-Нагонджинский, NX-Никсон-Форк, ОК-Охотский, ОЛ-Олойский, ОМ-Омолонский, ОВ-Омулевский, PR-Приколымский, QN-Куиснелия, RB-Руби, SD- Сьюард, SM- Слайд Маунтин, ST- Стикиния, SV-Севентимайл, WR- Врангелия, YA-Яракваамский, YL-Юкон-Танана, ZL-Золотогорский, FAR-плита Фарралон. Металлогенетические пояса: 1-8: 1 – связанные с рифтогенезом на окраинах континентов; 2 – связанные с надсубдукционными магматическими дугами островных дуг и активных континентальных окраин; 3 – коллизионные; 4 – связанные с зонами растяжения земной коры; 5 – надвиги; 6 – сдвиги (DE-Денали, FS-фрейзер, Стрейт Крик, КА-Калтаг, ТI-Тинтина); 7 - зона субдукции; 8 – направление взаимного перемещения океанических и континентальных плит; 9 – кратоны; 10 – каледонский орогенный пояс; 11 - погруженные окраины кратонов (пассивные континентальные окраины и сформированные на их месте складчато-надвиговые пояса) NSV-Верхоянская, NAM-Кордильерская. Связанные с субдукцией окраинно-континентальные и островные магматические дуги: 12-22: 12 - преимущественно вулканические; 13 - преимущественно плутонические (по-Северный батолитовый пояс); 14 – аккреционные клинья; 15 – океанические бассейны; 16 – срединно-океанические хребты; 17 – континентальный склон и его подножие; 18 - внутриокеанические поднятия различного происхождения; 19 – коллаж аккретированных террейнов; 20 – пояса коллизионных гранитоидов (та-Главный батолитовый пояс, от-пояс Оминека-Селвин); 21 – внутриконтинентальные рифты; 22 – пояса гранитоидов, связанные с растяжением земной коры (tr – поперечные пояса гранитоидов Верхояно-Колымской орогенной области).

Тем не менее, предположение об отсутствии океанического раскрытия (Оймяконский океан), требует объяснения гигантских масштабов прогибания консолидированной коры, в результате которого были сформирована мощная осадочная толща верхоянского комплекса в одноименном поясе и его аналогов в других поясах внешней зоны ВКСО.

Кратко рассмотрим модельные для региона позднепалеозойские-раннемезозойские индикаторные геодинамические комплексы. Комплекс пассивной континентальной окраины Верхоянского пояса изучался, главным образом в северной его части, в пределах Орулганского и Хара-Улахского сегментов Андреев, 1985; Соловьева, Япаскурт, 1994; Япаскурт, 1985).

Автором и Н.А. Соловьевой комплекс изучен согласно Методическому руководству... (Шарданова, Соловьева, 1992) в пределах центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (Некрасов, 2004^б; Некрасов, Костин, 2005; Некрасов, Ганеев, 2006), где один из прогибов верхнепалеозойского раннемезозойского возраста реконструируется на восточном крыле Куранахского антиклинория. Он может служить эталонным объектом в силу своей, пожалуй, самой лучшей изученности. Кроме того, не такие полные данные по литолого-фациальному анализу других поясов внешней зоны ВКСО демонстрируют сходные закономерности накопления верхоянского комплекса и его аналогов.

Основной задачей исследований была реконструкция геодинамического режима, что в данном регионе равнозначно воссозданию «шаг-за-шагом» полного цикла эволюции Верхоянского палеобассейна. Это, в свою очередь, потребовало выявления пространственно-временных соотношений конкретных породных тел, составляющих осадочную призму. На Западном Верхоянье актуальность этой задачи обусловлена еще и четким литолого-структурным контролем золотого и серебряного оруденения, полихронной и регенерированной природой большинства месторождений (Гамянин, 1991; Костин, 2002; Некрасов, 2004^б, 2006^ф, 2011).

В ходе исследований воссоздавался ход развития палеобассейна на значительном интервале времени в конкретной точке. Задача облегчалась наличием в пределах района велико-лепных разрезов (рисунки 1. 16.-1-17), охватывающих временной интервал в 50-70 Ма. Общая картина представляется следующей. В западной части района в течение всего времени накопления отложений, доступных для наблюдения (ранний карбон – поздний триас), формировался мощный дельтовый комплекс. Аллювиально-дельтовые отложения раннего карбона (Япаскурт и др., 1993) сменяются в среднем карбоне отложениями авандельтового комплекса и внутреннего шельфа. В восточной части района исследований (восточной крыло Куранахской антиклинорной структуры) фиксируется полный набор фациальных обстановок палеобассейна. На прогрессивной стадии развития определена последовательная смена обстановок: авандельта и внутренний шельф – внешний шельф – склон палеобассейна и его подножие – псевдоабиссальная равнина (рисунок 1.18.). На регрессивной стадии установлены отложения подножия склона, шельфа и авандельты, сублиторальные фации аллювиально-дельтовой равнины. Причем, если временной интервал существования псевдоабиссальной равнины был относительно

Рис. 1.16.-1.17.

Разрезы верхоянского комплекса: Рис. 1.16. А - «Эндыбалский разрез» верхнепалеозойских отложений; Рис. 1.16. Б - «Осеннинский разрез» триасовых-нижнеюрских отложений; Рис. 1.17. А - «Сутаннинский разрез» кыгылтасской свиты; Рис. 1.17. Б - «Аркачанский разрез» триасовых отложений. 1 - задернованные склоны; 2 - осыпи; 3 - аргиллиты, алевролиты, тонкое (до 0,5м) чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников; 4 - чередование (0,5-3,0м) алевролитов и песчаников; 5 - чередование пластов разнозернистых песчаников; 6 - туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты; 7 - песчаники мелкозернистые; 8 - песчаники мелко-среднезернистые, до крупнозернистых; 9 - участки сборов макрофаунистических остатков; 10 - точки отбора образцов, сколков на шлифы и геохимических проб; 11 - точки отбора проб на полный минералогический анализ. Индексы свит используемые на рисунках: *sl*-солончанская; *kg*-кыгылтасская; *hr*-хорокытская; *еж*-эчийская; *hb*-хабахская; *tm*-тумаринская; *dn*-деленжинская; *dl*-дулгалахская; *tl*-талахская; *чк*-чекановская; *mn*-мономская; *us*-усманычевская; *nr*-нарынская; *lg*-лагырская; *kr*-курумская; *al*-алгыйская; *mt*-матагинская; *os*-осеннинская; *bt*-бутугасская; *sb*-среднебиляхская.

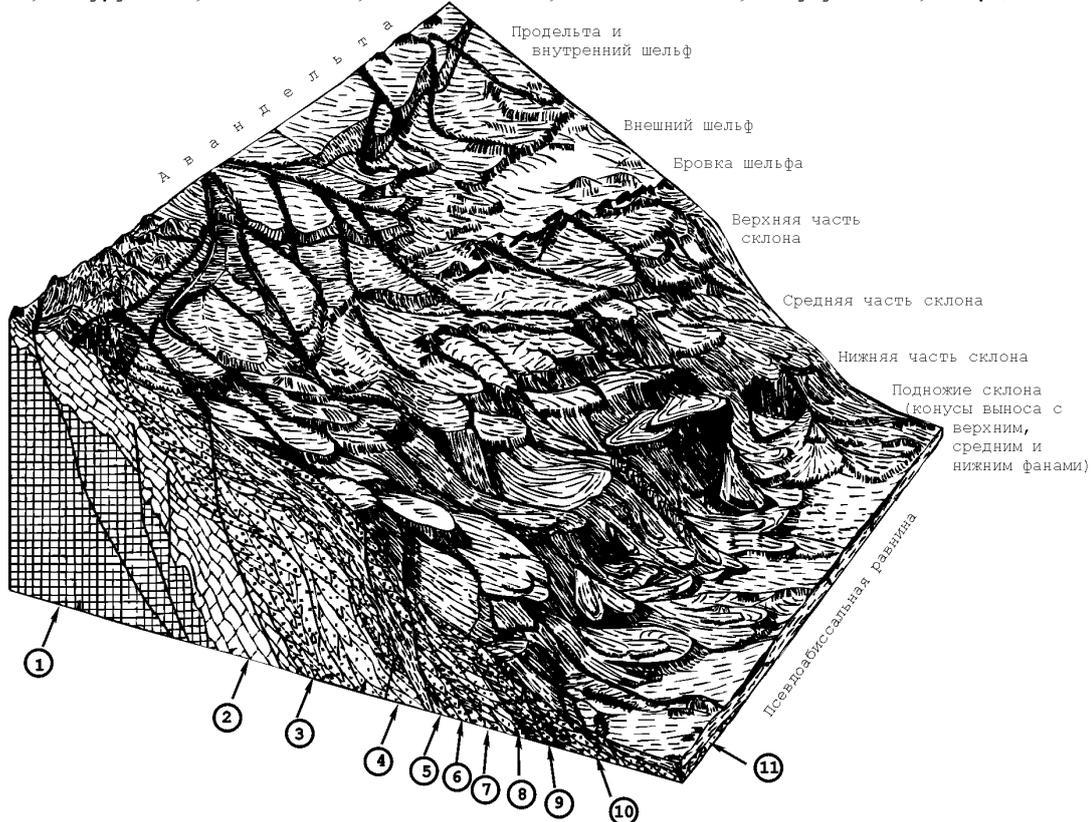


Рисунок 1.18.

Блок-схема формирования терригенной осадочной призмы верхоянского комплекса. Составлена автором. 1 - раннедокембрийский фундамент Сибирской платформы; 2 - рифей-среднепалеозойский чехол карбонатной платформы; 3 - аллювиально-дельтовые и прибрежно-морские отложения нижнего-среднего карбона (серджахская, чочимбальская, имтанджинская свиты); 4 - авидельтовые и продельтовые отложения среднего-верхнего карбона (солончанская и кыгылтасская свиты); 5 - верхнекаменноугольные-нижнепермские (ассель-артин) отложения внутреннего и внешнего шельфа (хорокытская и эчийская свиты); 6 - нижнепермские(поздний артин) отложения бровки шельфа (хабахская свита); 7 - кунгурские отложения верхней части склона палеобассейна (тумаринская свита); 8 - верхнепермские (уфа-казань) отложения средней и нижней части склона (деленжинская свита); 9 - татарские отложения конусов выноса (верхний фан) у подножия склона (дулгалахская свита); 10 - нижнетриасовые (инд) отложения среднего и нижнего фанов (талахская свита); 11 - нижнеоленинские отложения псевдоабиссальной равнины (чекановская и мономская свиты). Свиты перечислены в порядке: от подошвы к кровле генетических комплексов.

коротким и единым для всего района, то переход от шельфовых к склоновым фациям и наоборот является диахронным и скользящим в пространстве. Это подчеркивает одну из характерных особенностей лавинной седиментации - наличие диахронных границ. В общем случае, зона перехода от шельфа к склоновым фациям омолаживается в северном направлении, а обратный пе-

реход – в северо-восточном, под углом 40-50° к генеральному, северо-северо-западному простиранию складчатых структур.

Для создания типовой характеристики породного комплекса, состоящего из нескольких стратиграфических подразделений, но отличающегося близкими обстановками осадконакопления, соответствующие отложения были сгруппированы в генетические серии. Каждая серия имеет свой генотип, наблюдавшийся в едином, и, как правило, непрерывном разрезе. Мангазейская серия характеризует авандельтовые и шельфовые отложения среднего карбона – нижней перми. Эндыбальская серия объединяет отложения склоновых фаций ранней перми – среднего триаса. Улагинская серия охватывает мелководные отложения верхнего триаса – средней юры.

Нижние горизонты мангазейской серии (до кровли кыгылтасской свиты) сформированы в авандельтовой обстановке. Для этой части разреза характерно сочетание нескольких генетических типов осадков: отложений подводных речных проток авандельты, отложений придонных течений и фоновых осадков (Мурдмаа, 1986), отложений гравитационных потоков, среди которых выделяются зерновые, обломочные, очень редко турбидные и микститовые подводно-коллювиальные накопления (Япаскурт, 1993) или олистостромы. Подобное строение разреза дельтовых комплексов характерно и для других районов мира (Dailly, 1975; Мур, Фуллам, 1979; Гаврилов, 1994^{а, б}).

Верхние горизонты серии сформированы в условиях проградации авандельты на бровке шельфа и края псевдоконтинентального склона.

Эндыбальская генетическая серия объединяет породы тумаринской свиты ранней перми, деленжинской и дулгалахской свиты поздней перми, талахской, чекановской, мономской и усманьчевской свит раннего триаса, нарынкой и лагырской свит среднего триаса. Генотип серии обнажен в Эндыбальском разрезе (рисунок 1.14.) и наращивающем его Аркачанском разрезе триасовых отложений (рисунок 1.15.). Как нижняя, так и верхняя границы серии диахронны. Последняя «скользит» в возрастном отношении с середины ладинского века до начала позднекарнийского времени и имеет тенденцию к омоложению в восток-северо-восточном направлении. Резкий переход от песчаных шельфовых отложений хабахской свиты к глинистым склоновым отложениям тумаринской свиты, позволяет предположить конседиментационное воздымание края континента в этот период. Об этом же свидетельствует развитие олистостромовых горизонтов в подошвенной части эндыбальской серии, предполагающих значительную крутизну склона.

Отложения Эндыбальской серии представлены зоной перехода океан-континент (Кеннет, 1987; Лисицын, 1988). Они сложены песчаными образованиями автокинетических потоков различной вязкости и алевритовыми породами, сформировавшимися в периоды затухания деятельности потоков (рисунок 1.19. – 1.20.). Подчиненную роль в строении свит играют песчано-алевритовые отложения донных течений. Вся серия сложена различными сочетаниями осадков

этих трех генетических групп, характер распределения которых в разрезах зависит от углов наклона дна, удаленности от источников сноса, микрорельефа дна, усиления или ослабления эрозионных процессов в областях сноса, интенсивности донных течений. Широкое развитие отложений автокинетических потоков, слабая изменчивость отложений, постепенные переходы между пачками позволяют интерпретировать эти отложения как морские, батиальные, отложения конусов выноса у подножия склона и конденсированные осадки (Курушин, Некрасов и др., 1996).

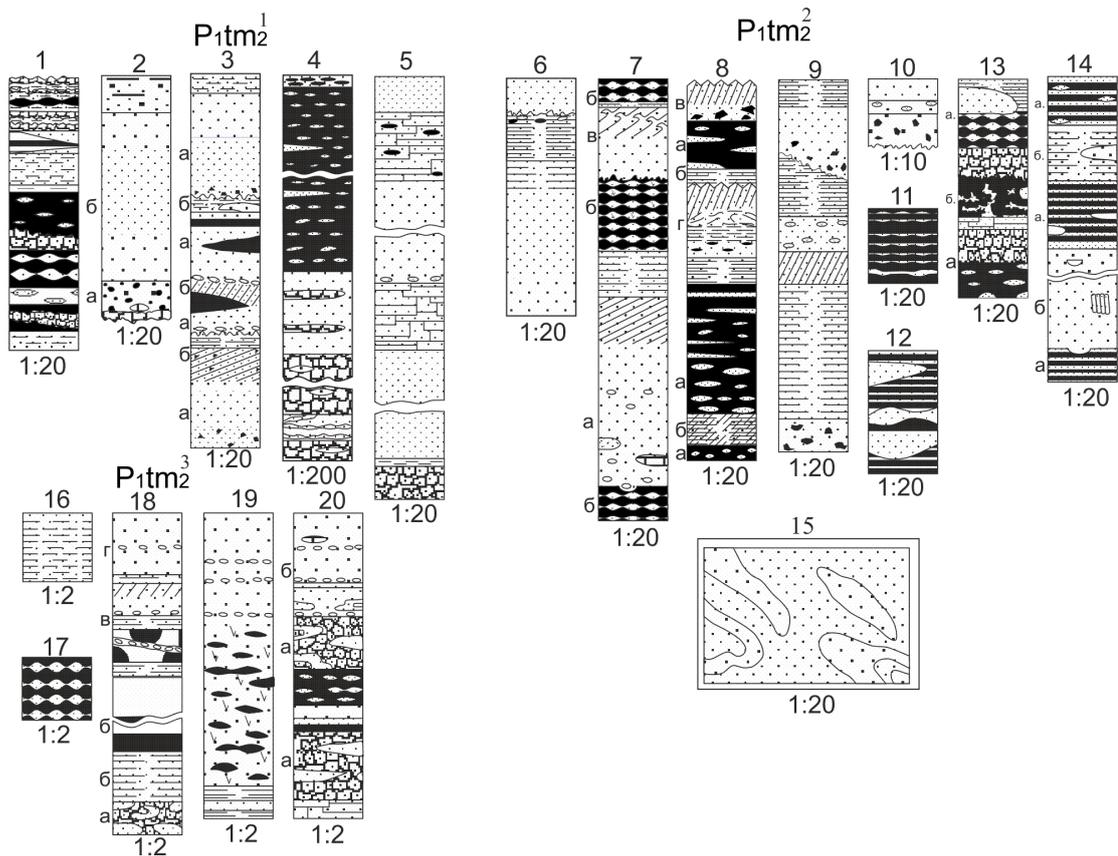


Рисунок 1.19.

Генетические типы отложений тумаринской свиты (P_{1tm}). Составлен Н.А. Соловьевой с изменениями автора. «Эндыбальский разрез» - общая характеристика, «Эчийский разрез» - послойное описание (см. Некрасов, 1996ф). 1 – чередование оползших интервалов и отложений донных течений. Слой 2.1.16.; 2 – обломочный поток (прорезание каналов) – а, зерновой поток – б. Слой 2.1.17.; 3 – чередование отложений зерновых потоков (а) и проксимальных турбидитов (б). Слой 2.1.21.; 4 – оползание потоков по склону (площадной смыв в верхней части склона). Слой 2.1.22.; 5 – Отложения разжиженных потоков. Слой 2.2.2.; 6 – отложения проксимального турбидного потока. Слой 3.2.; 7 – чередование: отложений дебризного потока (а), интенсивных донных течений (б) и медиального турбидита (в). Слой 3.7.; 8 – чередование: микрооползневых отложений (а), отложений донных течений (б), проксимального (в) и медиального (г) турбидитов. Слой 3.14.; 9 – «Слившиеся» отложения проксимальных турбидных потоков. Слой 3.22.; 10 – отложения обломочного потока. Слой 3.29.; 11 – нефелоидные отложения (дуалиты). Слой 3.32.; 12 – врезание мелких потоков в нефелоидные отложения. Слой 3.42.; 13 – микрооползневые отложения (а), смятие нефелоидных осадков оползнями (б). Слой 3.44.; 14 – чередование: нефелоидных отложений (а) и отложений разжиженных потоков (б). Слой 3.48.; 15 – следы оползания в пласте песчаников. Слой 3.49.; 16 – фоновые отложения. Слой 4.1.14.; 17 – фоновые отложения, подвергшиеся микрооползневой деформациям. Слой 4.1.14.; 18 – чередование: микрооползневых (а), фоновых (б) отложений, проксимальных турбидитов (в) и отложений зернового потока (г). Слой 4.2.2.; 19 – отложения дебризного потока. Слой 4.2.5.; 20 – микрооползневые отложения (а) и отложения обломочного потока (б). Слой 4.2.54.

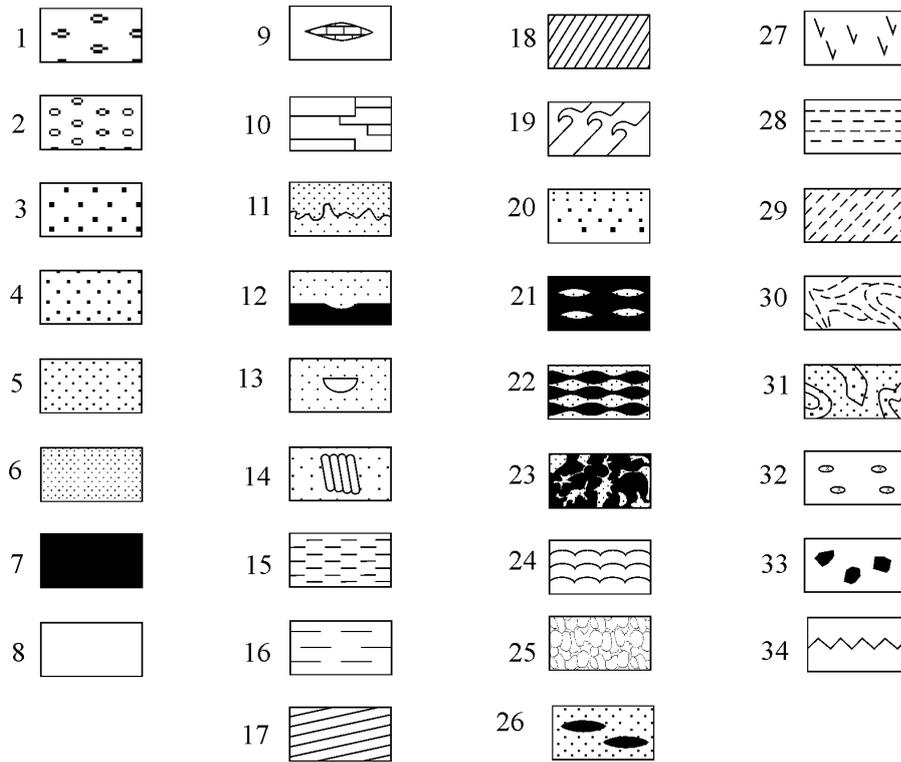


Рисунок 1.20.

Условные обозначения к Рис. 1.17. Составлены Н.А. Соловьевой с изменениями автора. Литологические различия пород: 1 – конгломераты; 2 – гравелиты; 3 – крупно-грубозернистые песчаники; 4 – среднезернистые песчаники; 5 – мелкозернистые песчаники; 6 – алевритистые песчаники; 7 – алевролиты, аргиллиты массивные; 8 – алевролиты, аргиллиты, имеющие какие-либо структурно-текстурные особенности; 9 – линзы песчанистых известняков; 10 – плитчатость; 11-12 – границы: 11 – эрозионные; 12 – вдавливания; 13-34 – консидементационные текстуры пород: 13 – блюдцеобразная текстура выжимания воды; 14 – столбчатая текстура выжимания воды; 15 – тонкая горизонтальная слоистость; 16 – грубая горизонтальная слоистость; 17 – пологая косая слоистость; 18 – нормальная косая слоистость; 19 – конволютная слоистость; 20 – градационная слоистость; 21 – линзовидная слоистость; 22 – микролинзовидная слоистость; 23 – нефелоидиты (осаждение из «хвостов» турбидных потоков, часто с последующим оползанием в полулитифицированном состоянии); 24 – волнистая слоистость; 25 – комковатые (биотурбированные) породы; 26 – отдельные линзы алевролитов; 27 – ходы илоедов; 28 – горизонтальная штриховатая слоистость; 29 – косая штриховатая слоистость; 30 – конволютная штриховатая слоистость; 31 – складки оползания; 32 – «плавающая» галька; 33 – отдельные бесформенные обломки пород; 34 – знаки волновой ряби.

В Улагинскую генетическую серию сгруппированы верхнетриасовые и нижне-среднеюрские отложения. Типовым является Осеннинский разрез (рис. 1.17). Верхняя граница серии определяется уровнем современного эрозионного среза. В образующих подошву серии карнийских отложениях курумской свиты происходит смена вверх по разрезу фациальной обстановки прodelьты на внешнем шельфе, авандельтовыми фациями и далее зоной подвижного мелководья. Выше по разрезу курумской свиты появляются брекчированные алевролиты, которые чередуются с косослоистыми песчанистыми пакетами. В разрезе верхней подсвиты курумской свиты фиксируются отложения авандельты и ее русловых фаций. В норийское время происходило дальнейшее обмеление бассейна, выраженное в увеличении разнообразия косых серий, ухудшении сортировки пород. С начала юрского времени палеобассейн вновь углублялся, вероятно, при дальнейшем сокращении его площади. С середины раннеюрского до середины среднеюрского времени реконструируется обстановка внутреннего шельфа. Непосредственному наблюдению в пределах изученного участка Верхоянского пояса открыты горные породы

относительно узкого (по сравнению с имеющимися вдоль восточной окраины Сибирской платформы) возрастного диапазона - моложе раннекаменноугольных. Однако, принадлежность района к единому структурно-фациальному комплексу пассивной окраины Сибирского континента позволяет реконструировать последовательность главных событий в пределах всего пояса, начиная, по крайней мере, с позднего докембрия.

До позднерифейского времени на территории района, вероятно, существовал субплатформенный режим осадконакопления. Такое предположение основано на анализе разрезов Сетте-Дабана и фрагментарных выходов рифея в западной части хр. Хара-Улах (Волкодав и др., 1978; Геология, 1970; Протерозой..., 1979, Ян-Жин-Шин, 1981). Формирование Верхоянской пассивной континентальной окраины принято связывать с девонским рифтогенезом. Л.М. Парфенов (1995) считал, что последний только модифицировал пассивную окраину, заложенную в конце рифея-венде.

Процессы рифтогенеза были тесно взаимосвязаны с активизацией систем разломов, имевших глубокое заложение и богатую историю. В первую очередь к таким разрывам относятся системы Северо-Тирехтяхского и Верхоянского глубинных разломов. Северо-Тирехтяхскую зону разломов можно считать продолжением на окраину континента Вилюйско-Патомской дизъюнктивной рифтовой системы. Глубинная природа последней в настоящее время сомнений не вызывает. Верхоянская система разломов определяла латеральную зональность палеобассейна и разграничивала зоны осадконакопления. В общем случае, к западу от нее фиксируется аллювиально-дельтовый и авандельтовый комплексы, а склоновые фации наблюдаются к востоку. Разломы Северо-Тирехтяхской системы, ортогональной к Верхоянской, могли контролировать положение каналов и каньонов авандельты и склона палеобассейна. В позднекаменноугольный – раннетриасовый период времени, т.е. на прогрессивной стадии развития палеобассейна, в зонах упомянутых разрывных систем, вероятно, активно действовали подводные гидротермы. Можно сказать, что фиксируя в породах аномальные концентрации элементов, мы «нащупываем» древний уступ, разделявший зоны осадконакопления и являвшийся местом разгрузки гидротерм. Так, аутигенная разновидность монацита - куларит (Некрасова, Некрасов, 1983) наиболее широко распространен именно в диапазоне кыгылтаской - хабахской свит. Соотношение средних и тяжелых лантаноидов из алевролитов хорокытской свиты (таблица 1.1.) при сравнении с таковым из различных районов мира (Горбачев и др., 1993) подтверждают их сходство с породами шельфовых и склоновых фаций. В сингенетических пиритовых конкрециях района наблюдаются повышенные содержания свинца, серебра, цинка (таблица 1.2.), сравнимые с таковыми на площадях стратиформных свинцово-цинковых месторождений Якутии. По мнению А.В. Костина и В.И. Тыллара (1993) источники свинца и цинка в конкрециях и рудах этих стратиформных месторождений различны, но не вызывает сомнения сам факт деятельности подводных гидротерм в период осадконакопления.

Таблица 1.1.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в фосфатах и осадочных породах различных фациальных типов разных регионов мира (по О.В. Горбачеву и др., 1993) и изученного района (по данным микрорентгено-радиометрического анализа в г/т (P₂O₅- в %).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
МИРА	Глубоководные (гемапелагические) фации рифтогенной пассивной континентальной окраины	Фосфатные конкреции (нижний горизонт). Верхний кембрий. Срединный Тянь-Шань	480	64	84	-	128	36	10,4	197	26,9	9
		То же (верхний горизонт). Верхний кембрий-ордовик	764	115	236	-	180	36	10	142	24,9	7
		Вмещающие углеродисто-кремнистые сланцы	91	21	26	-	19	4,7	1,0	42	0,49	2
	Шельф активной континентальной окраины	Фосфориты Каратау (верхний кембрий)	508	130	140	-	100	28	4	-	-	2
		Паллетовидные фосфориты. Хубсугульский бассейн	270	47	79,6	22,7	61,6	18,9	4,3	-	-	1
	Мелководно-морские, субплатформенные фации	Кремнисто-фосфатные алевролиты. Сино-Корейский щит. Верхний кембрий	314	103	157	-	-	14,5	2,6	78	3,5	3
То же, углеродистые алевролиты		156	15,8	82,2	-	-	7,8	1,8	46	1,2	4	
ИЗУЧЕННЫЙ РАЙОН	Авандельтовые и шельфовые фации	Куларитовый концентрат из пород С ₃ – Р ₁	1280	274	616	80	236	34	40	-	-	5
	Авандельтовые фации	Алевролиты хорокытской свиты. Верхняя пермь.	309	30	65	46,3	45	40	50	32,5	1,54	4
	Континентальный склон. Мезофация нижней части	Алевролит из средней части дулгалахской свиты. Верхняя пермь. Татарский ярус	230	20	50	20	30	40	50	20	1,54	1
	Конус выноса у подножия склона. Средний, нижний фаны.	Алевролиты и фосфатные конкреции из отложений талахской свиты. Инд	651	60	196,7	26,7	153	96,7	50	166,7	3,33	3
	Гемипелагические, фации псевдоабиссальной равнины	То же из чекановской свиты. Верхний оленек.	350	40	100	30	30	40	50	60	3,95	1
		То же из мономской свиты. Верхний оленек.	280	40	50	30	50	40	50	20	0,86	1
Конус выноса у подножия склона. Верхний фан.	Алевролиты и фосфатные конкреции из отложений усманьчевской свиты Верхний оленек.	1333	123,3	356,7	60	276,6	86,7	50	390	9,6	3	

61

Таблица 1.2.

Сравнительный химический состав аутигенных пиритовых конкреций из отложений верхоянского комплекса и рудовмещающих вендских и девонских карбонатных отложений стратиформных Ge-Pb-Ag и Ba-Pb-Ag месторождений Восточной Якутии. Составлена автором. Ag – в г/т, остальные элементы в %.

кол-во анализов	S	Ag	As	Fe	Pb	Sb	Se	Cu	Bi	Te	Zn	Hg	Sn
Поздний карбон, пиритовые конкреции из песчаников нижнекыгылтасской подсвиты													
9	52,54	0,11	0,09	46,46	0,16	0,08	-	0,02	0,19	0,04	0,03	0,06	0,04
Ранняя пермь, пиритовые конкреции из песчаников верхнекыгылтасской подсвиты													
3	52,30	0,16	0,16	46,16	0,10	0,05	-	0,02	0,10	-	0,04	0,07	0,02
Ранняя пермь, пиритовые конкреции из песчаников верхнехорокытской подсвиты													
6	52,76	0,05	0,15	47,13	0,18	0,05	-	0,02	0,33	0,02	-,20	0,12	0,02
Поздний триас, пиритовые конкреции из песчаников нижнеалгыйской подсвиты													
3	52,93	0,06	0,66	45,86	0,24	0,03	-	0,01	0,13	-	-	0,05	-
Пиритовые конкреции из вендских отложений (Кыллахское рудное поле)													
8	47,25	0,17	9,56	40,76	1,77	0,01	-	0,06	0,10	-	0,01	-	0,03
Пиритовые конкреции из девонских отложений (Каменское рудное поле)													
6	52,51	-	0,18	45,74	1,43	-	0,01	0,02	0,23	-	-	-	0,05

Кроме того, песчаниках хорокытской свиты установлены колломорфные выделения самородного серебра и алларгентума в ассоциации с углисто-глинистым веществом и антраксолитом (Костин и др., 1992). Другими словами, Верхоянский палеобассейн на протяжении большей части своей истории служил гигантским резервуаром для накопления целой группы рудных элементов, что в последствии, несомненно, повлияло на процессы позднемезозойского рудообразования.

Последние признаки существования растяжения, мы можем наблюдать на примере позднеюрского-раннемелового дайкового и субвулканического комплексов. Явное отклонение составов пород от классических палингенных гранитоидов в сторону тоналитов и плагиогранитов, широкое распространение низкощелочных магматитов повышенной основности в составе позднеюрского дайкового комплекса, свидетельствует о проникающем характере магматизма, генерировании расплавов на границе коры и мантии, вероятной принадлежности пород габбро-диорит-диабазовой и габбро-плагиогранитовой формациям (Некрасов, Ганеев, 2006).

Схожую схему эволюции можно проследить для всей системы осадочных бассейнов внешней зоны ВКСО. В общем случае, система прогибов «веером» раскрывалась в северо-восточном (в современных координатах) направлении (с запада на восток и с юга на север) с накоплением толщи верхоянского комплекса различной, но в любом случае значительной мощности. Это подтверждается скольжением возрастной границы дельтовых и прибрежно-морских фаций и сменой их батинальными и псевдоабиссальными. Это же подтверждается и палеомагнитными данными для среднего палеозоя (Тектоника..., 2001; Родионов и др., 2007), откуда можно сделать вывод о совместном движении Сибирской платформы с ее пассивной окраиной и блоков Черско-Полоусненского пояса на север с поворотом платформы по часовой стрелке, а блоков Черско-Полоусненской системы (в частности Тас-Хаяхтахского) – против неё. Схожая веерообразная (клинораздвиговая) проградация системы бассейнов могла иметь такие следствия, как дальнейшее формирование изгиба Колымской структурной петли, а также увеличение расстояния между форландом Сибирской платформы и внутренней зоной ВКСО (Колымо-Омолонским блоком), что и подтверждается палеомагнитными данными.

Подобное внутреннее строение осадочных толщ характерно для Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов, с общим огрублением фаций в пределах Яно-Охотского пояса и преобладания более тонких фациальных разновидностей шельфовых, склоновых отложений и пород псевдоабиссальной равнины в Яно-Колымском поясе (Андреев, 1985; Возин, 1962; Егоров, 1993; Курушин, 1992; Сенотрусов, 1992ф; Япаскурт, 1985; Тектоника..., 2001). В Яно-Охотском поясе (за исключением его Куларского сегмента) присутствуют лишь шельфовые и батинальные отложения, не фиксируются отложения конусов выноса у подножия псевдоконтинентального склона и отложения псевдоабиссальной равнины. Не наблюдаются эндолистоостромы, дисгар-

моничная изоклиная приразломная складчатость, не развиты надвиговые системы (за исключением Куларского сегмента). Для пояса характерны открытые брахиморфные и сундучные складки, а в Куларском сегменте развита штаммовая складчатость на участках локализации батолитовых интрузий. В Яно-Колымском поясе фиксируется полный литолого-фациальный ряд континентальной окраины, за исключением отложений псевдоабиссальной равнины. Но гранулометрический состав фаций здесь гораздо тоньше, чем в разрезах Верхоянского пояса. При этом надвиги здесь развиты гораздо шире, чем в пределах Верхоянского пояса. Наблюдается три разновозрастных генерации складок – от ранних подводно-оползневых, до поздних принадвиговых. Складчатость носит изоклиальный характер, а надвиговые пластины часто изогнуты в трех измерениях. Таким образом, несмотря на некоторую «затушеванность» различий между тремя поясами, сложенными верхоянским терригенным комплексом, различия достаточно заметны.

Восточные (в современных координатах) склоны системы прогибов, почти нацело редуцированы, из-за кулисного расположения наследовавших их складчатых поясов. Система поясов внешней зоны ВКСО подобна наклонной «стопке книг», когда мы можем хорошо видеть только одну сторону (западную) стопки, а восточная затеняется «следующей книгой». Такое строение основных геолого-структурных элементов ВКСО сложенных позднепалеозойским-раннемезозойским верхоянским комплексом можно продемонстрировать на примере структуры центральной части Верхоянского пояса (Западно-Верхоянского его сегмента).

До настоящего времени Верхоянский пояс считался антиклинорной структурой, сформированной в позднем мезозое (K_{1-2}), вследствие инверсии длительно (C_1-J_2) развивавшегося перикратонного прогиба (или пассивной континентальной окраины) Сибирской платформы. Установлено, что западный край Верхоянского пояса надвинут на чехольный комплекс платформы (Литинский, 1980). В последние годы появились данные (Прокопьев, 1997; Прокопьев, Оксман, 1997; Прокопьев, 1997; Третьяков, 1999), свидетельствующие, что серии этих надвигов образуют шарьяжно-дуплексные системы (Гончаров и др., 1997). (и др.).

Эти и другие факты можно объяснить, если представить Верхоянский пояс в виде гигантского, сложно построенного надвигового веера, выдвинутого в сторону Сибирской платформы. Свидетельства подобного строения пояса получены в последние годы в пределах Западного Верхоянья. Мощность отдельных пластин, судя по тектонически не нарушенным фрагментам разрезов комплекса колебалась от первых сотен м до 6,5 км. С запада на восток, в бассейнах рек Дянышка и Дулгалах можно наблюдать несколько крупных шарьяжных (дуплексных) структур (рисунки 1.21.-1.24). Вполне возможно, что вся структура западной части Верхояно-Колымских мезозоид является аллохтонной и представляет собой шарьяжно-дуплексную систему.

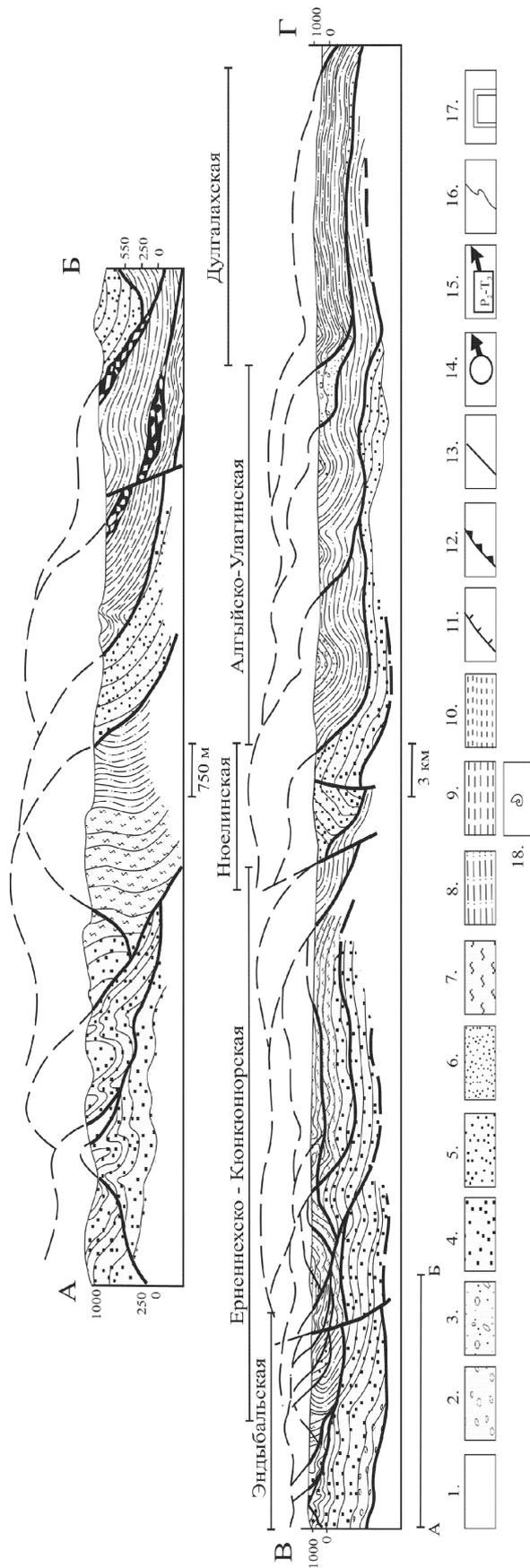


Рисунок 1.21.

Модельные геолого-структурные разрезы через центральную часть Куранахского складчато-надвигового пояса (восточное крыло Куранахского «антиклинория»). Составлены автором. Положения разрезов – см. на литолого-структурных схемах на рис. 1.18. – разрез А-Б и рис. 1.19. – разрез В-Г. 1.-10.: генетические типы отложений (возрастные диапазоны отложений в каждой пластине приведены на литолого-структурных схемах на рис. 1.18-1.19.). 1.- четвертичные аллювиальные; 2.-3. – шельфовые и лагунно-континентальные; 4. – раннекаменноугольные – пермские; 5. – триасово-юрские; 6.-6. – прибрежно-морские (авандельты, продельты, внутренне и внешнего шельфа); 7.-8. – батияльные отложения (континентального склона и конусов выноса котловинного бассейна); 7. – каменноугольные-раннепермские; 8. – позднепермские-триасовые; 9.-10.- батияльные и псевдобатияльные отложения; 9. – позднекаменноугольные-раннепермские; 10. – позднепермские-среднетриасовые; 11.-12. – сбросы и взбросы с углами падения: 11. – более 45° , 12. – менее 45° ; 13. – сдвиги; 14. – места зарисовок и фотографий обнажений с указанием их номеров на рисунках в тексте 16. – границы стратиграфических подразделений; 17. – контур участка масштаба 1:80 000 (рис. 1.22.) на схеме масштаба 1:300 000 (рис. 1.23.); 18 – места находок фауны.

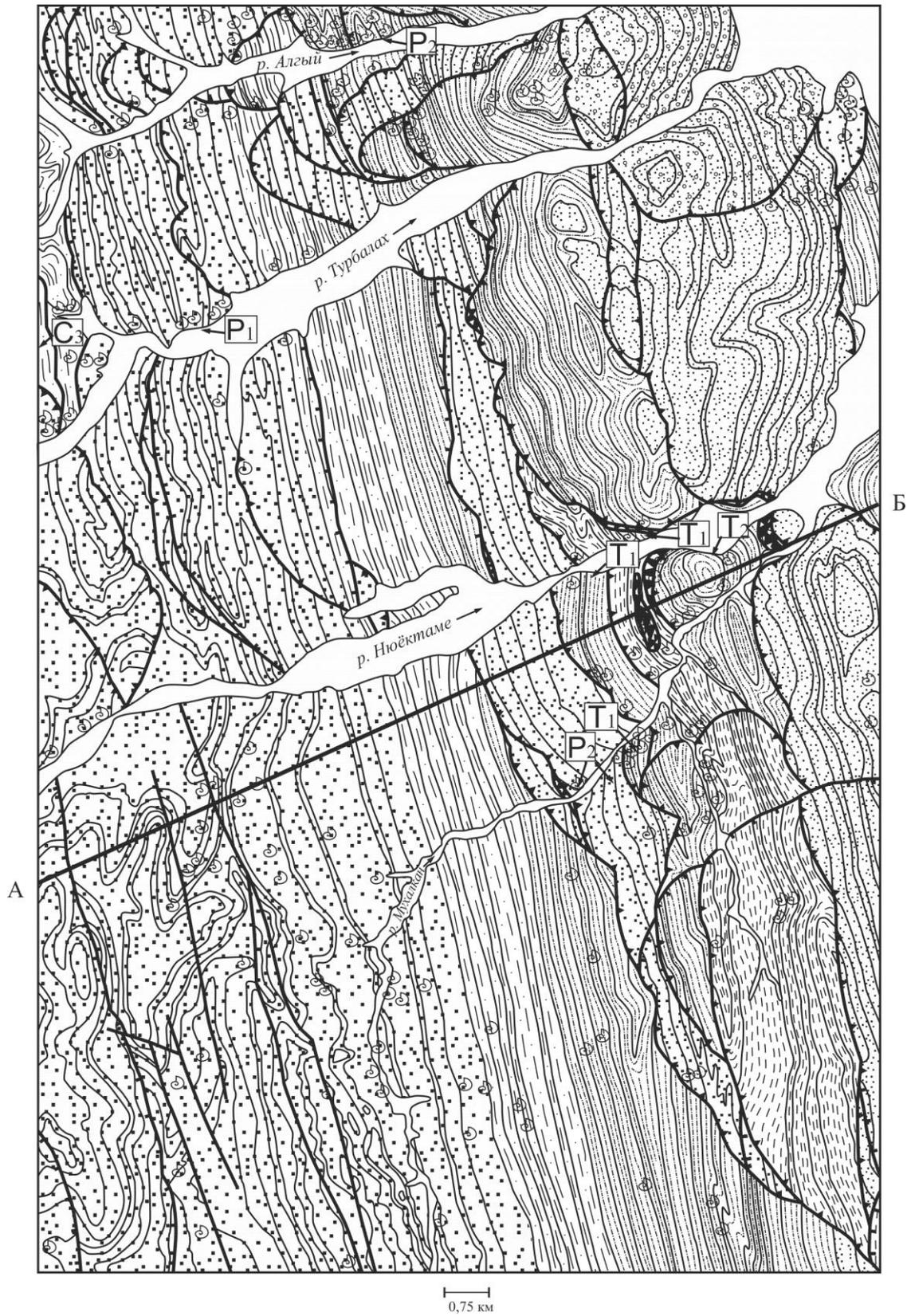


Рисунок 1.22.

Литолого-структурная схема междуречья Алгый-Мухалкан (восточное крыло Куранахского антиклинария вблизи его ядерной части). Составлена автором. Условные обозначения – см. на рис. 1.19.



Рисунок 1.23.

Лито-структурная схема междуречья Эчий-Дулгалах. Восточное крыло Куранахского «антиклинория». Составлена автором. Показан контур рисунка 1.20. Условные обозначения – см. на рис. 1.17.

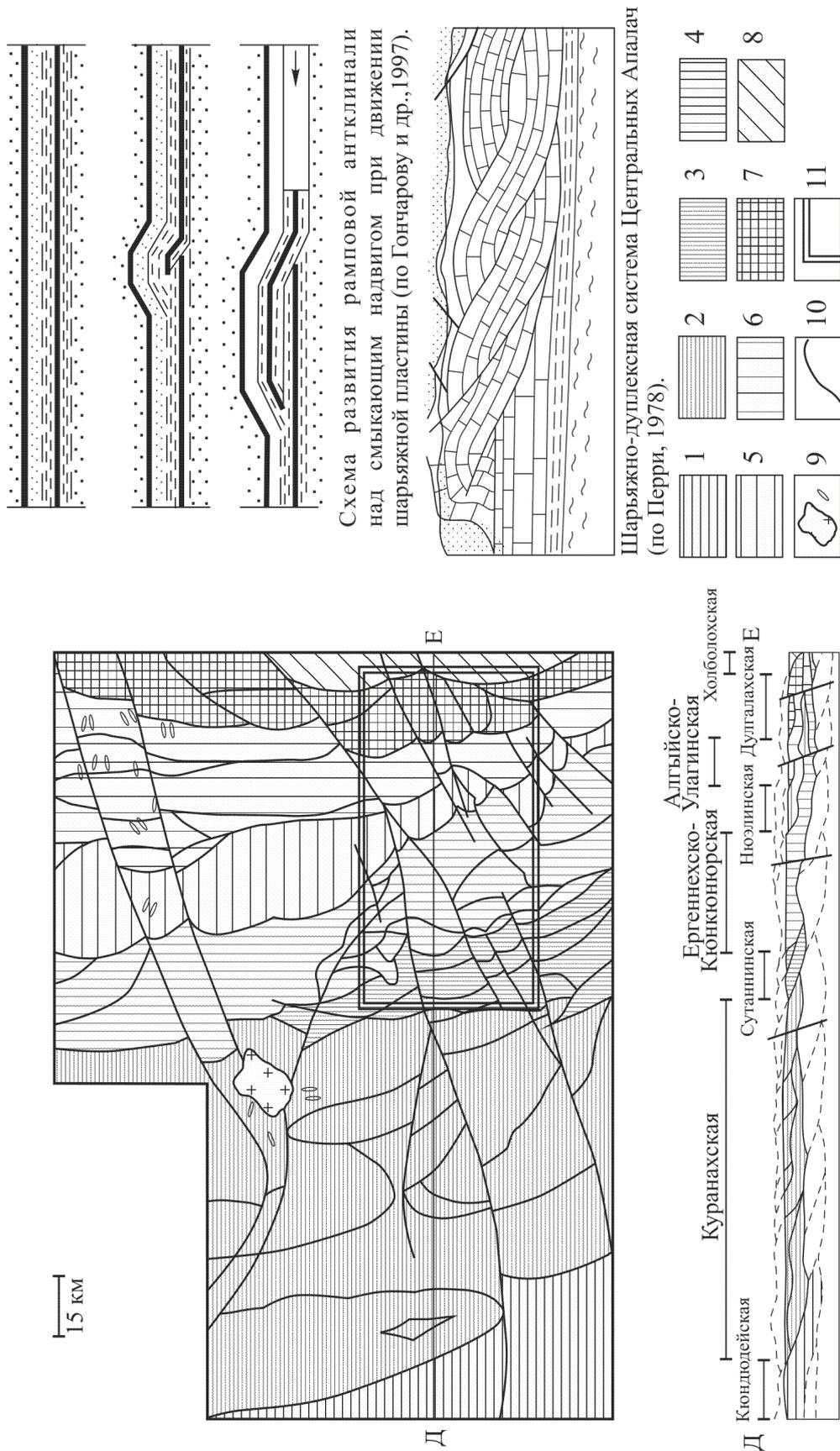


Схема развития рамповой антклинали над сдвигающим надвигом при движении шарьяжной пластины (по Гончарову и др., 1997).

Шарьяжно-дуплексная система Центральных Аппалач (по Перри, 1978).

Тектоническая схема северной части Куранахского (Западно-Верхоянского) сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса. Составлена автором. 1-8 площади выхода шарьяжных пластин на дневную поверхность (названия отдельных пластин приведены на рис. 1.19); 9-позднеюрские позднемеловые гранитоиды и дайки кислого состава; 10-разрывные нарушения; 11-контур литолого-структурной схемы междуречья Эчий-Дулгалах – рис. 1.20.

Рисунок 1.24.

Совершенно иное внутренне строение имеет Черско-Полоусненский чешуйчато-надвиговой пояс. Это может быть продемонстрировано на примере внутренней структуры его Тас-Хаяхтахского сегмента (рисунок 1.25.-1.26.). Ранне-среднепалеозойские комплексы карбонатной платформы, склонов и днищ локальных прогибов, а также позднепалеозойские континентально-рифтогенные комплексы собраны в открытые флексуобразные складки, характеризующие незавершенную складчатость, что отмечается практически всеми исследователями региона. Полная изоклиальная складчатость наблюдается лишь в зонах влияния региональных разломов и на участках, где на палеозойские комплексы шарьированы сложно дислоцированные терригенные породы верхоянского комплекса восточного борта Яно-Колымского прогиба (Вагапов, 1993ф; Геологическая..., 1980, 1986, 1991, 1992; Малов и др., 1989ф; Некрасов, 2002ф). Также к зонам региональных разломов приурочены и пояса зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма (Оксман, 1998^{а, б}). В позднем мезозое вся система была расчешуена, однако внутри чешуй сохранилась нормальная стратиграфическая последовательность позднедокембрийских и ранне-среднепалеозойских разрезов, позволяющая реконструировать палеогеодинамические обстановки. Похожий структурный план наблюдается в пределах Алазейского сегмента ВКСО. Здесь, линейно-складчатая структура среднепалеозойских карбонатно-терригенных комплексов наблюдается лишь в зонах влияния субширотных региональных разломов, а для среднепалеозойского раннемезозойского вулканогенно-терригенного комплекса характерен субплатформенный, «волнообразный» характер дислокаций (Тектоника..., 2001).

В пределах Алазейского сегмента ВКСО в позднем палеозое могла существовать островная вулканическая дуга, то только энсиалическая, т.к. сиалическое допозднепалеозойское основание обнажается непосредственно в пределах сегмента. Но для энсиалической островной дуги в разрезах позднего палеозоя-раннего мезозоя Алазейского плоскогорья не наблюдается гомодромной последовательности вулканизма, столь характерной для энсиалических дуг.

Все потоки лав представлены толеитовыми базальтами, к тому же мощности их далеки от таковых вулканогенных толщ развитых энсиалических дуг. Средние и кислые разности вулканических пород идентифицируются только в составе туфов и туффитов (Кац, 1979ф). К тому же, мощности вулканитов, явно не соответствуют таковым стандартных островных дуг, они на порядок меньше. Поэтому, в данной работе принимается (хотя и с оговорками), что Алазейский сегмент является погруженным и в значительной степени переработанным древним кратоном. В принципе, это на новом уровне геологических знаний возвращение к определению М.М. Тетяевым (1935) Алазейского сегмента в качестве остаточного массива.

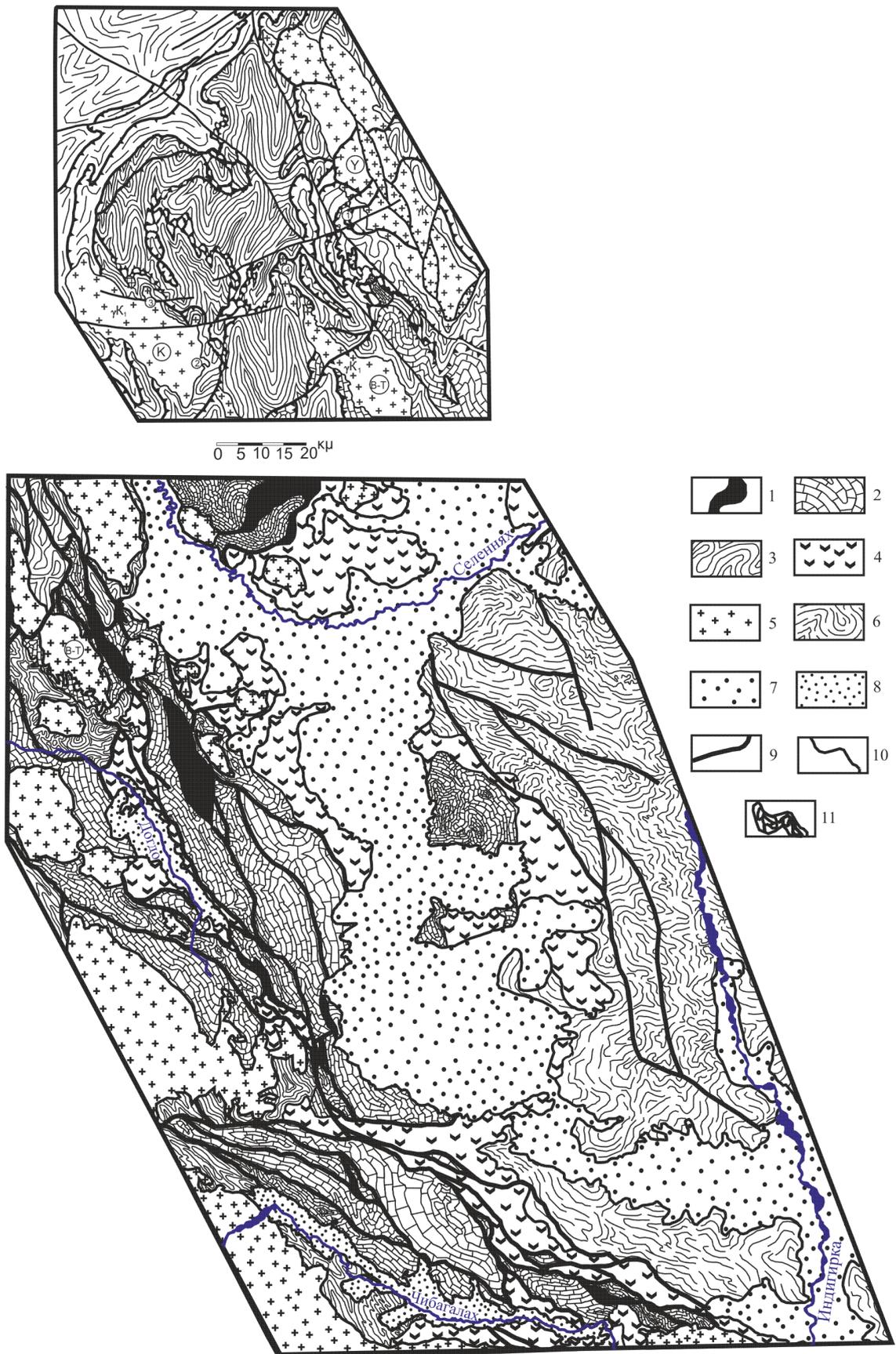


Рисунок 1.25.

Геолого-структурная схема Тас-Хаяхтахского сегмента Черско-Полоуссенского покровно-чешуйчатого пояса Кольмской структурной петли. Составлена автором. 1-5 – структурно-вещественные комплексы Черско-Полоуссенской системы: 1 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 2 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 3 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 4 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 5 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 6 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 7 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 8 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 9 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 10 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы); 11 – доордовикский Мунилканский базит-ультрабазитовый и метаморфический комплекс (метаультрабазиты, метагаббро, metabазальты, амфиболиты, кварц-серицит-хлоритовые сланцы, кварциты, мраморы).

моры); 2 – палеозойский (ранний ордовик – ранний карбон) Тас-Хаяхтахский терригенно-карбонатный комплекс (известняки, доломиты, мергели, алевролиты, карбонат-хлорит-серицитовые сланцы, дайки и силлы перидотитов, пироксенитов, габбро, базальтов); 3 – раннемезозойский (ранний триас – поздняя юра) Туостахский терригенный комплекс (аргиллиты, алевролиты, песчаники, редко известняки и мергели); 4-5 – позднеюрский-раннемеловой вулканоплутонический пояс Черского: 4 – средне-позднеюрский Уяндино-Ясачненский вулканический пояс (базальты, андезибазальты, дациты, реже андезиты и риолиты, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, песчаники, малые интрузии габбро, диоритов, гранитоидов, субвулканы андезибазальтов, дацитов, риолитов); 5 – позднеюрский-раннемеловой интрузивный Колымский комплекс батолитов Главного пояса (гранодиориты, граниты, редко диориты, дайки дацитов, риолитов, аплитов, жилы пегматитов), массивы: У – Хадараньинский, К – Куреньинский, В-Т – Верхне-Тирехтяхский; 6 – позднеюрский-раннемеловой терригенный комплекс Илин-Тасской и Полоусненской складчатых систем (песчаники, алевролиты, аргиллиты, пласты каменного угля); поздне триасовый-среднеюрский терригенный комплекс Иньяли-Дебинской складчато-надвиговой системы (аргиллиты, алевролиты, редко песчаники, андезибазальты и их туфы); 7 – палеоген-позднечетвертичные рыхлые континентальные отложения Индигино-Зырянской впадины; 8 – неогеновые-современные рыхлые отложения межгорных Догдинской и Чибгалахской впадин; 9 – разрывные нарушения; 10 – геологические границы; 11 – терригенный, полимиктовый тектонический меланж.

Предлагаемые построения приводят автора к выводу о том, что внутренняя зона ВКСО в поздепалеозойское-раннемезозойское время представляла собой единый Колымо-Омолонский блок (микроконтинент), с корой различной степени консолидации в различных его сегментах, структура которого была дополнительно осложнена континентальными рифтогенными прогибами. Колымо-Омолонский блок ограничивался конвергентными границами с Тихоокеанским поясом, маркируемыми Удско-Мургальской и Олойской вулканическими дугами. Внешняя зона ВКСО была представлена глубокими некомпенсированными прогибами, сформированными в результате начального рифтогенеза и последующего погружения верхней части коры.

Постулируемая подавляющим большинством исследователей островодужная природа Уяндино-Ясачненского вулканического пояса подразумевает межплитную коллизию Колымо-Омолонского составного микроконтинента с Северо-Азиатским кратоном, как это и предполагается в модели, предложенной Л.М. Парфеновым и В.С. Оксманом (Тектоника..., 2001). Но это явно вступает в противоречие с отсутствием доказательств океанического раскрытия между двумя этими структурами в раннемезозойское время. Принимая концепцию отсутствия межплитной коллизии в регионе, более логичным является представление о едином позднеюрском-раннемеловом вулканоплутоническом коллизионном поясе.

Действительно, залегающие в основании Уяндино-Ясачненского пояса оксфордские базальты коррелируют по возрасту с позднеюрскими массивами габбро. Формально датированный ранним мелом диорит-гранодиорит-гранитный комплекс батолитов Главного пояса в реальности отмечен огромным количеством позднеюрских датировок абсолютного возраста. Это противоречие обсуждается как в многочисленных фондовых работах (Бояршинов, 1999ф; Вагапов, 1992ф; Вишневская 1997ф; Малов и др., 1989ф и др.), так и в опубликованной литературе (Жуланова и др., 2007).

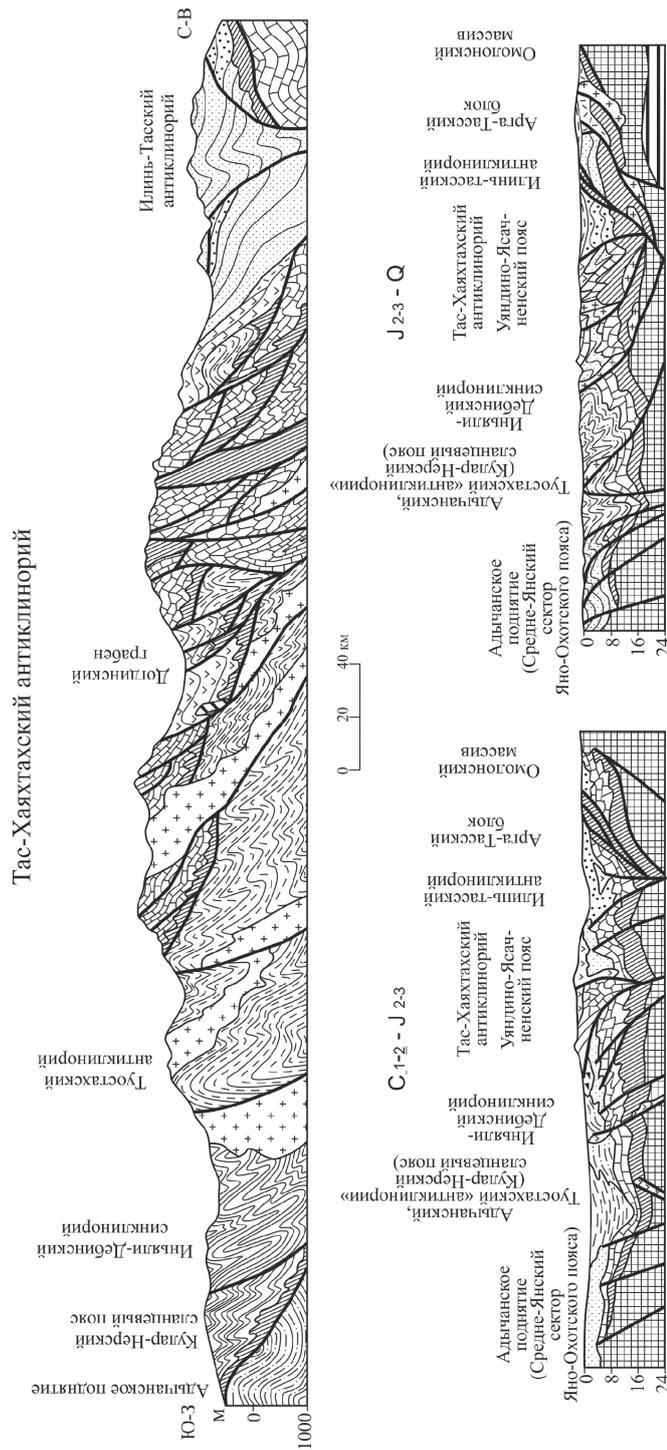


Рисунок 1.26.

Поздеюрские датировки комплекса гранитоидных батолитов практически одновозрастны кимеридж-титонскому возрасту андезит-дацит-риолитовых толщ Уяндино-Ясачненского пояса. Скорее всего, в значительной мере искусственное присвоение батолитовому комплексу ранне-мелочного возраста и искусственного же «отрыва» его по возрасту от вулканитов Уяндино-Ясачненского пояса, было сделано в свое время для обоснования особой островной дуги, а затем хорошо «легло» в модель межплитной коллизии в регионе. Вулканиты Уяндино-

Геологический разрез Тас-Хаяхтаха сегмента Черско-Полуостровенской системы, гипотетические профили через ВКСО для венда-начала среднего карбона. Составлены автором с учетом данных: Алашин, Письменных, 1988; Андрианов, 1966; Архипов, 1974; Веклич, 1979; Возин, 1962; Геологическая..., 1986, 1991, 1992; Геологическое..., 1979; Геологическое..., 1997; Геология СССР, 1979, 1983; Гребенников и др., 1974; Гринберг и др., 1981; Дагис и др., 1979; Колодезников, Рукович, 1997; Масайтис, 1995; Некрасов, 1995ф; Некрасов и др., 2005ф; Оксман и др., 1998⁶; Орадovская, 1997; Пепеляев, 1974; Русаков и др., 1975; Соловьев, Некрасов, 2002ф; Тектоника..., 2001; Терехов, Дылевский, 1988; Терехов и др., 1979, 1989; Тильман, 1958; Трунилина и др., 1999; Федянин и др., 2005ф, 2008ф; Шацилло, Павлов, 2007; Шестеренкин, 1974ф; Шпикерман, Мерзляков, 1988. Условные обозначения – см. на рис. 1.8.

Ясачненского пояса и гранитоидные батолиты Главного пояса формируют единые вулканоплутонические структуры «выстроенные» вдоль оси коллизионного Черско-Полоусненского пояса (коллизионного пояса Черского).

Коллизионные гранитоиды Черско-Полоусненского пояса можно объединить в две группы. S-гранитоиды формируют наиболее крупные массивы линзо- и плитообразной формы, вытянутые вдоль осевой зоны коллизии (Хадараньинский, Чибагалахский, батолиты Северного пояса). Они отличаются маловодностью (менее 0,5 H₂O), однородностью состава, четкими границами между фазами внедрения, выдержанностью состава даже в апофизах во вмещающих породах, глубиной очагов зарождения магмы от менее 5,0 до 20,0 км, относительно высокой температурой (750-850⁰C) кристаллизации магм (Некрасов, 1993). Другими словами – это классические палингенные коровые граниты. Вторая группа представлена IS- и I-гранитоидами. Они формируют массивы овальной и изометричной формы на пересечении зон параллельных оси коллизии и поперечных разломов, обуславливающих соответствующую сегментацию Черско-Полоусненского пояса. Такие граниты несут повышенные концентрации H₂O и летучих компонентов – F и Cl, что кажется несовместимым с локализацией гранитоидов в стрессовой коллизионной зоне сжатия. Однако, в свое время автором было показано, что это вполне обосновано с физической точки зрения (Некрасов, 2009^в), благодаря наличию аномальных температуры и давления в зонах стрессов.

Выходом из системы взаимоисключающих фактологических данных по геологоструктурным и геодинамическим особенностям позднепалеозойских-раннемезозойских вещественных комплексов, по крайней мере, на сегодняшнем уровне знаний о регионе, может служить концепция региональной внутриплитной коллизии.

Внутриплитная коллизия, в свою очередь предполагает горизонтальную расслоенность литосферы, причем в степени, необходимой и достаточной для инициации процесса, близкого по своим физическим параметрам к таковому при межплитной коллизии. Сама по себе, горизонтальная расслоенность литосферы, в том числе и новейших подвижных поясов фундаментально охарактеризована в трудах коллектива исследователей ГИН РАН по руководством А.В. Пейве и Ю. М. Пушаровского, а также другими авторами (Тектоническая..., 1980, 1982; Булин, 1983; Никитина, 1990; Леонов, 1995 и др.). Другое дело, что концепция горизонтальной расслоенности в свое время рассматривалась в качестве альтернативы тектонике плит и, в определенной мере, поэтому «подзабыта». Хотя понятие «внутриплитная коллизия» достаточно давно используется для построения моделей (в том числе и математических) формирования, главным образом, докембрийских мобильных поясов (Балатанский и др., 1998; Корсакова, Иванов, 2000; Колодяжный, 2004; Леонов, 1995; Парфенюк, 2004ф; Михальский, 2007ф и др.). В настоящее время, с появлением террейнового анализа и концепции микроплитной (шолевой) тектоники,

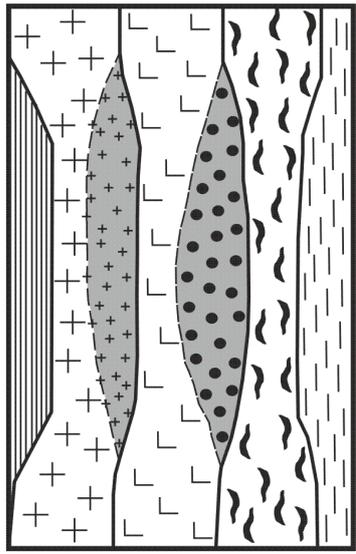
данные о многоуровневой расслоенности литосферы могут органично сочетаться с парадигмой НГТ. Отсюда уже один шаг до признания принципиальной возможности внутриплитной коллизии не только для подвижных поясов раннего докембрия, но и для других возрастных срезов.

Однако, прежде всего, следует понять каким образом без значительного расширения (т.е. без океанического раскрытия) сформировались глубокие некомпенсируемые прогибы ВКСО. «Спусковым» механизмом для заложения прогибов, как было показано выше в данном разделе служил континентальный рифтогенез. При этом, не фиксируется развитая стадия этого процесса, обычно приводящая к значительному расширению площади осадочного бассейна, что влечет за собой образование систем бортовых сбросов и значительные угловые несогласия в толщах, заполняющих прогиб. Ничего этого не наблюдается. Бассейны ВКСО погружались практически без расширения, чему свидетельство – многокилометровые толщи согласно залегающих пород.

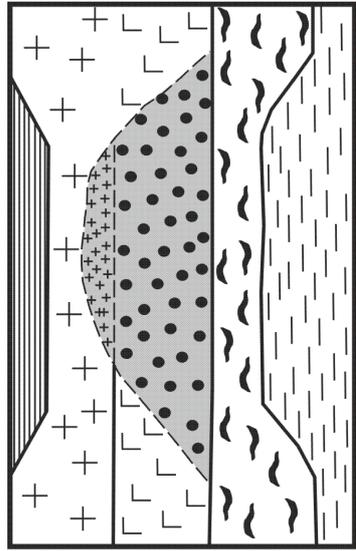
Представляется, что наиболее изящная концепция, разработанная в т.ч. с учетом особенностей строения и развития системы прогибов ВКСО в позднем палеозое-раннем мезозое предложена Е.В. Артюшковым (Артюшков, Беэр, 1984,1985; Артюшков, 1993). Авторами (в том числе и методами математического моделирования) показано (в частности и для позднепалеозойских-раннемезозойских и прогибов ВКСО), что значительное прогибание (до нескольких процентов от ширины прогиба) возможно без существенного расширения (спрединга) и, даже без существенного сокращения мощности гранитного слоя, за счет уплотнения и утяжеления базальтового слоя с преобразованием его в эклогито-гранулитобазитовый слой (за счет высоких температур и давлений гранулитового и эклогитового метаморфизма), близкий по плотностным и пластическим характеристикам к проводящему слою верхней мантии (астеносфере).

Геологически, существование данного метаморфического процесса обосновано наблюдениями фрагментов нижних горизонтов коры в складчатых системах Скандинавских Каледонид, Апалач, Альп (Christensen, 1989; Passchier et al., 1991; Austrheim, 1991), коровыми изотопными метками ксенолитов эклогитов в кимберлитах (Соболев, 1980) и др. данными. Погружение коры вследствие фазового перехода габбро-эклогит и ранее предполагалось исследователями (Collette, 1968; Falvey, 1974; и др.).

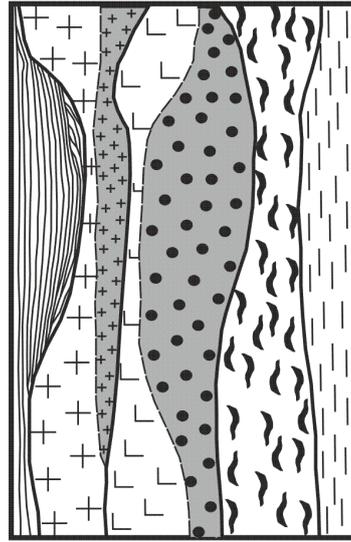
Внутриплитная коллизия предполагает существование линз эклогитизированных горизонтов в нижней части базальтового слоя под глубокими позднепалеозойскими-раннемезозойскими прогибами ВКСО с осадочным заполнением. При этом, формируется слой, со скоростями продольных сейсмических волн 8,4-8,6 км/с, что выше чем в подстилающей холодной мантии ($V_p - 8,0-8,4$ м/с). Другими словами, этот слой (точнее отдельные линзы под осевыми зонами прогибов (рисунок 1.27.) с повышенной плотностью и пластичностью теоретически может погружаться в мантию, а при наличии тангенциальных напряжений «скользить» внутри единой литосферной плиты.



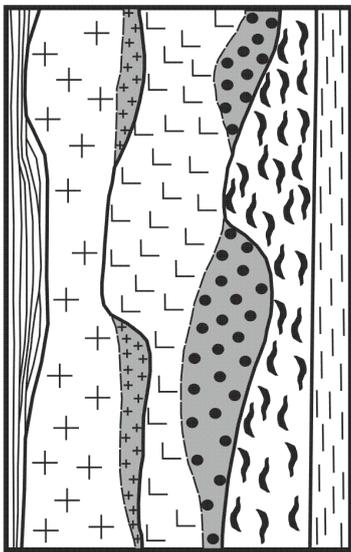
А



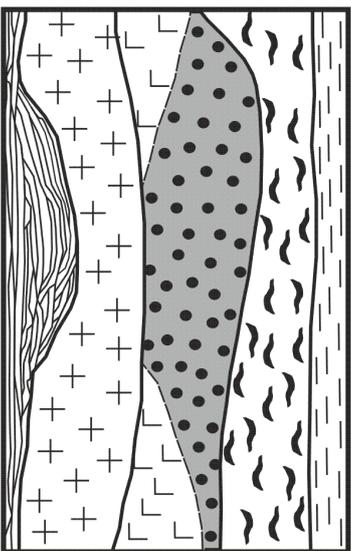
Б



В



Г



Д



Рисунок 1.27.

А-В: модельные варианты тектонической расслоенности умеренно нагретой литосферы под глубокими прогибами в эпохи быстрой эклогитизации базальтового слоя (по Е.В. Артюшкову (1993) –А, Б. В с добавлениями автора Г. Д. Е). А – понижение вязкости в базальтовом слое, связанное с быстро развивающимся метаморфизмом; Б – понижение вязкости в базальтовом слое, который испытывает быстрый метаморфизм, сопровождающийся резким падением вязкости в нижних частях гранитного и базальтового слоев, а также в слое мантийной литосферы в результате притока флюида; В – то же, в условиях быстрого метаморфизма, протекающего лишь в нижней части базальтового слоя и слое мантийной литосферы. Г-Е – частные модельные варианты расслоенности литосферы под прогибами ВКСО: Г – Верхоянским; Д – Яно-Охотским; Е – Яно-Колымском. Составлены автором с учетом геологических и геофизических данных – см. рис. 1.2. 1—породы осадочного слоя; 2 – породы гранитно-метаморфического слоя; 3 – горизонты с пониженной вязкостью (повышенной пластичностью) в нижней части гранитно-метаморфического слоя; 4 – породы гранулит-базитового слоя; 5 – линзы пород эклогитизированного гранулит-базитового слоя с пониженной вязкостью (повышенной пластичностью); 6 – мантийная литосфера; 7 – астеносфера; 8 – границы слоев литосферы (а), горизонтов пород с различными физико-химическими характеристиками внутри слоев литосферы (б).

Подобное «погружение-соскальзывание» линз эклогитизированного габбро нижнего горизонта базальтового слоя могло иметь только ограниченные масштабы и пологие углы скольжения, вследствие ограниченности объема эклогитизированных линз и отсутствия постоянной «подпитки» новых масс уплотненных пород, как это имеет место в модели классической субдукции. Скольжение эклогитизированных габбро в свою очередь запускает подобный же процесс в вышележащих относительно пластичных горизонтах расслоенной части литосферы (нижние горизонты гранитного слоя и относительно пластичное осадочное наполнение прогибов). В участках максимального погружения эклогитизированных габбро формируются зоны тектонического сучивания, сложность строения которых зависит от масштабов скольжения в каждом конкретном случае. Зоны скольжения линз эклогитизированного габбро, в настоящее время трассируются в ВКСО серией складчато-надвиговых поясов.

Позднепалеозойские-раннемезозойские терригенные толщи верхоянского комплекса и его аналогов в пределах ВКСО накапливались либо на докембрийском кристаллическом фундаменте, либо на позднекембрийском-среднепалеозойском чехле карбонатной платформы окраины Сибири. По своим физическим свойствам разрез верхоянского комплекса, в целом, является более плотным и пластичным, чем подстилающие толщи. Нижние горизонты терригенного комплекса, вследствие своей более низкой проницаемости для глубинных флюидов, влияния температуры и давления, в принципе, могли обладать большей способностью к пластическим деформациям по сравнению с подстилающим гранитно-метаморфическим слоем. Это могло приводить к послойным срывам значительных масс уплотненных терригенных толщ и формированию границы раздела, которая дополнительно осложняет расслоенность надастеносферной литосферы. Как показано Е.В. Артюшковым (1993) в нижней части гранитного слоя коры под глубокими прогибами мог формироваться слой с повышенной пластичностью, по отношению к вышележащему гранит-метаморфическому комплексу и нижележащей верхней частью базальтового слоя (рисунок 1.27.). Это обусловлено сложным сочетанием одновременного воздействия температурного градиента и водосодержащего флюида на относительно легкоплавкий состав нижних горизонтов гранитного слоя. Общая картина расслоенности литосферы ВКСО на

момент начала коллизии осложнялась ее гетерогенным строением, так, что в литосфере могли существовать области расслоенности, различные по внутреннему строению и мощностям слоев, что предопределило будущие различия в строении различных складчатых поясов ВКСО. Как показано на рисунке 1.27. под разными прогибами ВКСО характер расслоенности литосферы мог быть различным, что обусловлено отличиями в эволюции этих геолого-тектонических элементов, по крайней мере, с позднего докембрия. В свою очередь, различный характер расслоенности определил различное геологическое строение поясов коллизионной системы ВКСО и особенности позднемезозойской металлогении в каждом из них.

В результате скалывания и соскальзывания вышележащей расслоенной литосферы по кровле линз эклогитизированных габбро, кровля базальтового слоя в тыловых участках зон скольжения могла оказаться выведенной ближе к дневной поверхности. Это, в свою очередь могло вызывать компенсационное прогибание в тыловых зонах. Такие прогибы, заполненные осадками, были смещены в пространстве и времени по отношению к более ранним позднепалеозойским-раннемезозойским прогибам, но частично были вложены в них (Предверхоанский, Илин-Тасский прогибы, Иньяли-Дебинский, Полоусненский и Олойский сегменты Яно-Колымского прогиба). По сути, эти прогибы являлись компенсационными, в смысле разгрузки напряжений тангенциального сжатия в зонах тектонического скупивания. Под этими прогибами с небольшим латеральным смещением фиксируются положительные гравитационные аномалии (Бурхала-Олерская, Иньяли-Дебинская, Индигирская), которые и интерпретируются в опубликованной литературе в качестве следов палеозон субдукции различного падения. Релаксация тангенциальных напряжений, вероятно, осуществлялась также через поперечные к общей структуре ВКСО зоны глубинных разломов, трассируемых от Вьюлойского клинораздвиг. Данные зоны, возможно с эопротерозоя определяли размещение древних кратонов в пределах ВКСО и поперечную сегментацию складчатых поясов. Они маркируются поперечными рядами синколлизионных гранитоидов.

Наличие нескольких зон скольжения под каждым из серии глубоких прогибов в пределах ВКСО и хрупко-пластические деформации в расслоенной литосфере обусловили формирование нескольких зон тектонического скупивания различного масштаба и интенсивности тектонических и физико-химических преобразований. Процесс достижения литосферой состояния неустойчивого равновесия фиксируется в настоящее время распределением очагов землетрясений в ВКСО (Имаев и др., 1995, 2000; рисунок 2.1., стр. 34 в Тектонике..., 2001). Интенсивная разгрузка напряжений фиксируется по всей ВКСО, за исключением собственно форланда Сибирской платформы и Колымо-Омолонского блока. Это принципиальное отличие от картины распределения очагов землетрясений над классическими зонами субдукции, где очаги «выстроены» в относительно тонкую линию.

В пределах внешней зоны ВКСО на момент коллизии, вероятно, наблюдалось максимальное встречное тангенциальное сжатие со стороны Северной Азии и Колымо-Омолонского блока, обусловленное субдукцией на северо-восточной окраине Палеотихого океана. Встречные тангенциальные напряжения обусловили формирование глубоких компенсационных прогибов (Иньяли-Дебинский и Илин-Тасский) по обе стороны от максимальной зоны тектонического скучивания (Черско-Полоусненская система или коллизионный пояс Черского). Это же разнонаправленное тангенциальное сжатие во фронтальной зоне коллизии привело к формированию дивергентной структуры (структура «пальмового дерева») коллизионной зоны (рисунок 1.28.).

Особенности коллизионного гранитоидного магматизма ВКСО могут находить свое объяснение в рамках концепции внутриплитной коллизии. Расслоенный гранитно-метаморфический слой коры имел в нижней части горизонт с повышенной вязкостью. Тугоплавкие, маловодные и малоглубинные гранитоиды в нем выплавлялись только в зонах декомпрессии при резком повышении температуры. Подобные зоны возникали около крупных разломов, где хрупкие деформации обуславливали блоковую делимость зоны коллизии.

В общем случае, система прогибов «веером» раскрывалась в северо-восточном (в современных координатах) направлении (с запада на восток и с юга на север) с накоплением толщи верхоянского комплекса различной, но в любом случае значительной мощности. Это подтверждается скольжением возрастной границы дельтовых и прибрежно-морских фаций и сменой их батинальными и псевдоабиссальными. Так, склоновые отложения и отложения конусов выноса у подножия склона бассейнов, имеют в пределах Сете-Дабанского пояса и Хара-Улахского сегмента Верхоянского пояса средне-позднепалеозойский возраст. В центральных и восточных частях Верхоянского пояса эти же отложения имеют ранепермский-среднетриасовый возраст, а в пределах Яно-Колымского пояса – поздне триасовый-раннеюрский возраст. Это же подтверждается и палеомагнитными данными для среднего палеозоя, из которого вытекает совместное движение Сибирской платформы и сегментов Черско-Полоусненского на север с поворотом платформы по часовой стрелке и блоков Черско-Полоусненского пояса против неё. Разнонаправленное вращение, вероятно, продолжалось до поздне мезозойского времени. Так окончательно сформировалась «Колымская петля». Сплошность коры, при этом не была нарушена, а разнонаправленное движение контролировалось Виллюйским клинораздвином и его продолжением Виллюйско-Полоусненской системой поперечных к складчатости разломов. Палеомагнитные данные подтверждаются правосдвиговой составляющей разломов Виллюйско-Полоусненской системы в северной части ВКСО (Кюнь-Тасский разлом) и левосдвиговой в южной части (Томпо-Делиньинская система разломов и др.).

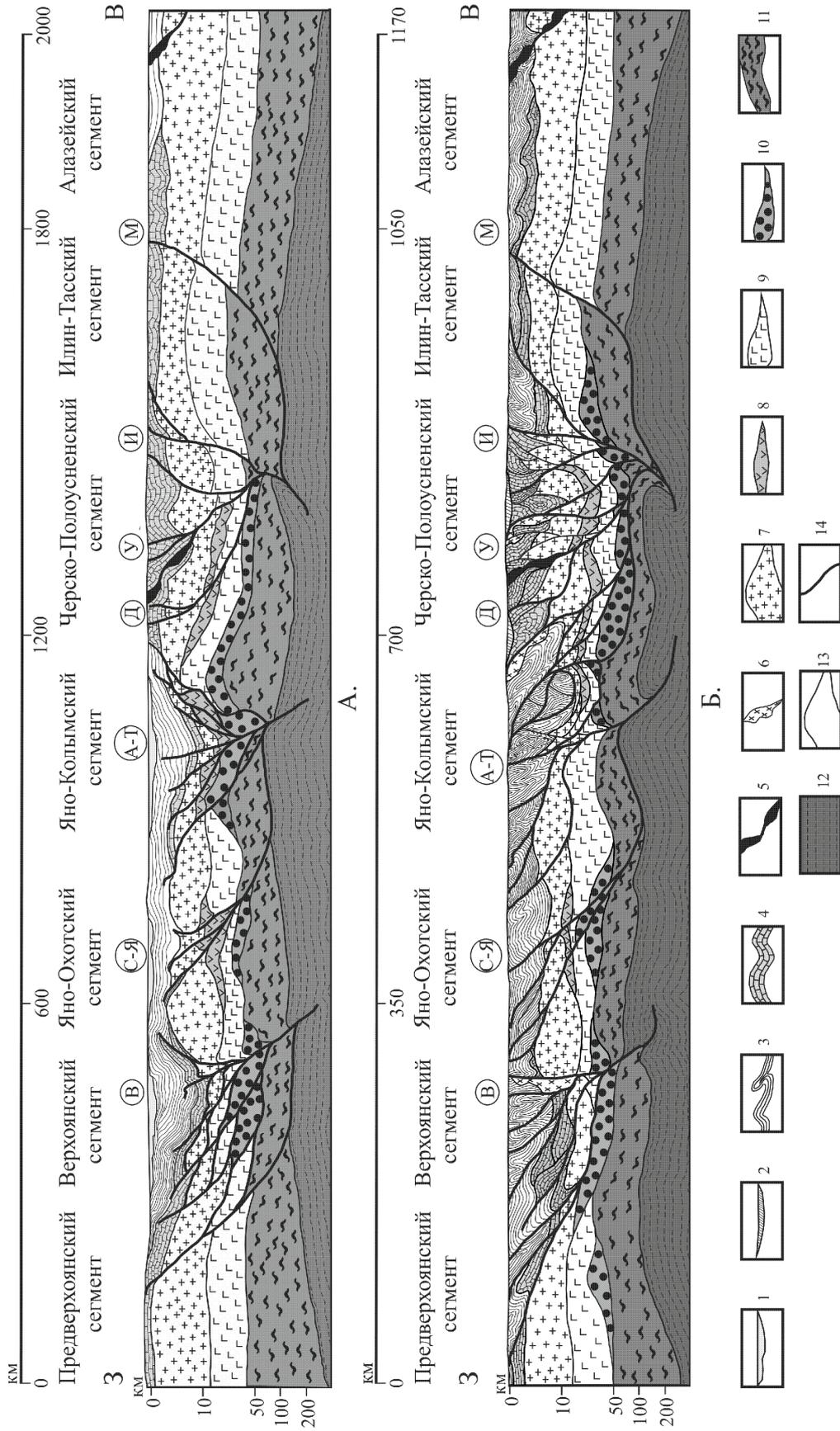


Рисунок 1.28.

Обобщенная модель позднемезозойской внутриплитной коллизии в пределах Верхояно-Колымской складчатой области. Составлена автором. А – предколлизийная обстановка на ранне-среднеюрское время. Б – коллизийная обстановка на позднеюрское-раннемеловое время. 1 – морские бассейны; 2 – позднеюрские поля вулканитов вулканоплутонического пояса Черского; 3 – раннекаменноугольные-позднеюрские терригенные отложения верхоянского комплекса и его аналогов; 4 – венд-среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения окраины Сибири; 5 – базит-ультрабазитовые и полиметаморфические комплексы, выведенные в верхние горизонты консолидированной коры; 6 – коллизийные гранитоиды; 7 – породы гранитно-метаморфического слоя; 8 – горизонты с пониженной вязкостью (повышенной пластичностью) в нижней части гранитно-метаморфического слоя; 9 – породы гранулит-базитового слоя; 10 – линзы пород эклогитизированного гранулит-базитового слоя с пониженной вязкостью (повышенной пластичностью); 11 – мантийная литосфера; 12 – астеносфера; 13 – границы горизонтов литосферы с различными реологическими параметрами; 14 – основные региональные системы разломов (буквы в кружках: В – Верхоянская, С-Я – Средне-Янская, А-Т – Адыча-Тарынская, Д- Дарпирская, У – Улаханская, И – Индигирская, М – Момская).

В предлагаемом варианте внутриплитной коллизии, субдукция не представляется возможной, ввиду отсутствия субдуцирующей океанской литосферы; соответственно нет места как надсубдукционному поясу вулканической дуги, так и его преддуговому и тыловому прогибам. При этом, похожие геолого-тектонические структуры как показано выше в данном разделе, имеются в геологической реальности (компенсационные прогибы).

Все это позволяет предложить общую модель внутриплитной коллизии в пределах ВКСО, которая приведена на рисунке 1.28.

В итоге, устанавливаются следующие основные характеристики процесса внутриплитной коллизии.

Наличие системы глубоких прогибов, сформированных без значительного растяжения коры, обусловленных метаморфическими преобразованиями нижних горизонтов коры за счет умеренного поступления мантийных флюидов, что в свою очередь, предопределило многоуровневую расслоенность литосферы.

Расслоенность коры и литосферной мантии и наличие тангенциальных напряжений со стороны взаимодействующих «жестких» литосферных блоков обуславливает встречное движение относительно пластичных габбро-гранулит эклогитовых горизонтов базальтового слоя коры с погружением их в мантийную литосферу. Подобный процесс «запускает» механизм перемещения вышележащих горизонтов расслоенной верхней части коры.

Встречное погружение утяжеленных линз габбро-гранулит-эклогитового состава в мантийную литосферу в осевой зоне коллизии приводит к формированию дивергентной структуры осевой коллизийной зоны тектонического скупивания.

Отсутствие «классических» зон субдукции является основной причиной отсутствия надсубдукционных островных вулканических дуг и поясов. Для зон внутриплитной коллизии характерным является наличие единого коллизийного вулканоплутонического пояса. «Соскальзывание» расслоенных горизонтов коры по поверхности наклонных линз габбро-гранулит-эклогитового состава, приводит к уменьшению мощности гранит-метаморфического слоя в тыловых областях скользящих линз и формированию здесь компенсационных прогибов.

Таким образом, к концу позднего мезозоя, в результате длительной эволюции сформировалась сложная кулисообразная коллизионная система, в составе которой каждый тектонический элемент (Верхоянский, Яно-Охотский, Яно-Колымский и Черско-Полоусненский пояса) имеет собственное, отличное от остальных, тектоническое строение, и как будет показано ниже собственный металлогенический облик, выраженный в локализации в каждом крупном геолого-тектоническом элементе коллизионной зоны ВКСО металлогенических таксонов ранга провинции.

Казалось бы, что с завершением позднемезозойской коллизии и вхождением региона в состав Евро-Азиатской плиты, ВКСО перестала быть переходной областью между сегментами Земли. Это и было бы так, если бы Верхояно-Колымской складчатой области не предстояло «пройти» еще одну точку бифуркации, о чем пойдет речь в следующем разделе главы.

1.6. Позднемезозойский-кайнозойский этап развития Верхояно-Колымской складчатой области

Верхояно-Колымская складчатая область к концу мезозоя оставалась на восточной окраине Евро-Азиатской плиты. Контакты с собственно Тихоокеанским сегментом Земли на юго-востоке фиксировались Охотско-Чукотским надсубдукционным вулканическим поясом и формирующимся Корякско-Камчатским коллизионным поясом.

А вот на севере, вследствие проградации в Арктический Бассейн Срединно-Атлантического хребта (в виде хр. Гаккеля и рифтовых впадин в пределах ВКСО на его юго-восточном продолжении) наметился раскол Евро-Азиатской плиты. В случае полной реализации этого процесса, внешняя часть ВКСО «отошла бы» к Северо-Азиатскому кратону, а внутренняя зона – к Тихоокеанским структурам. Поскольку этот сценарий в реальности не осуществился, ВКСО в конце-мезозоя и большую часть кайнозойского времени оставалась переходной зоной между сегментами. Позднемеловой – раннепалеогеновый орогенез сопровождался локальным растяжением, выраженным в образовании субвулканов, штоков и серий даек преимущественно кислого субщелочного состава высококалиевой ассоциации с переходами к латитовой и шошонит-латит-трахириолитовой сериям, характерным для позднеорогенных и анорогенных геодинамических обстановок (Трунилина и др., 1997).

Орогенные движения этого периода не привели к формированию высокогорного рельефа, что подтверждается отсутствием продуктов его размыва. Известно, что с эоцена по миоцен

здесь были сформированы пенепленизированные поверхности с площадными корами выветривания. Интенсивное горообразование в пределах ВКСО началось в четвертичный период.

Представленные в данной главе работы фактические данные и результаты геодинамических реконструкций демонстрируют значительные неоднозначности при интерпретации всей совокупности структурно-формационных геодинамических комплексов для каждого периода истории эволюции региона. С одной стороны, сочетания и характеристики комплексов для каждого временного периода не позволяют реконструировать «океанскую» эволюцию ВКСО. Литосфера региона, как представляется, эволюционировала на периферии области «океанообразования». С другой стороны, регион определенно не является активизированной древней платформой, а формирование молодой фанерозойской плиты в пределах ВКСО происходит в настоящее время.

Временные отношения различных групп основных индикаторных геодинамических структурно-формационных комплексов формируют ассоциации, плохо сочетаемые с модельными линейными сценариями эволюции литосферы. Вариативная история формирования литосферы региона обусловлена сочетанием Евразийского и Тихоокеанского стилей формирования тектоносферы Земли и окраинным его положением по отношению к этим элементам современной литосферы планеты.

Таким образом, в течение длительного времени, по крайней мере, с конца палеопротерозоя и до кайнозоя ВКСО занимала положение переходной зоны между континентальными структурами Евразии и Тихоокеанским подвижным поясом, а также претерпела внутриконтинентальную коллизию с формированием соответствующей коллизионной зоны, которая и вмещает основные минерагенические таксоны региона. Это позволяет сформулировать следующее защищаемое положение.

Верхояно-Колымская складчатая область сложена структурно-формационными комплексами, сформировавшимися в условиях переходной зоны между Евразийской плитой и Тихоокеанским подвижным поясом, что определяет специфику геолого-структурного и минерагенического развития региона и составляющих его крупных тектонических элементов, начиная с позднего докембрия. Современная геолого-тектоническая архитектура ВКСО и ее минерагенический облик сформировались, в основном, в позднем мезозое в результате внутриплитной коллизии. Основные коллизионные геолого-структурные единицы региона, определяющие закономерности размещения благороднометалльного оруденения, представлены Верхоянским складчато-надвиговым и Яно-Охотским складчато-глыбовым поясами внешней зоны коллизии; Яно-Колымским складчато-надвиговым и Черско-Полоусненским покровно-чешуйчатым поясами внутренней зоны коллизии.

Глава 2

Минерагения Верхояно-Колымской складчатой области. Крупнейшие благороднометалльные минерагенические единицы региона

«Под металлогенией мы понимаем совокупность проявлений металлического оруденения, осмысленных с точки зрения тех геологических закономерностей, которые управляют их распределением во времени и пространстве. Учением о металлогении можно назвать ту отрасль геологических наук, которая занимается установлением и изучением этих закономерностей. Другими словами, учение о металлогении призвано ответить на тот основной вопрос, который в свое время был так кратко и выразительно сформулирован еще Делоне – «почему руда там, где она есть?».

Ю.А. Билибин.

Общие вопросы металлогении золота.
Избранные труды Том II. М. Изд-во АН СССР. 1958. С. 238.

«До сих пор, однако, далеко еще не все представляют себе с достаточной ясностью, какую замечательную и громадную по своим размерам рудную провинцию имеет Советский Союз на востоке.»

С.С. Смирнов.

Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР. В кн.: Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М. Изд-во АН СССР. 1962. С. 53.

2.1. Исторический обзор

В истории человечества взгляды на общее геологическое строение конкретных территорий и представления о полезных ископаемых этих регионов, развиваются, в целом, параллельно и взаимосвязано. Но, как правило, при продвижении на новые территории народов, имевших письменность, первые свидетельства всегда сообщали о полезных ископаемых в отрыве от среды их вмещающей. Так случилось и для исследуемого в данной работе региона.

Продвигавшихся за «мягкой рухлядью» русских первопроходцев, как и всех колонизаторов, из полезных ископаемых интересовали, прежде всего, благородные металлы. И хотя впоследствии славу и известность региону принесли золото и олово, первые письменные свидетельства и первые реальные открытия связаны с серебром. Сейчас уже невозможно определить более или менее точно, когда впервые стало известно серебро коренным жителям республики

Саха (Якутия). В любом случае, в первой половине семнадцатого века, русские переселенцы отмечали разнообразие серебряных украшений, причем сделанных недавно, у местных племен – якутов, юкагиров, эвенов. Очевидно, что вскоре должны были последовать и находки серебряных руд.

Первая такая находка в 1765 году связана с именем казака Т.Н. Кычкина, который, по всей видимости, по указанию местных жителей, опробовал серебро-свинцовые руды в бассейне ручья Большой Эндыбал. Ныне это «месторождение» носит название Нижне-Эндыбальское и входит в состав Мангазейского рудного поля, локализованного на восточном склоне Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского хребта. В 1768 - 1778 г.г. на Нижне-Эндыбальском «месторождении» была организована добыча свинцово-серебряных руд (пятидесятник Нерчинской воеводской конторы Уродин, 1768г.; унтер-шихмейстер П. Метенев от Берг-коллегии, 1773 г.). Если вдуматься, насколько же мощной была Российская Держава, если могла позволить себе добычу свинцово-серебряных руд в пределах Верхоянского хребта и вывозку их на переработку на Урал. По крайней мере, нынешняя Российская Федерация не может позволить себе осуществлять такие проекты.

Первое подробное описание геологического строения Мангазейского рудного поля было дано в Горном журнале в работе Н. Т. Меглицкого (Меглицкий, 1851). Это исследование является первым официально опубликованным трудом, не только по серебрурудным месторождениям, но и по геологии Верхоянского края вообще. С тех пор, и более чем на 100 лет якутские серебряные рудники были забыты. Ф. Коковин в 1914 г впервые организовал плавку свинца непосредственно на месте добычи. 1922 год отмечен на Мангазейском рудном поле разведочными работами С.С. Ванюшина (1933ф), положительные результаты которых стимулировали дальнейшие исследования, проводившиеся Н.А. Швембергером в 1928 году (Швембергер, 1928ф), Г.И. Борисовым в 1934 году (Борисов, 1934ф), А.С. Сахаровым и И.В. Буссен в 1938-1939 г.г. (Сахаров, Буссен, 1939ф), а также В. М. Базилевским и Г.В. Шульцем в 1938-1954 г.г. (Базилевский, 1952ф, 1959ф; Шульц, 1954). Мангазейское рудное поле закартировал К.Я. Пятовский (Пятовский, 1927), приведший в своем отчете удивительно точное представление о строении рудного поля, не потерявшее свою актуальность и в настоящее время. Интересным историческим и геологическим фактами является работа на Мангазейском рудном поле академика С.С. Смирнова в 1939 году (Смирнов, 1946, 1962). С.С. Смирнов охарактеризовал месторождение Безымянное в составе Мангазейского рудного поля, как первое собственно серебряное, установленное на территории СССР.

Ко второй половине 80-х годов прошлого века было накоплено огромное количество информации по серебросодержащим месторождениям и проявлениям ВКСО. Но фактически,

все эти сведения были не связаны между собой, сереброносность территории рассматривалась в качестве «гарнира» к относительно детально разработанной металлогении олова и золота. И только в последние тридцать с небольшим лет, постепенно выявлялось, что сереброносность региона имеет статус, по меньшей мере, равнозначный с основными видами полезных ископаемых ВКСО и, наряду с ними определяет минерагенический облик области. Несмотря на это, не существует общего минерагенического районирования территории по сереброносности. Одна из задач этой работы – восполнить этот пробел, хотя бы на уровне крупных минерагенических единиц.

В начале 20-го века появляются первые сведения о золотоносности верховьев р. Колыма. История открытия россыпей и первых коренных месторождений золота р.р. Колымы, Индигирки и верховьев Яны широко известна и изложена в трудах Ю.А. Билибина и др. геологов-первопроходцев Северо-Востока России (Билибин, 1934, 1938, 1948 и др.). Именно с открытия золота Колымы берет начало отечественная минерагения, как система знаний о закономерностях размещения полезных и причинах их породивших. Фактически минерагения в России началась со знаменитой фразы Ю.А. Билибина о том, что «голова золотого тельца находится на Аляске а туловище на северо-востоке СССР». Важно, что это были не просто слова. В основе вывода «лежал» проведенный сравнительный анализ геологического строения Аляски и Северо-Востока СССР, спроецированный на перспективы золотоносности (Билибин, 1955, 1958).

Несколько позднее - в 20-х годах прошлого века появились, первые сведения о возможной платиноносности северо-восточной Якутии. Причем, произошло это еще до открытия базит-ультрабазитовых комплексов, с которыми до сих пор связаны основные перспективы платиноидного оруденения. Это самая настоящая детективная геологическая загадка, не разгаданная, в полной мере, до сих пор.

В записке горного инженера А.И. Иванова (1923ф) указано на находку шлиховой платины в хр. Кех-Тас (ныне Чибагалахский хр.) гражданином Николаевым – бывшим пепеляевским офицером. Для проверки заявки Геолкомом в 1926 году была организована экспедиция под общим руководством С.В. Обручева (1926^{а, б}ф). Лабораторией Геолкома отмечена необычно сильная магнитность шлиховой платины, что свидетельствует о нестехиометричности входящих в пробу фаз. Скорее всего, большую часть пробы составляли природные сплавы МПГ. Также необычен и химический состав пробы: Pt – 67,06%; Pd – 0,87%; Ir, Rh, Ru неразделенные – 7,35%; Au – следы; Cu – 0,32%; Fe – 11,23%; осмистый иридий – 13,17 (Протопопов, 1927ф). Сейчас можно с большой долей уверенности сказать, что шлиховая платина с таким составом на территории Якутии неизвестна. Ближе всего по составу эта проба к шлиховой платине р. Ви-

лой (Округин, 2000), однако на Вилуе платиноиды не отличаются сильной магнитностью и, как правило, сопровождаются шлиховым золотом. Что касается места отбора проб, то оно остается до сих пор неясным. Очень вероятно, что по-меньшей мере, небольшая по размерам платиноидная россыпь еще ждет своего первооткрывателя.

По данным фондовых материалов В.Я. Сорокина и В.С. Утковой (1968ф) имеются также не проверенные устные сообщения о старательской добыче платины на северо-востоке хр. Илин-Тас, производившейся в 20-30-е годы. В какой то степени, эти непроверенные сообщения подтверждаются единичными спектральными анализами разных лет, которые показывали содержания Pt до десятков г/т. Например, в 1965 г. спектральный анализ пробы из габбро-диабазов хр. Илин-Тас показал 10,0 г/т платины (Шустов, 1965ф).

Вопрос о платиноносности ультрабазитов пояса Черского поднимался неоднократно, начиная со времени открытия пояса в 40-х годах прошлого века (Протопопов, 1948ф; Эпов, 1956ф; Шестеренкин, 1983). Полученные отрицательные результаты – вполне закономерны, учитывая сложности определения элементов платиновой группы (ЭПГ) спектральным методом без предварительной химической подготовки проб. Наконец в 80-х годах установлена знаковая платиноносность отдельных водотоков Приколымского поднятия, но источники не выявлены, а имеющиеся мелкие базит-ультрабазитовые тела не оценены на ЭПГ. Этим исчерпываются достоверные сведения о платиноносности базит-ультрабазитового пояса горной системы Черского, полученные до конца 80-х годов прошлого века.

До конца 80-х годов все металлогенические исследования в регионе проводились на основе геосинклинальной концепции при ведущей роли глубинных разломов и связанных с ними рудно-магматических систем (Смирнов, 1934; 1946; Ларин, 1955; Матвеевко, Шаталов, 1958; Матвеевко, 1960; Некрасов, 1962; Аникеев и др., 1966; Шило и др., 1969; Еловских, 1972; Индолев, Невойса, 1974; Ивенсен и др., 1975; Флеров и др., 1979 Геология СССР, 1979, 1983 и др.). В надрегиональных исследованиях рудообразование в пределах ВКСО связывалась с Тихоокеанским рудным поясом (Смирнов, 1946; 1962; Шер, 1972; Радкевич, 1974, 1977; Ициксон, 1979 и др.).

Позднее, минерагенические исследования (и в частности по благороднометальной минерагении) развивались по трем основным направлениям.

Во-первых, это региональные и надрегиональные работы, в которых общие минерагенические особенности крупных структур рассматривались в парадигме новой глобальной тектоники. В отношении Верхояно-Колымской складчатой области это прежде всего пионерные работы Л.М. Парфенова с соавторами (1988, 1989, 1993, 1999); Н.Е. Саввы и В.В. Ворцепнева (1990); Тектоника... (1990); В.И. Шпикермана (1990, 1996); У.Дж. Ноклеберга с соавторами

(1993, 1996, 1997, 1998); А.А. Сидорова и др. (1993, 1994); А.А. Сидорова и Р.А. Еремина (1994); Н.А. Горячева и В.И. Гончарова (1995), Схема..., 2002, а также целый ряд работ, посвященных проблемам металлогении отдельных районов ВКСО (Металлогеническая..., 1994; Абрамович, Вознесенский, 1999; Вашилов и др., 2000; Амузинский, 2003). В задачу данных исследований не входило минерагеническое районирование ВКСО. Такое районирование было проведено позднее (Шпикерман, 1990, 1998; Парфенов и др., 1988, 1999; Тектоника..., 2001; Нарсеев, Шашкин, 2000; Константинов и др., 2001; Константинов, 1991, 2003, 2006 и др.). В ряде работ обосновывалась принадлежность ВКСО к переходной зоне между Евразийским континентом и тихоокеанскими структурами, т.е. фактически – между двумя крупными сегментами тектоносферы Земли (Ициксон, 1979; Мерзляков и др., 1988; Хомич, 1995; Прокопьев и др., 2007). В 1988 и 1991 гг. проблемам геологии и минерагении зоны перехода от континента к Тихому океану была посвящена специальная конференция в г. Магадан. Ряд публикаций в сборниках статей, по ее итогам использованы в настоящей работе (Мерзляков и др., 1988; Вашилов, 1991; Жуланова, 1991; Измайлов, Линькова, 1991 и др.).

Во-вторых, проводились исследования посвященные минерагении отдельных структур и геоблоков в составе ВКСО (Гамянин, 1978; Шпикерман, Дылевский, 1991; Ганжа, Зверева, 1994; Костин и др., 1995; Вашилов и др. 2000; Константинов и др., 2001; Стружков, 2004; Константинов, 2006; Костин, Денисов, 2007; Константинов, Некрасов, 2004^{г,д}, 2006^{б,г}, 2009; Карпузов и др., 2007; Аксенов и др., 2012; Аксенов, Некрасов, 2013, 2014^{а, б}), а также появились, на новом уровне освещения проблем, работы по металлогении региона для конкретных типов оруденения: золоторудного (Goryachev, Goncharov, 1995; Константинов, Косовец, 1996; Горячев, 1998; Поспелов, 1999; Константинов и др., 1998, 2000; Панфилов, Некрасов, 2006, 2007^н, 2008 и др.), золото-сурьмяного (Бергер, Кузьмин, 1982 и др.), сереброрудного (Сидоров и др., 1989, 1994; Костин и др., 1995; Константинов и др., 2003, Некрасов и др., 2009; Аристов, Некрасов, 2010, Костин и др., 2015 и др.), оловорудного (Флеров и др., 1979 и др.), ртутного (Бабкин, 1975 и др.), полиметаллического (Индолев, Невойса, 1974; Гамянин, 1978, Стратиформное..., 1988 и др.) и др. Особняком, в силу их малочисленности, стоят работы по платинометалльному оруденению региона – их всего пять (Гончаров и др., 1995; Гурская и др.; Буряк и др., 2002; Некрасов и др., 2002, Некрасов, 2004^б).

Третье направление связано с исследованиями отдельных крупных и уникальных месторождений. Отличие этого типа работ от подобных, проведенных в 50-70-е годы прошлого века – в использовании современных методов исследования руд (широкое применение микрорентгеновской и электронной микроскопии, использование метода индукционно-связанной плазмы, изотопные геохронологические исследования руд), а также в создании генетически ориентиро-

ванных комплексных моделей месторождений. Такими работами были охвачены практически все крупнейшие месторождения и рудопроявления ВКСО – золоторудные: Наталкинское (Стружков и др., 2006; Григоров и др., 2007), Нежданнинское (Константинов, 2000), Кючус (Конышев, 1995; Москвитин, 2002), Кубака (Степанов, Шишакова, 1994), Аркачан (Аристов и др., 2002), Биркачан (Наталенко и др., 2002), Бадран (Яновский, Мыскова, 1988; Кокин, 2001), Делювиальное (Аристов и др., 2010; Задорожный и др., 2011) и др; сереброрудные: Купольное (Филимонов, Сулейманов, 1994), Хотойдох (Дылевский и др., 1996), Прогноз (Гамянин и др., 1998), Мангазейское рудное поле (Костин и др., 1992; Некрасов, 2006^е; Некрасов, Яковлева, 2006; Костин, 2008; Некрасов, 2009^б), Хачакчан, Ночное (Костин, Денисов, 2007; Денисов, 2008) Кимпиче (Аристов, Некрасов, 2010; Остапенко и др., 2011) и др.

Итогом всех этих исследований явилось детальное металлогеническое районирование золотого оруденения ВКСО на всю иерархическую лестницу разноранговых таксонов: металлогеническая провинция – металлогеническая зона – рудный район – рудный узел – рудное поле (месторождение).

В пределах ВКСО в настоящее время идентифицирована одна золотоносная провинция – Яно-Колымская (Михайлов и др., 2007) с двумя рудно-россыпными районами: Верхне-Индигирским и Центрально-Колымским. В составе районов выделяются металлогенические зоны: Адыча-Нерская, Тарынская, Аян-Юряхская. Во внешней зоне ВКСО в настоящее время (Шпикерман, 1998; Тектоника..., 2001; Константинов, 2006) определены преимущественно золоторудные металлогенические зоны. В пределах Верхоянского пояса выделяются Верхоянская, Южно-Верхоянская и Аллах-Юньская; Яно-Охотского пояса – Куларская, Нижне-Янская, Эккючу-Билляхская, Адыча-Нерская; Яно-Колымского пояса – Полоусная, Туостяхская, Тарынская, Аян-Юряхская. Во внутренней зоне ВКСО (структуры «Колымской петли») идентифицированы Улахан-Тасская и Селенняхская металлогенические зоны. На Омолонском массиве выделена Кедонская (или Южно-Омолонская) металлогеническая зона. Представляется, что такое количество металлогенических зон избыточно, т.к. по несколько зон относятся к одному структурно-формационному комплексу, имеющему единую геодинамическую природу и по рангу фактически отвечают рудным зонам.

Согласно схеме металлогенического районирования России (Схема..., 2002) В пределах ВКСО выделены две металлогенические области (Верхояно-Колымская и Колымо-Омолонская) в составе которых определены десять мегазон и тридцать семь металлогенических зон с профилирующим или сопутствующим золотым оруденением.

Несмотря на интенсивное изучение серебряного оруденения (особенно в последние 30 лет) территория ВКСО до сих пор не районирована на серебряное оруденение. В последнем,

обобщающем минерагеническом исследовании (Тектоника..., 2001) постулируются отдельные минерагенические зоны с преимущественно серебро-полиметаллическим и серебро-колчеданно-полиметаллическим оруденением: Западно-Верхоянская, Дербеке-Нельгесинская, Южно-Верхоянская и Тарынская во внешней зоне ВКСО и Эрикитская – во внутренней. В последние годы к ним добавилась Томпо-Дельныйнская металлогеническая зона (Денисов, 2008). Однако, на уровне сереброносных провинций и рудных районов территория, в целом, не рассматривалась. О возможности выделения сереброносной провинции в Западном Верхоянье говорится в исследовании А.В. Костина с соавторами (1995). Выделение такой провинции (Михайлов и др., 2007; Некрасов, 2007; Некрасов и др., 2009), в качестве новой минерально-сырьевой базы серебра России, стало возможно только после проведения специализированных поисково-ревизионных работ.

2.2. Уточнение понятийной базы

Идентификация основных минерагенических единиц оруденения, определению которых посвящена данная глава исследования, требует, прежде всего, уточнения понятийной базы в ряду: проявление – месторождение - рудное поле - рудный узел - рудный район - рудная (минерагеническая) зона - минерагеническая провинция.

Согласно определениям Ю.А. Билибина (1948) и С.С. Смирнова (1962) – основателей металлогении, как раздела геологии в нашей стране, металлогеническая провинция – это весьма крупная рудоносная площадь, совпадающая с геосинклинальной областью, системой, или сравнимого масштаба крупной структурой платформ, характеризующаяся минерализацией определенного типа и формирующаяся в течение одного или нескольких магматических циклов. Сходные принципы выделения провинций постулируются также в работах Е.А. Радкевич (1977), В.И. Смирнова (1976), Е.Т. Шаталова (Шаталов и др., 1984) и др. отечественных авторов. Под минерагенической (или металлогенической по преобладающим металлам) провинцией в данной работе понимается крупная геолого-тектоническая структура, характеризующаяся преобладанием оруденения одного-двух минеральных видов и рудно-формационных типов. Это позволяет выделять в качестве провинций одноранговые крупные геологические структуры в составе ВКСО с узкой и контрастной минерагенической специализацией. Такое понимание провинции имеет широкое распространение (Уральская платиноносная, Среднеазиатская сурь-

мяно-ртутная, Алданская хрусталеносная и др., в том числе и выделенные в пределах ВКСО – Верхояно-Колымская оловоносная, Верхояно-Индигирская олово-бороносная, Яно-Колымская золотоносная) Это может служить основой сравнительного минерагенического анализа как на уровне планетарных, так и региональных структур.

Но, прежде необходимо, определить формулировки таксонов более низких рангов, начиная с проявления и месторождения, так как эти понятия входят в определения более крупных минерагенических единиц. Эти определения основаны на таковых, приведенных в работе А.И. Кривцова с соавторами (2010) по созданию минерагенического (металлогенического) кодекса России, работе коллектива ФГУП ЦНИГРИ (Пространственные..., 2002), Российском металлогеническом словаре (2003), а также на рекомендациях рабочей группы «Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых» по редакцией А.И. Кривцова (2010). Понятия таксонов разных рангов дополнены необходимой, по нашему мнению, геолого-экономической составляющей.

Итак.

Проявление (рудопроявление) полезного ископаемого (или нескольких видов полезных ископаемых) – природное скопление минерального вещества, которое по качеству удовлетворяет кондиционным требованиям, но в количественном отношении недостаточно изучено (не имеет балансовой принадлежности или подтвержденных запасов).

Месторождение полезного ископаемого (или нескольких видов полезного ископаемого) – природное или техногенное скопление минерального вещества, которое может быть предметом промышленной разработки в современных экономических условиях, и запасы которого имеют балансовую принадлежность (в России) и (или) прошли процедуру независимого аудита (подтвержденные запасы).

Рудное поле – совокупность сближенных месторождений и проявлений однотипного генезиса, одного или нескольких ведущих видов полезных ископаемых (более 60% стоимости сырья в недрах), характеризующихся наличием определенной рудоконтролирующей структурно-вещественной формации, положением в конкретной геологической структуре, и принципиальной возможностью отработки и обогащения руды всей совокупности объектов одним горно-обогатительным предприятием.

Рудный узел – то же, что и рудное поле, при условии принципиальной невозможности отработки одним горно-обогатительным предприятием и по единой технологической схеме, что подразумевает возможность присутствие в рудном узле объектов различных формационных типов.

Рудное поле и рудный узел могут не включать объектов балансовой принадлежности, но обязательно – объекты по степени изученности соответствующие месторождениям.

Рудный район – то же, что и рудный узел, но характеризуется сочетанием нескольких различных геологических структур, контролирующих и вмещающих оруденение; также может не содержать объектов, изученных на уровне месторождений.

Минерагеническая (металлогеническая) зона - представляют собой крупный пространственный таксон, образованный рядами родственных и пространственно сопряженных геологических, в том числе рудоносных и рудовмещающих формаций, одного тектоно-магматического цикла, отвечающего определенной геодинамической обстановке и характеризующийся преимущественной специализацией на определенный вид (группу генетически близких видов) полезных ископаемых и инфраструктурным единством. При этом, таксон может и не включать объектов, изученных на уровне месторождений.

В итоге, предлагается следующее определение наиболее крупной единицы:

Минерагеническая (металлогеническая в контексте данной работы) провинция представляет собой определенную геолого-тектоническую структуру первого порядка или ее часть внутри платформ и складчатых областей, характеризующиеся преимущественной специализацией на определенный вид (группу генетически близких видов) полезных ископаемых, наличием месторождений данного вида и инфраструктурным единством.

Данное определение оставляет поле для выделения провинций, которые могут осваиваться в будущем и соответственно подразумевает расширение возможностей минерагенического анализа с углублением научных и технологических знаний человечества.

Большинство остальных базовых понятий (структурно-формационная зона, рудная формация, рудно-формационный тип), принимаются для использования в данной работе, согласно Российскому металлогеническому словарю (2003). Небольшие изменения автор внес бы в определение геолого-промышленного типа: «это рудно-формационный **и морфологический** тип месторождения, который по совокупности характеристик отвечает современным требованиям к минеральному сырью».

После этих, как представляется необходимых понятийных уточнений можно обратиться к сути главы. В главе 1 было показано, что Верхояно-Колымская складчатая область развивалась на границе континентальных структур Евразийской плиты и структур Тихоокеанского подвижного пояса, практически в течение всей истории последних.

При этом, ВКСО представляет собой регион с полным латеральным рядом структурно-вещественных комплексов и геолого-тектонических элементов (поясов) от форланда Северо-

Азиатского кратона (как части Евразийской плиты) до структур Тихоокеанского подвижного пояса.

Задача данного раздела работы выявить основные черты минерагении ВКСО на уровне крупных таксонов (провинций), по рангу отвечающих основным геолого-структурным единицами региона, имеющими определенную геодинамическую природу. Это позволит, в развитии исследования выявить модельные физико-химические и геолого-структурные особенности локализации конкретных таксонов более высокого порядка (ранга рудных узлов и перспективных площадей, рудных полей, месторождений и проявлений).

2.3. Общая минерагения Верхояно-Колымской складчатой области

Впервые обобщенный анализ закономерностей размещения месторождений с учетом различного ее строения в океанических и континентальных плитах, а также в зонах их взаимодействия приведен в работе А. Митчелла и М. Гарсона (1984). Наиболее значительным вкладом этих авторов в развитие минерагении, как раздела геологии, было построение вертикальных и латеральных рядов рудных месторождений в зонах активного (субдукционного) взаимодействия плит. В России над этими вопросами работали еще раньше (Металлогения..., 1973), а принципы, намеченные А. Митчеллом и М. Гарсоном, на более информативной фактологической и физико-химической основе, развиты в работах В.И. Старостина и А.Д. Щеглова (Старостин, 1988; 1996; Старостин, Игнатов, 1997; Щеглов, 1987), а для северо-восточной части России В.С. Шкодзинского (Шкодзинский, 1992; Шкодзинский и др., 1994) и др.

Пожалуй, наименее сложной задачей является качественная оценка места общей минерально-сырьевой базы углеводородов, топливно-энергетического сырья алмазов и неметаллов ВКСО в системе Евразийский континент, его обрамление (шельфовые моря) и Тихоокеанский подвижный пояс. Это сравнение практически не нуждается в комментариях, так как значительные концентрации этих видов минерального сырья отсутствуют в пределах региона, по крайней мере, на сегодняшнем уровне его изученности.

Безусловно, в рамках конкретного исследования акцент сфокусирован на благороднометальной минерагении. Но, по мнению автора, было бы некорректно рассматривать вопросы благороднометальной минерагении в отрыве от общей минерагении региона. Поэтому, часть данной главы посвящена самой характеристике общей минерагении ВКСО и также обобщен-

ным сравнительным характеристикам ее с минерагенией континентального (Евразийского) стиля и типичными минерагеническими особенностями размещения месторождений полезных ископаемых в пределах Тихоокеанского подвижного пояса.

Угольные бассейны ВКСО – мелкие (Угольная..., 1999), с углями самого различного качества от бурых (Омолойский и Уяндинский) до антрацитов (Омсукчанский). По масштабам они соответствуют небольшим бассейнам Тихоокеанского пояса (Сахалинский, Приморский) и несопоставимы с гигантскими бассейнами Евразийского, Китайского и Северо-Американского континентов.

Немногочисленные урановые проявления известны на Омолонском массиве и в пределах Коллизионного пояса Черского (Гребенников, 1957ф; Шпикерман, 1998). Наиболее значительное, но все-же не крупное, рудопоявление (Центрально-Алазейская площадь, Хангатаский район, Кыллахское проявление) связано с позднемеловыми вулканоструктурами Алазейской зоны (Шестеренкин, 1983ф; Кац, 1979ф; Константинов, Некрасов, 2009). Проявление относится к стрельцовскому формационному и геолого-промышленному типу. В целом, урановое оруденение ВКСО по масштабам отвечает таковому в пределах Тихоокеанского пояса.

Практически вся минерально-сырьевая база черных металлов сосредоточена в пределах континентальной литосферы крупных литосферных плит. В пределах фрагментов континентальной литосферы Тихоокеанского пояса известны проявления и мелкие месторождения хрома в офиолитовых комплексах и проявления марганца (железо-марганцевые кварциты Чили), промышленная значимость которых, в любом случае, несопоставима с минерально-сырьевым потенциалом литосферы крупных континентальных плит. Мелкие и средние (100-300 млн. т) месторождения железных руд железоксидной-золото-медной формации в Перу и Чили (Соловьев, 2011), безусловно, сравнимы с таковыми Евразийской плиты, но не являются определяющими для сравнительной характеристики минерагении.

Железорудные проявления ВКСО формации железистых кварцитов сосредоточены в Южно-Омолонском железорудном районе в поле развития архейских кристаллических пород фундамента Омолонского массива (Фадеев, 1975; Шпикерман, 1998). Наиболее изучено Верхнеомолонское проявление (Шпикерман, 1998), характеризующееся высококачественными рудами. Общий потенциал проявления оценивается в 1,5 млрд. т (Аксенов, Некрасов, 2013). Проявления скарново-магнетитовой формации распространены в экзоконтактах гранитоидных интрузий по всему Черско-Полоусненскому поясу (Шпикерман, 1998). Степень их изученности настолько невелика, что можно говорить лишь о типоморфности этих объектов для ВКСО, в целом. Рудные поля и узлы некоторых магнетит-скарновых проявлений Черско-Полоусненского пояса с сопровождающим золото-колчеданным и наложенным серебро-медно-полиметаллическим ору-

денением, по геодинамической (коллизийный пояс), структурно-геологической позициям, морфологии рудных тел и минеральному составу руд близки к объектам, объединяемым в последние годы в железоксидно-золото-медное (IOCG) семейство месторождений (Соловьев, 2011). Проявления, относимые к этому семейству, недавно определены и в околоинтрузивных породах Яно-Колымского пояса (Костин, 2013). Месторождения IOCG семейства отличаются высококачественными богатыми рудами, значительным размахом оруденения, но являются средними по масштабам объектами. Значительное их количество выявлено и успешно эксплуатируется (Соловьев, 2011) в пределах западных секторов (Северо- и Южно-Американский) Тихоокеанского пояса.

Хромитовые месторождения и даже проявления в пределах ВКСО – не выявлены. Это не удивительно, учитывая отсутствие офиолитовых комплексов с классическими альпинотипными ультрабазитами, а также почти полное отсутствие расслоенных базит-ультрабазитовых интрузий. Хотя, с одной из таких немногочисленных интрузий – Кюрюэляхской, связано проявление ванадий-титаномагнетитовых руд. Оруденение приурочено к центральной зоне массива и связано с пироксенитами (Некрасов, Каскевич, 2002ф).

Непромышленное марганцевое оруденение связано с пермской кремнисто-терригенно-карбонатной толщей Омудевского сегмента Черско-Полоусненского пояса (Мерзляков, Шпикерман, 1985). Стратиформные тела сложены родохрозитовыми и родонитовыми рудами. Единственным проявлением с промышленными марганцевыми рудами является Высокогорное, расположенное в южной части Яно-Охотского пояса (Кокин, Батулин, 2004). Возможно, что такая структурная позиция определила уникальность объекта, где ценность руд определяется сульфидом марганца – алабандином (Кокин и др., 2011). Как раз вследствие уникальности объекта, не представляется возможным определить, является ли подобное оруденение типоморфным для ВКСО.

Несколько более интересным, разнообразным и информативным представляется сравнение распространенности суперконцентраций (коими и являются месторождения) цветных и редких металлов ВКСО, крупных континентальных плит и Тихоокеанского пояса.

Медь, молибден, вольфрам, цинк, свинец, олово, сурьма и ртуть, являются типоморфными элементами Тихоокеанского пояса. Практически весь потенциал медного оруденения обеспечивают месторождения порфирирового ряда формаций. Полностью отсутствуют медные и медьсодержащие месторождения в медистых песчаниках и в карбонатных толщах. Медьсодержащие месторождения колчеданного ряда, связанные преимущественно с энзиматическими островными дугами (Япония, Филиппины), коллизийными и надсубдукционными вулканическими поясами (Япония, Филиппины, восточные сектора Тихоокеанского сегмента) распро-

странены широко, но масштабы оруденения невелики. Также не крупные объекты гидротермального жильно-прожилкового типа распространены на флангах медно-порфириновых и серебро-оловянных рудно-магматических систем, главным образом в восточных секторах Тихоокеанского пояса (Канделария на западе Главной Кордильеры Чили).

Месторождения вольфрам-молибден-меднопорфириновой ряда формаций распространены по всему Тихоокеанскому поясу, но представлены почти исключительно конечным меднопорфириновым членом ряда. Молибден и вольфрам присутствуют в отдельных месторождениях в качестве попутных компонентов. Подавляющее большинство месторождений золотоносны и, золото, в зависимости от уровня содержаний является либо одним из основных, либо попутным компонентом руд. Средние содержания меди обычно составляют от 0,3 до 0,8%. Уникальные по содержаниям объекты характеризуются концентрациями от 1 до 1,5% (Грасберг в индонезийской части Новой Гвинеи). Масштаб месторождений колеблется от крупных, с запасами 3,0-6,0 млн. т, сопоставимых с месторождениями континентов до гигантов и супергигантов с потенциалом 20-45 и даже, до более 100 млн. т. В западных секторах Тихоокеанского пояса наиболее значимыми объектами являются Песчанка в северо-западном секторе Тихоокеанского сегмента (запасы и прогнозные ресурсы высоких категорий – около 20 млн. т); в юго-западном секторе – Кингкинг и Фар-Саутист на Филиппинах (по 40 млн. т); Грасберг (26 млн. т) и Пангуна (4,0 млн. т) на Новой Гвинее, а в восточных секторах – это Гибралтар (4,0 млн.т), Касино 4,5 млн. т) и др. в Канаде, Пebbл (44 млн. т), Токепала (19 млн. т), Торамочо (20 млн. т.) и др. в США; Бауэрачи (5,0 млн. т) в Мексике; Сьерро-Колорадо (11 млн. т) в Панаме; Канариакко, Кельявеку, Куахоне, Сьерро-Верде (6-13 млн. т) и др. в Перу; Андина (106 млн. т), Кольауаси, Лос-Пеламбрес, Лос-Бронсес (41-42 млн. т) в Чили. Очевидно, что для Тихоокеанского пояса меднопорфириновая формация является индикаторной.

В крупных континентальных блоках (Евразийская, Северо-Американская, Австралийская плиты и др.) основу минерально-сырьевой базы меди составляют объекты формации медистых песчаников и сульфидно-медно-никелевой формации, не выявленные в пределах Тихоокеанского сегмента. Значительную роль играют также месторождения колчеданного ряда, попутная медь в полиметаллических стратиформных месторождениях в карбонатных толщах и гидротермальных золото-полиметаллических и серебро-полиметаллических месторождениях. Особняком стоят немногочисленные, но крупные или гигантские комплексные уран-золото-железо-медные месторождения, связанные с докембрийскими трубками взрыва и расслоенными основными массивами (Олимпик-Дам, Чинейское). Этот тип также неизвестен в Тихоокеанского поясе. Следует отметить гораздо меньшую распространенность и более скромные масштабы месторождений меднопорфириновой формации в пределах крупных континентальных плит.

Вольфрамовое и молибденовое оруденение сосредоточено в обоих типах структур, преимущественно в месторождениях медно-молибден-вольфрамового ряда в наложенных эпиколлизионных вулканических поясах, в скарнах на контакте коллизионных гранитоидов, в скарнах и скарноидах удаленной шеелитоносной формации в вулканогенно-терригенных толщах эпиколлизионных и надсубдукционных поясов; в меньшей мере, вольфрам в качестве попутного компонента характерен для гидротермальных месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной оловорудных формаций. Для континентальных плит характерны месторождения (в том числе крупные и гигантские) всех типов. В пределах Тихоокеанского пояса собственно молибденпорфировые и вольфрам-молибденпорфировые месторождения редки. Наиболее значимыми из них являются Тампакан (Филиппины), Папуа (Новая Гвинея), Куатро-Эрманос (Мексика), Сьерро-Колорадо (Панама), Лос-Чанкас, Махистраль, Акира и др. (Перу), Кембрада-Бланка и др. (Чили). Их запасы несравнимы с запасами порфировых гигантов континентов, такими как преимущественно вольфрамовые Мактунг, Нотерн-Дансер (Канада), Таньсяндаочжаун (Китай), а также с молибденовыми гигантами, такими как Бингхем и Клаймакс (США), Эрдэнет (Монголия) и др. В целом, можно констатировать, что месторождения медно-вольфрам-молибденового ряда, связанные с кислыми магматитами повышенной щелочности и основности в зонах глубокой проницаемости консолидированной коры, не являются индикаторными для какого либо типа крупных структур, за исключением конечного члена ряда – объектов меднопорфирового ряда, причем характеризующихся высокой золотоносностью – индикаторных для Тихоокеанского пояса.

Месторождения «удаленной» шеелитоносной формации в скарнах и скарноидах в Тихоокеанском поясе связаны с набсубдукционными вулканическими поясами и реже проявлены в сопряженных с ними прогибах, выполненных карбонатно-терригенными толщами. Они достаточно широко распространены как в западной части пояса (Сихотэ-Алинь, Япония), так и в восточной (Северо-Американские Кордильеры). Для них характерны относительно небольшие масштабы оруденения, при высоком качестве руд. В целом, эту формацию можно считать типоморфной для Тихоокеанского пояса.

Распространенность объектов полиметаллического, оловянного, сурьмяного и ртутного оруденения демонстрирует тенденцию, близкую к таковой для месторождений порфирового ряда. Гиганты и супергиганты локализованы в пределах крупных континентальных структур, а континентальная кора Тихоокеанского пояса характеризуется чрезвычайно широким распространением этой группы месторождений при их гораздо более скромных масштабах. Действительно в Тихоокеанском поясе не известны такие супергиганты на континентах, как стратиформные полиметаллические месторождения в карбонатных и терригенных породах как Ми-

сиссипи, Броккен-Хил и Маунт-Айза, оловорудные – Корнуольский район, Гецзю и Дачан, Таи-Индонезийская оловоносная провинция Бирмано-Индонезийской складчатой зоны; сурьмяные – Сикуншань (Китай) и ртутные Альмаден (Испания) и Никитовское (Украина).

Полиметаллическое оруденение Тихоокеанского пояса, прежде всего, связано с объектами колчеданного ряда: медно-цинково-колчеданной формации в вулканитах энсиматических островных дуг и колчеданно-полиметаллической формации энсиалических дуг (Колчеданные..., 1979). Крупные (в своем классе) месторождения этих формаций распространены как в западном (Япония, Филиппины), так и в восточном (преимущественно Южно-Американские Кордильеры) секторах Тихоокеанского пояса. Это известные объекты типа «куроко» в Японии; такие месторождения в Американских Кордильерах, как Амблер (США), Эль-Мочито (Гондурас), Вулверирин, Тамбо-Гранде, Уансала, Эль-Брокаль и др. в Андийском секторе.

Практически неизвестны в пределах собственно Тихоокеанских структур объекты карбонатно-киноварной (золото-ртутной карлинского типа) формации. Незначительны проявления листовенитовой и диккит-карбонатной формаций.

Все сколько-нибудь значимые объекты остальных редких металлов, которыми сформированы руды индивидуальных месторождений (а это литий, цирконий, бериллий, ниобий, тантал и редкоземельные металлы) концентрируются в пределах крупных континентальных структур и лишь единичные объекты – в пределах внешней зоны Тихоокеанского пояса.

Завершая общий обзор минерагении крупных планетарных структур можно констатировать факт преимущественного накопления в континентальной коре Тихоокеанского подвижного пояса халькофильных элементов, что выражено минерагеническим потенциалом цветных и некоторых редких металлов, который сравним с таковым крупных континентальных плит (естественно с учетом объема консолидированной коры).

1. В литосфере континентальных плит существенную роль занимает накопление сидерофильных, оксифильных и силикофильных элементов и их соединений, что подчеркивается суперконцентрациями угля, урана, черных металлов, большинства редких металлов, редких земель, алмазов и неметаллов.

2. Литосфера континентальных плит, характеризуется наличием широкого спектра месторождений различных видов полезных ископаемых и формационных типов этих месторождений, которые можно считать индикаторными, практически не установленными в континентальной коре Тихоокеанского пояса. Данных формационных типов месторождений огромное количество. Приведем лишь основные формационные типы (за исключением благороднометалльных), которые будут привлечены для последующего анализа минерагении ВКСО. К таким относятся: практически весь ряд урановых формаций; железорудные месторождения в докем-

брийских железистых кварцитах; весь формационный ряд марганцевых месторождений; титан-ванадий-железорудные и хромитовые месторождения в расслоенных массивах ультраосновных-основных пород; месторождения бокситов; месторождения формации медистых песчаников и сланцев, стратиформные медные и полиметаллические месторождений в карбонатных и терригенных толщах; оловорудные месторождения в пегматитах; сурьмяные месторождения в джаспероидах и ртутные в карбонатных толщах; весь ряд редкометальных месторождений бериллия, лития, тантала, ниобия, редкоземельных металлов, фосфора в пегматитах, грейзенах, расслоенных ультраосновных-щелочных массивах и карбонатитах, формации алмазоносных кимберлитов и лампроитов; целые группы месторождений неметаллов.

3. Существует значительное количество формаций и формационных рядов месторождений (в том числе крупных), которые характерны для обоих типов крупных геотектонических структур. Прежде всего, это касается цветных и некоторых редких металлов. Это месторождения хромитоносной формации альпинотипных ультрабазитов; месторождения никеленосной силикатной формации кор выветривания; месторождения железооксидно-золото-медного семейства; золото-железо-медно-полиметалльные месторождения, связанные с шошонитовыми магматическими комплексами; практически весь ряд формационный колчеданных месторождений в вулканитах энсиматических и энсиалических островных дуг; полный формационный ряд вольфрам-молибден-меднопорфировых объектов (за исключением терминального члена ряда – меднопорфировых месторождений); большинство формационных типов гидротермальных, скарновых и грейзеновых месторождений олова и вольфрама; семейство гидротермальных сурьмяных, сурьмяно-ртутных и ртутных месторождений.

3. Наконец намечается небольшая группа формаций отдельных видов полезных ископаемых, месторождения которой либо распространены преимущественно в континентальной коре Тихоокеанского пояса, либо имеют широкое распространение в обоих типах структур, но общий потенциал формации определяется именно объектами Тихоокеанского пояса. Прежде всего, это конечно меднопорфировая формация. Но в силу того, что подавляющее большинство месторождений данной формации Тихоокеанского пояса отличаются промышленной золотоносностью, она рассматривается ниже, в качестве индикаторной благороднометальной (золото- и серебросодержащей) формации. С некоторыми сомнениями, в качестве индикаторной формации Тихоокеанского пояса можно назвать «удаленную» шеелитоносную формацию в скарнах и скарноидах карбонатно-вулканогенно-терригенных толщ. Развитие руд этой формации не влияет на общее соотношение минерально-сырьевого потенциала вольфрама двух сегментов, но именно эта формация тяготеет к надсубдукционным вулканогенным поясам Тихоокеанского сегмента.

На этом фоне можно рассмотреть основные черты общей металлогении цветных и редких металлов ВКСО.

Медно-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение широко распространено практически по всей ВКСО и детально охарактеризовано в литературе (Гамянин, 1978; Глухов, Фомина, 2015; Ивенсен и др., 1975; Мерзляков, Шпикерман, 1985; Ненашев, 1989; Сидоров, Еремин, 1994; Стратиформное..., 1988; Тектоника, 1990; Шпикерман, 1990, 1998). Установлены практически все основные формационные типы данного оруденения. Стратиформное медное оруденение выявлено в базальтах позднепалеозойских рифтовых зон, медистые песчаники установлены в чехольном комплексе древних массивов (позднепротерозойские терригенные толщи отдельных тектонических чешуй Черско-Полоусненского пояса); стратиформные залежи полиметаллических руд связаны с рифей-среднепалеозойским комплексом карбонатной платформы, проявления колчеданного семейства распространены в рифтогенных вулканогенных толщах позднего палеозоя и вулканитах позднеюрского-раннемелового вулканоплутонического пояса Черского. С коллизионными гранитоидами этого пояса связаны многочисленные жильные, прожилково-жильные и залежные (в скарнах) медно-полиметаллические проявления разной степени удаленности от массивов. Полиметаллическое оруденение является почти неизменным спутником в составе оловорудных и олово-сереброрудных объектов. Большинство проявлений содержат примеси (в промышленных концентрациях) редких металлов: индия, кадмия, висмута, германия. В единственном разведанном стратиформном полиметаллическом месторождении ВКСО – Сардане, аномальные средние концентрации последнего не имеют аналогов в мире. Характерной чертой медно-полиметаллического оруденения ВКСО является мелкий прогнозируемый масштаб объектов и рядовые, реже богатые руды. Единственный средний по масштабам объект ВКСО, все то же месторождение Сардана.

В отношении жильного гидротермального медно-полиметаллического и полиметаллического оруденения ВКСО является типичным для такового Тихоокеанского пояса. В структурах, где внешняя зона пояса представлена относительно полно (Северо- и Южно-Американский сектора) данные формационные типы оруденения отличаются умеренными масштабами. Широкое распространение оруденения данных типов характерно и для внутренней зоны (Российское Приморье, Японские острова). Месторождения сгруппированы в районы и провинции, в целом, представляющие собой крупные объекты, но каждое отдельное месторождение имеет мелкие масштабы. Также как и в ВКСО в пределах Тихоокеанского пояса имеются месторождения (главным образом колчеданного семейства) со значительными концентрациями благородных металлов (Граumberг, 2002; Зоненшайн, 1976; Константинов и др., 2003; Митчелл, Гарсон, 1984; Радкевич, 1977).

Возможно, что отсутствие крупных объектов порфирового семейства в пределах ВКСО обусловлено крайне слабой изученностью даже известных проявлений. Так ни одно из них не заверено бурением, что не позволяет сделать корректный вывод об отсутствии в регионе крупных объектов и каком-либо глубинном отличии минерализации ВКСО от таковой в других секторах переходной зоны. Это вполне справедливо и для проявлений золото-меднопорфировой формации в пределах ВКСО.

Гидротермально-метасоматические проявления меди, полиметаллов, молибдена и вольфрама скарнового и грейзенового семейств также широко распространены в пределах Верхоянского, Яно-Охотского, Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов, но масштабы их незначительны. Единственным крупным разведанным объектом этого ряда является медно-вольфрамовое месторождение Агылки (Тектоника..., 2001). Подобные объекты характерны структур Тихоокеанского пояса (Сихотэ-Алинский пояс, вулcano-плутонические пояса Японских, Филиппинских и Зондских островов – Радкевич, 1977).

Также, в пределах ВКСО практически отсутствуют комплексные проявления золото-железо-медно-полиметалльных руд, которые генетически связаны с шошонитовым магматизмом завершающих стадий зрелых островных дуг и наложенными постколлизийными вулcano-плутоническими поясами. Такие месторождения характерны для всей западной части переходной зоны между сегментами и особенно активно разрабатываются в Андийском секторе Тихоокеанского пояса (Соловьев, 2015). Тем не менее, не исключено, что отсутствие ЮСГ и оруденения, связанного с шошонитовым магматизмом как в пределах ВКСО, так и по всему восточному обрамлению Тихоокеанского пояса, связано с различной геодинамикой восточной и западной частей переходной зоны. На большей части Северо-и Южно-Американского секторов переходной зоны в мезозое имела место межплитная коллизия с широким развитием островодужных комплексов и различных постамальгамационных и постколлизийных «сшивающих» вулcano-плутонических поясов.

Гидротермальное ртутное, сурьмяное и сурьяно-ртутное оруденение приурочено, преимущественно, к глубинным разломам (Бергер, 1978), маркирующим зоны сочленения основных тектонических структур региона Верхоянского - Яно-Охотского; Яно-Охотского - Яно-Колымского; Яно-Колымского – Черско-Полоусненского поясов и последнего с Илин-Тасским поясом. В зонах глубинных разломов сосредоточены, как правило, объекты мелкого и среднего масштаба (Бергер, Кузьмин, 1982), хотя часто с очень богатыми рудами (например, ртутное месторождение Звездочка на сочленении Верхоянского и Яно-Охотского поясов). Стратифицированное ртутное и ртутно-сурьмяное оруденения на флангах золоторудных объектах карлинского типа установлено в Селенняхском сегменте Черско-Полоусненского пояса (Поспелов, 1999;

Поспелов, Некрасов, 2000). С такими объектами (проявление Гал-Хая) связаны аномальные концентрации галлия и таллия (Галкин, 1969)

В целом, масштабы ртутного и сурьмяного оруденения ВКСО, конечно несопоставимы с супергигантскими концентрациями этих металлов в ртутных месторождениях герцинид Европы (Альмаден, Никитовское и др.) и сурьмяных в палеозойских прогибах Китайской платформы (Сикуншань и др.). В.И Бергером (1978) отмечена приуроченность ртутно-сурьмяного оруденения к внешней зоне Тихоокеанского рудного пояса, т.е., возможно, к переходной зоне. В этом смысле ВКСО является типичной структурой переходной зоны.

В пределах региона известны два комплексных тантал-ниобий редкоземельных месторождения – Томмотское и Горностахское (Тектоника..., 2001), приуроченные к палеозойским ультрабазит-щелочным массивам, связанным с континентальным рифтогенезом. Месторождения – мелкие по масштабам, и проводить на их основе сопоставление ВКСО с другими секторами переходной зоны представляется некорректным. А вот что действительно является типоморфной чертой минерации ВКСО – это распространение россыпей и россыпепроявлений аутигенной разновидности монацита – куларита, в котором, по сравнению с магматическим монацитом, фиксируются на порядок большие концентрации «средне-тяжелых» редкоземельных металлов (Некрасова, Некрасов, 1983). Россыпи и россыпепроявления куларита распространены по всему Верхоянскому поясу, в Куларском сегменте Яно-Охотского пояса и в Селенняхском сегменте Черско-Полоусненского пояса. Концентрации куларита в россыпях приурочены к водотокам, дренирующим черносланцевые горизонты разреза верхоянского комплекса двух узких возрастных интервалов: концу каменноугольной - началу пермской эпох и ранне-среднетриасовой эпохам (табл. 2.2.). Для сравнительной характеристики ВКСО с другими структурами важно, что куларит установлен в палеозойских черносланцевых толщах западной окраины Северо-Американского континента (Некрасова, Некрасов, 1983).

Оловянное оруденение – это «визитная карточка» металлогении ВКСО. Общий потенциал региона превышает 3,5 млн. т, а с учетом степени изученности и эта цифра представляется заниженной. Оловорудные и комплексные вольфрам-оловорудные месторождения и проявления ВКСО, а также условия их формирования и закономерности локализации, подробнейшим образом охарактеризованы в литературе (Амузинский, 2003; Геологическое..., 1997; Геология..., 1970, 1979; Некрасов, 1966, 1976, 1984; Ненашев, 1989; Смирнов, 1962; Трунилина, 1992; Трунилина и др., 2007; Флеров и др., 1979; Шкодзинский, 1992).

Автор считает целесообразным кратко рассмотреть только один вид неметаллического минерального сырья, минерации которого тесно связано с рудогенезом. Речь идет о Верхояно-Индибирской олово-бороносной провинции (рисунок. 2.1.). Провинция приурочена к Главному

и Северному поясам гранитоидных батолитов коллизионного пояса Черского (Черско-Полоусненского чешуйчато-надвигового пояса). Известно около 100 проявлений бороносных и олово-бороносных известковых и апомагнезиальных скарнов с боратовым, боро-оловянным и сопутствующим железо-магнетитовым оруденением. Ресурсный потенциал провинции оценивается в более чем млрд. т. скарново-рудной массы, несущей не менее 60 млн. т. трехоксида бора. Кроме олова и железа ценными компонентами скарново-рудных залежей являются вольфрам, висмут, индий, бериллий, германий, золото, серебро и скандий. Боратовые типы оруденения представлены суанитовыми, котоитовыми, ссайбелиитовыми, ссайбелиит-суанит-котоитовыми, сахаитовыми и харкеритовыми рудами (Некрасов и др., 1970).

В качестве олово-бороносной, Верхояно-Индибирская провинция ВКСО является уникальной и представляет одну из самых характерных минерагенических особенностей региона. Подобные скарновые месторождения развиты как в пределах собственно Тихоокеанского пояса в Японии и Приморье (Радкевич, 1977), так и в северо-восточной части переходной зоны между сегментами – на Аляске и западном побережье Канады (Ициксон, 1979; Радкевич, 1977).

Обобщая краткую характеристику общей минерагении ВКСО в сравнении с крупными планетарными геотектоническими и минерагеническими единицами (таблица 2.1.) можно выделить основные черты, определяющие ее своеобразие:

- месторождения, рудные районы, провинции и бассейны нефти, газа, угля, урана, большинства черных и цветных и редких металлов основных рудно-формационных типов, характерных для континентальных плит в пределах ВКСО имеют мелкие и средние масштабы. Это сближает минерагению региона, с таковой Тихоокеанского пояса и, в частности его внешней зоны;

- в то же время, в пределах ВКСО (как и по всей западной части переходной зоны между сегментами) отсутствуют крупные и гигантские месторождения порфиrowого ряда (медные, вольфрамовые и молибденовые), характерные для восточных секторов Тихоокеанского подвижного пояса;

- оловянное и боро-оловянное оруденение ВКСО определяют уникальность ее не благороднометальной минерагении. Это сближает ее минерагеническую специализацию с таковой Американского и Южно-Азиатского секторов Тихоокеанского пояса.

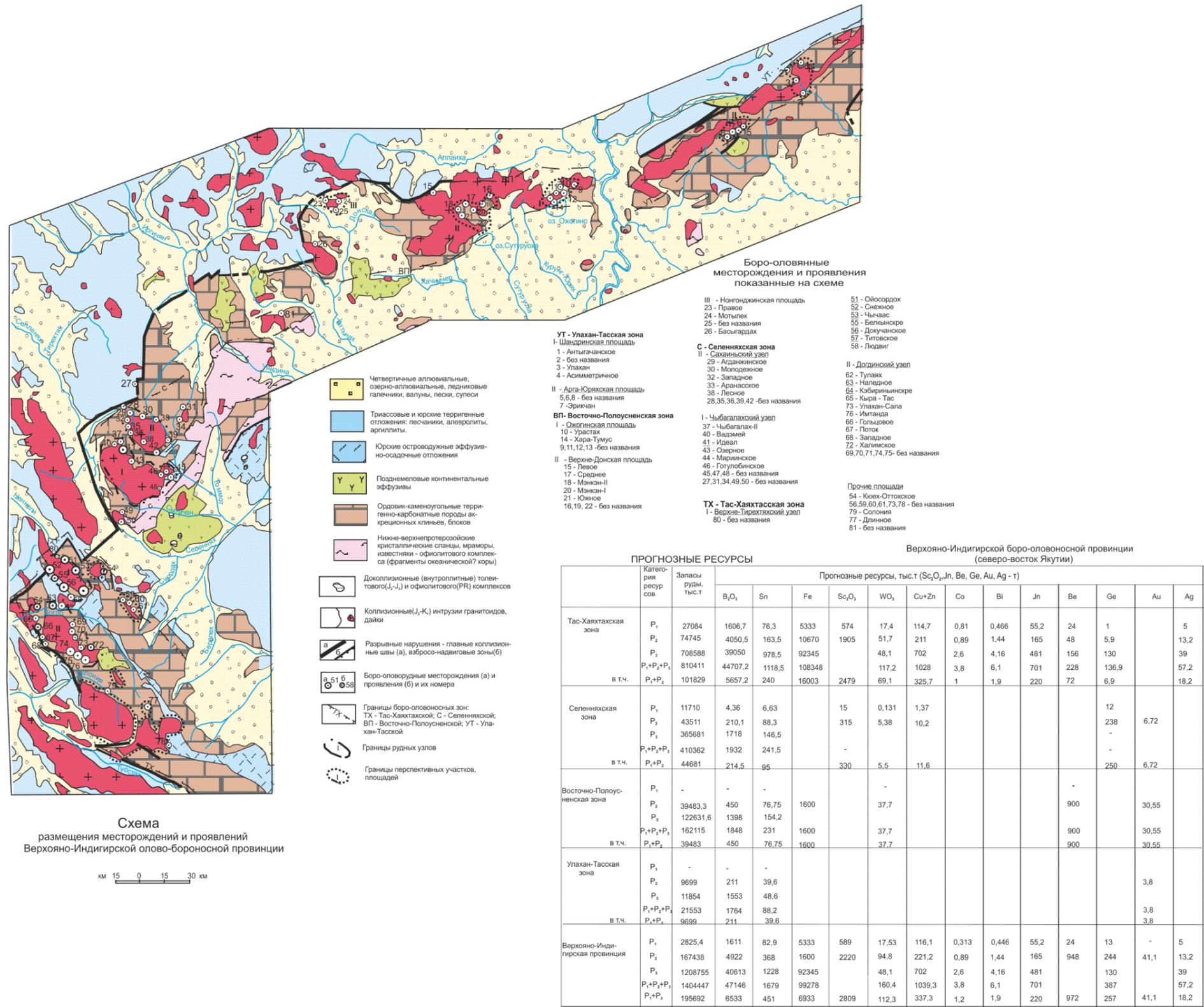


Рисунок 2.1.

Схема размещения месторождений и проявлений Верхояно-Инди́гирской олово-борноосной провинции. Составлена В.И. Панфиловым (ОАО «Янгеология»)

Сравнительная металлогения крупных континентальных, океанических плит, Тихоокеанского подвижного пояса и Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО), за исключением благороднометальной металлогении. Составлена автором.

Бассейны, группы или семейства месторождений	Крупные континентальные плиты	Океанические плиты	Тихоокеанский подвижный пояс	Верхояно-Колымская складчатая область	Особенности металлогении ВКСО
1	2	3	4	5	6
Углеводородные бассейны (нефтегазоносные, газогидратные)	+	-+	-+	-	Перспективы неясны, из-за слабой изученности
Угольные бассейны	+	-	-+	-+	Перспективы ограничены
Урановые месторождения	+	-	-+	-+	Перспективы ограничены
Бокситоносные бассейны	+	-	-+	-	Отсутствуют
Железорудные и титано-магнетитовые месторождения	+	-	-+	-+	Перспективы неясны, из-за слабой изученности
Марганцевоносные бассейны и месторождения	+	+	-	-+	Уникальное проявление алабандиновых руд Высокогорное
Хромитовые месторождения в ультрабазитах	+	-+	-	-	Перспективы неясны, из-за слабой изученности
Месторождения железоксидно-золото-медного семейства	+	-	+ -	-+	Перспективы неясны, из-за слабой изученности
Месторождения колчеданного семейства	+	+	-+	-+	Перспективы ограничены
Полиметаллические и медно-полиметаллические месторождения	+	-	-+	-+	Перспективы ограничены
Молибден-вольфрамовые и медные месторождения порфирирового семейства	+ -	-	+	-+	Перспективы неясны, из-за слабой изученности

Продолжение таблицы 2.1.

1	2	3	4	5	6
Сурьмяные и ртутные месторождения	+	-	-+	-+	Уникальное по содержаниям ртутное м-е Звездочка
Редкометалльные (тантал, ниобий, литий, бериллий и др.) месторождения в гранитоидах	+	-	-	-	Перспективы ограничены
Редкометалльные, преимущественно редкоземельные месторождения в ультрабазит-щелочных массивах	+	-	-+	-+	Только два мелких объекта – Томмотское и Горноозерное
Россыпные редкоземельные месторождения	-+	-	-+	+	Уникальные по содержаниям россыпи куларита
Оловорудные месторождения	+	-	+	+	Одна из крупнейших оловорудных провинций мира
Олово-бороносные месторождения скарнового семейства	-	-	+-	+	Одна из крупнейших олово-бороносных провинций мира

⊕ - широкое распространение, включая суперконцентрации (месторождения-гиганты); определяют минерагенический облик крупных тектонических единиц;

⊕- - распространены; определяют облик минерагенических, провинций, районов и зон в составе крупных тектонических единиц, либо представлены отдельными крупными объектами;

-⊕ - локально распространены; представлены рядовыми по масштабам объектами, но иногда с уникальными концентрациями полезного ископаемого;

- - не характерны или представлены единичными рядовыми объектами.

2.4. Металлогеническое районирование благороднометального оруденения Верхояно-Колымской складчатой области

В течение многих десятилетий, с 30-х годов прошлого века, наиболее значительная часть минерагенических исследований, посвященных региону (или охватывающих ВКСО в качестве составного элемента планетарного Тихоокеанского рудного пояса), была канализирована в направлении детального анализа оловорудной и золоторудной металлогении (Билибин Ю. А., 1934, 1955; Смирнов, 1934, 1962; Матвеев, 1960; Аникеев и др., 1966; Некрасов, 1962, 1966; Шило, 1969; Гамянин, 1974; Радкевич, 1974, 1977; Ивенсен, 1975; Флеров, 1976; Флеров и др., 1979; Ициксон, 1979; Парфенов и др., 1988; Томсон, 1988; Ненашев, 1989; Металлогеническая..., 1994; Горячев, 1998; Nokleberg et al., 1998; Константинов, 1991, 2006; Константинов и др., 2000, 2001; Схема..., 2001; Тектоника..., 2001; Стружков и др., 2008). Соответственно, схемы минерагенического районирования золотого оруденения разработаны достаточно подробно, а минерагенические единицы имеют названия принятые практически всеми исследователями. В этом отношении, мало что можно добавить. На всех схемах золотоносности ВКСО выделяется единственная золотоносная провинция Яно-Колымская (в различных вариантах – Верхояно-Колымская, Верхояно-Чукотская, Чукотско-Колымская). В последнем варианте конфигурации границы провинции (Михайлов и др., 2007; Михайлов, Некрасов и др., 2008, 2009, 2010;), в ее состав входит также Адыча-Тарынская золото-сурьмяная металлогеническая зона с месторождениями Сентачан и Сарылах и Тенькинская золото-россыпная металлогеническая зона (с крупными месторождениями и уникальными россыпями). За пределами Яно-Колымской провинции, в таком ее понимании, различными исследователями выделены металлогенические зоны и районы с преимущественно золоторудной (и россыпной) специализацией – Южно-Верхоянская (с месторождениями Нежданенское и Дуэт-Юрское), Верхоянская (с проявлением Аркачан), Средне-Янская, Право-Туостакская, Ольджо-Селенняхская, Куйгинская, Уяндино-Селенняхская, Улахан-Тасская; золотоносные районы – Куларский (с месторождением Кючус), Центрально-Омолонский (с месторождением Кубака), Охотский, Белогорский.

Яно-Колымская золотоносная провинция, ограниченная рамками юго-восточной части одноименного складчато-надвигового пояса (рисунок 2.2.) в наибольшей степени отвечает определению провинции, приведенному во вводной части главы. Во-первых, провинция размещается в пределах одной крупной геотектонической структуры региона – Яно-Колымском поясе; во-вторых, в пределах провинции сосредоточено не менее 90% запасов и прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота всей ВКСО; в-третьих, в пределах провинции имеются крупные и гигантские по масштабам месторождения (Наталкинское), в-четвертых, наиболее значительная часть запасов и прогнозных ресурсов золота сосредоточена в месторождениях одного ведущего

формационного типа – золото-кварцевого; в-пятых, провинция характеризуется единой транспортной, энергетической структурами и, в целом, единством социально-экономического пространства (Михайлов, Некрасов и др., 2010).

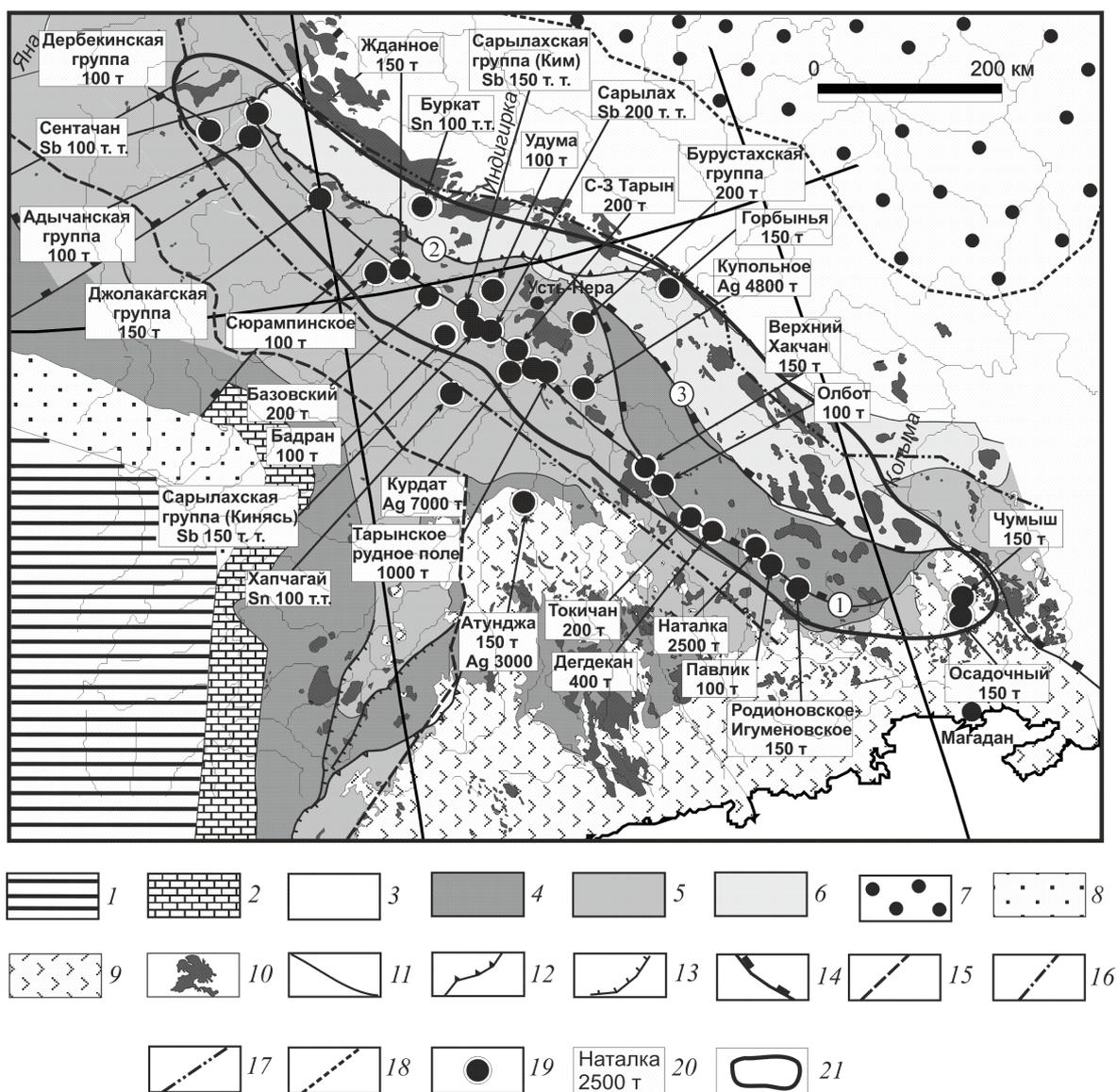


Рисунок 2.2.

Схема размещения на геологической основе наиболее крупных объектов золото-кварцевой формации в пределах Яно-Колымского пояса. Показаны также сопутствующие наиболее крупные объекты золото-серебряной, золото-сурьмяной, серебро-полиметаллической, олово-серебро-полиметаллической и вольфрам-оловянной касситерит-кварцевой формаций. Составлена А.А. Узюнкояном (ОАО «Якутскгеология») с добавлениями и изменениями автора. 1 – чехольные отложения Сибирской платформы; 2 – рифейские-позднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения Сете-Дабанского пояса; 3 – докембрийские-раннемезозойские породы Черско-Полоусненского пояса; 4 – позднепалеозойские терригенные отложения Верхоянского, Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов; 5 – триасовые-раннеюрские отложения Верхоянского, Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов; 6 – позднеюрские терригенные породы Иньяли-Дебинского сегмента Яно-Колымского пояса; 7 – средне-позднеюрские терригенные отложения Илин-Тасского пояса; 8 – позднеюрские-меловые отложения Предверхоянского пояса; 9 – меловые вулканогенные отложения Охотско-Чукотского вулканического пояса; 10 – коллизионные гранитоидные массивы Главного пояса гранитоидов пояса Черского; 11 – региональные разломы; 12 – надвиги; 13 – прочие разломы; 14 – восточная граница Верхоянского пояса; 15 – восточная граница Яно-Охотского пояса; 16 – восточная граница Яно-Колымского пояса; 17 – восточная граница Черско-Полоусненского пояса; 18 – наиболее крупные месторождения, рудопоявления, рудные поля и узлы; 19 – запасы и прогнозные ресурсы месторождений, в некоторых случаях, суммарно с потенциалом конкретных рудных полей или узлов; 20 – условный контур Яно-

Колымской золотоносной провинции. ; цифры в кружках: 1- Адыча-Тарынская система взбросов, 2- Чаркы-Индибирский надвиг, 3- Чай-Юрьинский взброс.

В размещении золоторудных объектов и золотых россыпей Яно-Колымской провинции фиксируется несколько совершенно очевидных закономерностей. Так большинство крупных россыпных объектов Центрально-Колымского района локализованы в пределах Иньяли-Дебинской синклинойной структуры (отделенной от антиклинорных структур Яно-Клымского пояса Чаркы-Индибирским надвигом и его юго-восточным продолжением – Чай-Юрьинским взбросом), где отсутствуют значительные золоторудные проявления, приуроченные к Аян-Юряхской антиклинорной структуре. В Верхне-Индибирском и Адычанском районах практически все значительные россыпи сосредоточены в пределах соответствующих антиклинорных структур, т.е. пространственно совмещены с рудными объектами. Все крупные золоторудные месторождения и проявления локализованы в пределах системы Адыча-Тарынского глубинного разлома шириной 10-40 км, причем в осевой зоне разлома (3-7 км) в области гравитационного максимума проявлено золото-сурьмяное оруденение, а золоторудное имеет подчиненное значение и ограниченные масштабы. В градиентной области к востоку и к западу от осевой зоны, но в пределах общей системы Адыча-Тарынского разлома, и локализованы практически все золоторудные объекты. Следует отметить отсутствие в пределах Яно-Колымской провинции значительных по масштабу рудопроявлений золото-сульфидной формаций. Вернее сказать, проявления есть, но они пока крайне мало изучены.

В регионе существует еще одна металлогеническая структура, которая ранее не была отмечена в соответствующих исследованиях. Речь идет о **золотоносных палеоген-неогеновых конгломератах Абыйской впадины** (рисунок 2.3.) Алазеского сегмента ВКСО. По ряду признаков данная металлогеническая единица соответствует рангу провинции, но не может быть признана таковой т.к. не имеет в своем составе объектов изученных на уровне месторождений.

Галечная составляющая конгломератов представлена карбонатными и терригенными породами, вулканитами, гранитоидами. Значительную часть составляет кварцевая галька, иногда с вкрапленностью золота (на участках Чалкин и Ветвистый). Практически отсутствуют крупные валуны диаметром более 0,3 м. Цемент конгломератов глинисто-железистый. Значительная часть золота сосредоточена в цементе и представлена, как правило, тонкой фракцией (менее 0,1-0,4 мм, редко до 1 мм) чешуйчатого золота. В единственном пересечении скважиной толщи конгломератов на почти полную мощность (410 м) на участке Чалкин, среднее содержание золота по бороздовому опробованию составляет 0,02 г/т. В пределах толщи на разных участках выделяются обогащенные горизонты мощностью от 25 до 80 м со средними содержаниями золота от 0,44 до 2,5 г/т. В цементе конгломератов на участке Спутник среднее содержание золота составляет 8,22 г/т на мощность 30,0 м.

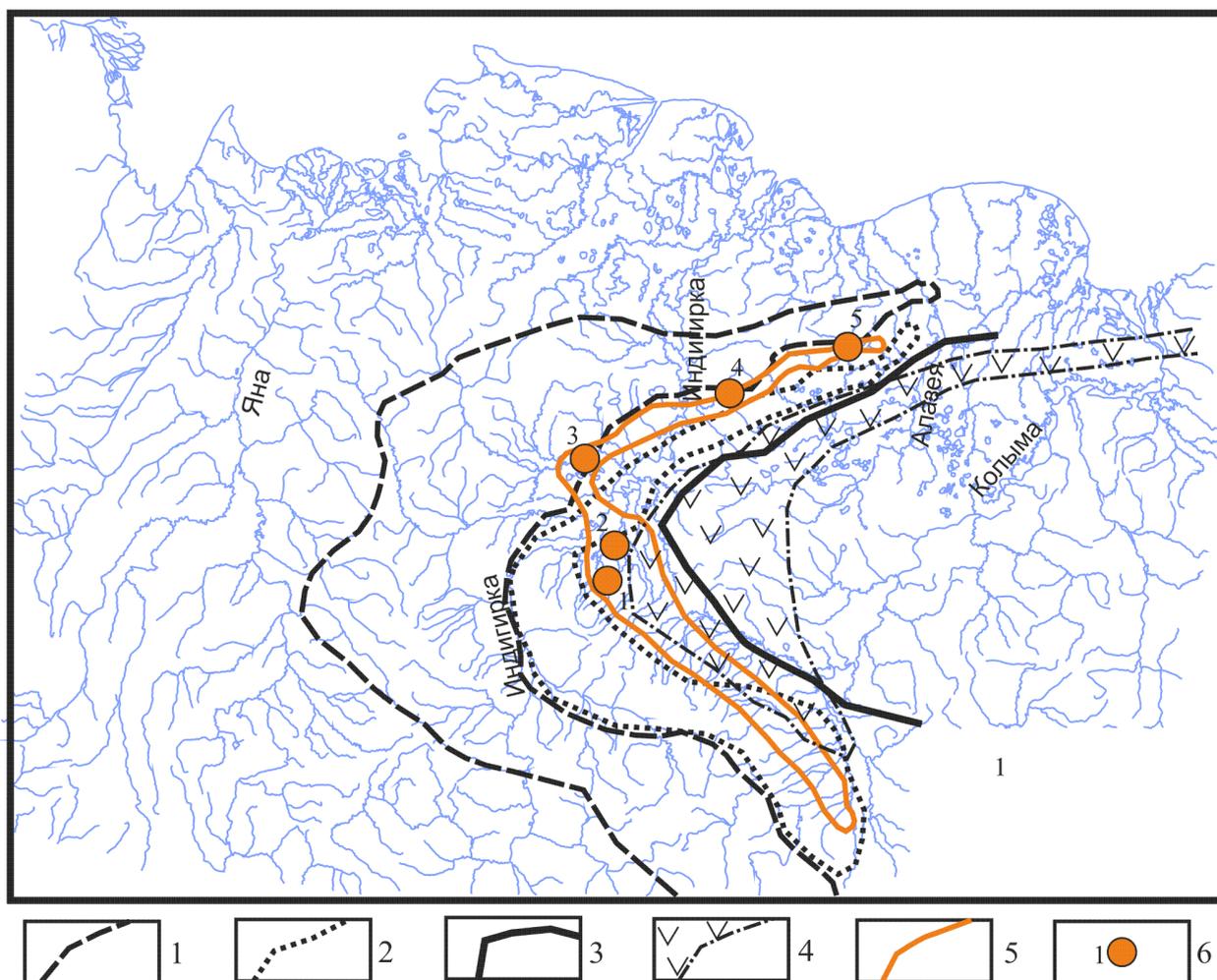


Рисунок 2.3.

Схема локализации полосы развития золотоносных палеоген-неогеновых конгломератов Момской, Абыйской и Средне-Алазейской впадин Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). Составлена автором. 1-4. Границы структур ВКСО: 1 – Черско-Полоусненского пояса (коллизийного пояса Черского); 2 – Илин-Тасского пояса; 3 –Алазейского сегмента Колымо-Омолонского массива; 4 – полей развития вулканитов Белогорского пояса; 5 – границы полосы развития палеоген-неогеновых конгломератов и галечников; 6 – участки изучения конгломератов и галечников (1- Ветвистый; 2 – Чалкин; 3 – Эстирехтях; 4 – Спутник; 5 – Деменчик).

Общий потенциал золота только по тем участкам, где установлена золотоносность собственно конгломератов составляет по разным оценкам от 1 до 2 тыс. т.

Автор не рискует определить формационную принадлежность золотоносных конгломератов, особенно учитывая полное отсутствие специализированных исследований по данной проблеме. Генезис золотого оруденения в конгломератах и источники золота также представляются проблемой, полной загадок. Во-первых, неясен механизм формирования мощных толщ сцементированных отложений, причем в определенной структурной позиции – только по периферийной предгорной части раннекайнозойских впадин Алазейского сегмента ВКСО. Во-вторых, поражает повсеместная зараженность свободным золотом мощной толщи отложений на столь огромной территории. В третьих, достаточно

сложно представить себе источники золота, учитывая мелкий и средний масштаб проявлений золота Черско-Полоусненского пояса или Алазейского сегмента, со структур которых мог осуществляться снос обломочного материала конгломератов. Незначительная часть золота крупных классов могла поступать в осадочный бассейн за счет размыва объектов золото-кварцевой формации, что доказывается находками валунов и галек кварца с золотом. Можно предположить, что источником мелких и тонких классов золота были крупнообъемные объекты карлинского типа, т.к. золотоносность сопровождается знаками киновари по всем водотокам, дренирующим конгломераты. Но все это не объясняет тотальную зараженность конгломератов золотом и формирование обогащенных горизонтов значительной мощности. Должны были существовать какие-то специфические физико-химические условия (морфоструктурный и геохимический барьеры?) для формирования полосы распространения золотоносных конгломератов именно той конфигурации, которую мы наблюдаем. Эти вопросы еще ждут своего решения. Следует отметить, что золотоносные конгломераты и галечники с тонким золотом, в том числе, и мезо-кайнозойские распространены исключительно в пределах структур континентальных плит.

Специальные крупные исследования по металлогении серебра Верхояно-Колымской складчатой области не проводились, соответственно не существует отдельных схем металлогенического районирования в отношении серебряного оруденения. В обобщающих исследованиях (Металлогеническая..., 1994; Тектоника..., 2001) в пределах региона выделены металлогенические зоны, где серебро является лишь одним из профилирующих металлов, наряду с золотом, оловом, сурьмой и полиметаллами. Это Южно-Верхоянская, Томпо-Дельнинская, Эккючу-Билляхская, Западно-Верхоянская, Тарынская, Тас-Кыстабытская, Тас-Хаяхтахская, Северо-Полоусненская.

Впервые, возможность выделения в пределах региона серебрянорудной провинции обсуждалась в работе А.В. Костина с соавторами (1995) и М.М. Константинова с соавторами (2003), где она была обозначена только в границах Западно-Верхоянского геолого-экономического района с месторождением Прогноз и Мангазейским рудным полем. Более определенные очертания и характеристику Западно-Верхоянская серебрянорудная провинция приобрела после проведения специализированных прогнозно-поисковых работ в Западном Верхоянье (Соловьев, Некрасов, 2002ф; Некрасов А.И., 2003ф; Федянин, Некрасов, 2005ф), инициированных доктором А.И. Кривцовым. Современное обоснование Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции предложено в работах автора (Некрасов, 2007; Аристов, Некрасов, 2010). Минерагеническая схема ВКСО на основе серебряного

оруденения предложена в работе автора (Некрасов, 2011). В настоящем исследовании все эти данные дополнены и обобщены.

В пределах Верхояно-Колымской складчатой области локализованы две провинции – Западно-Верхоянская серебрянорудная и Яно-Индибирская серебряносная (рисунок 2.4.), приуроченные к различным геотектоническим структурам и отличающиеся разным составом формационных рядов серебряного и серебряносодержащего оруденения. Приведенные ниже (в главе 5) оценки минерагенического потенциала провинций дают представление о масштабах собственно серебрянорудного и попутного серебряного оруденения региона и свидетельствует о наличии в пределах ВКСО качественной минерально-сырьевой базы серебра мирового значения.

Большинство объектов **Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции** сосредоточены в Орулганском и Западно-Верхоянском сегментах Верхоянского складчато-надвигового пояса в полосе юго-восточного простирания протяженностью 100 км и шириной 70-250 км (рисунок 2.4.). В этой части провинции преобладают объекты собственно серебряной (серебро-сурьмяной) формации. Далее к юго-востоку полоса развития серебрянорудных объектов прослеживается в широтном направлении вдоль Томпо-Делиньинского поперечного ряда гранитоидных интрузий (через геологические структуры Яно-Охотского пояса), маркирующих одноименную зону разрывов Вилуйско-Полоусненской системы разломов. Здесь также развиты объекты серебро-сурьмяной формации. Наконец, юго-восточный фланг провинции трассируется вдоль западных структур Яно-Колымского пояса, где распространены объекты серебро-полиметаллической и олово-серебро-полиметаллической формаций. Охарактеризованный разворот полосы развития серебрянорудных объектов провинции подчеркивает интерференцию продольных структур верхоянских мезозоид и поперечных структур Вилуйского клинораздвига (Вилуйско-Полоусненской системы разломов). Субпараллельное простирание северо-западного и юго-восточного флангов провинции подчеркивает субширотное левосдвиговое смещение структур с амплитудой до 300 км по Томпо-Делиньинской зоне разломов. В пределах провинции условно выделены северный, южный фланги и центральная часть (рисунок 2.4.) отличающиеся разной степенью изученности и достоверности оценок прогнозных ресурсов.

Преобладание в пределах провинции благороднометального (серебряного и в гораздо меньшей степени золотого) оруденения не исключает сложную внутреннюю структуру (зональность) оруденения различных секторов провинции.

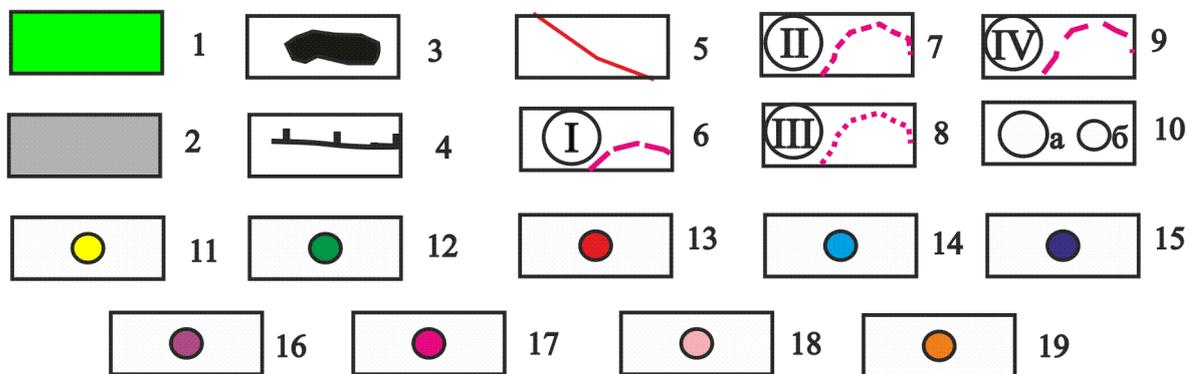
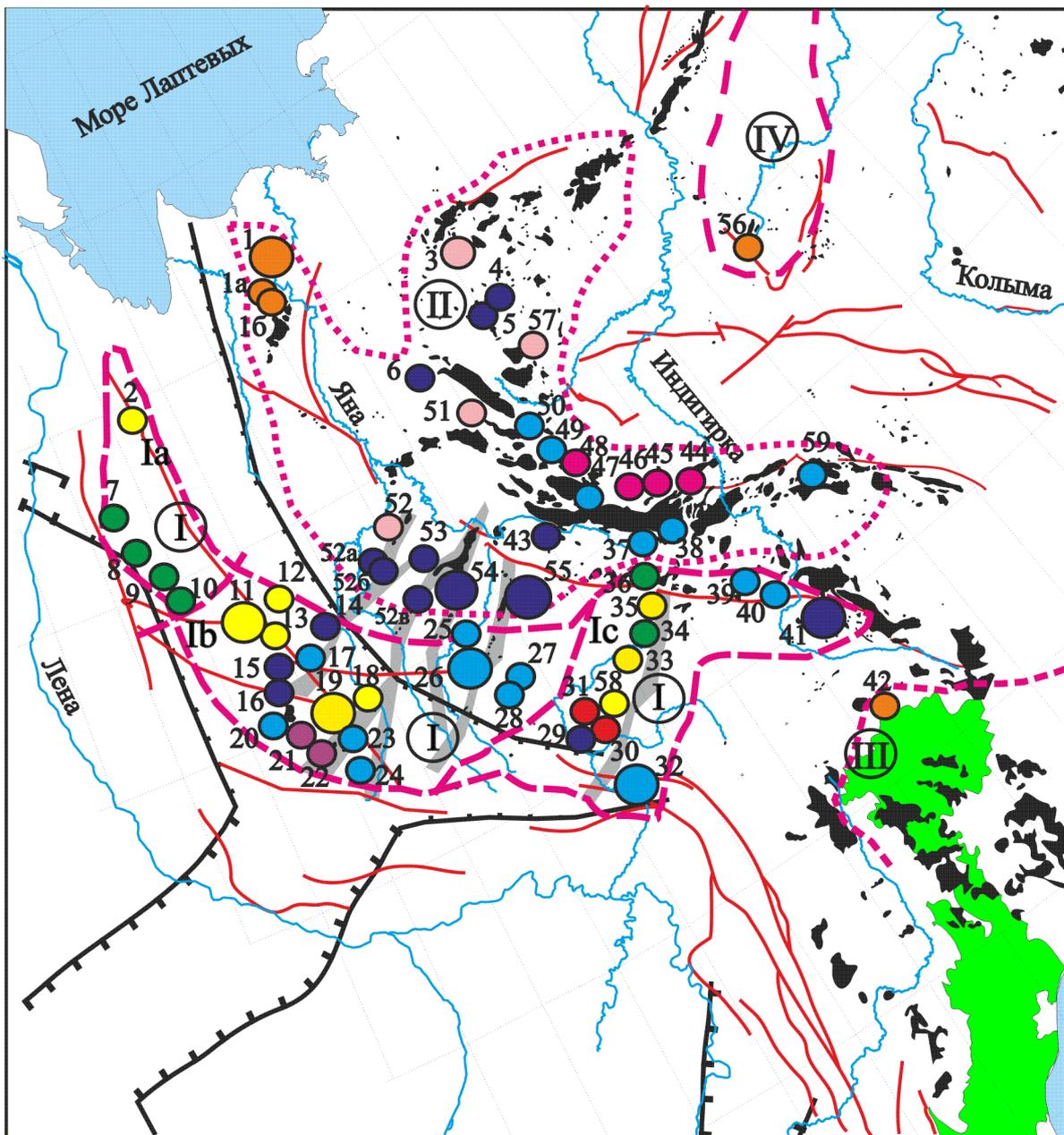


Рисунок 2.4.

Сереброносные рудные районы и провинции Верхояно-Колымской складчатой области. Масштаб – 1:10 000 000. Составлен автором. 1 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 2 – поперечные ряды гранитоидных интрузивов; 3 – гранитоидные батолиты Главного и Северного поясов; 4 – среднепалеозойские погребенные рифты Виллойско-Полоусненской системы; 5 – региональные разрывы; 6 – Западно-Верхоянская серебрянорудная провинция провинция (Ia – северный фланг, Ib – центральная часть, Ic – южный фланг); 7 – Яно-Индибирская провинция (II); 8 – Охотский рудный район (III); 9 – Белогорский рудный район (IV); 10 – месторождения (а), перспективные рудопроявления (б) и их номера: Западно-Верхоянская серебрянорудная провинция – 2-Южное, 7-Верхне-Сынчинское, 8-Менгелюченское, 9-Куоландинское, 10-Собопольское, 11-Кимпиче-Берелехское рудное поле (Скрытое, Берелехское, Промежуточное, Кимпиче), 12-Ветреное, 13-Болчогор, 14-Меникен, 15-Быйыттах; 16-Хосское, 17-Березкинское, 18-Егор, 19-Мангазейское рудное поле (Бурное, Мухалканское, Мангазейское, Стержневое, Восточное, Мысовое, Нижнее-Эндыбальское, Безымянное, Порфиоровое, Вертикальное, Привет, Жильное), 20-Лево-Эчийское, Хадарыннинское, 21-Чочимбальское, 22-Кысылтасское, 23-Орогондя, 24-Болбукское, 25-Медвежье, 26-Прогноз, 27-Сюрприз, 28-Эгелях; Аллара-Сахский рудный узел (29-Право-Хунхадинское, Холоднинское, Брамин, 30-Ночка, 31-Хачакчан); 58-Верхнеимниканский рудный узел; 32-Верхне-Менкеченское, 33-Скалистое, 34-Заря, 35-Восточное, Вершинное, 36-Кестелен; 39-Курдат, 40-Вешнее, 41-Купольное; Яно-Индибирская серебряносная провинция – 1-Мастах, 1а-Кыллах, 1б-Альфа, 3-Укачилкан, 4-Булат, 5-Юбилейное, 6-Хастыр, 37-Дарпирчан, 38-Сюрюге, 43-Бургавли, 44-Авар, 45-Хотойдох, 46-Умба, 47-Восточное, 48-Этынское, 49-Агаткино, 50-Право-Докучанское, 51-Амандыкан, 52-Кестер, 52а-Хотон-Хая, 52б-Улахан-Эгелях, 52в-Быстрое, 53- Бургочан, 54- Илин-Тас, 55-Алыс-Хая, 57-Берендей; 59-Тас-Кыстабыт; Охотский серебряносный район – 42-Куйдусунская площадь; Белогорский серебряносный район – 56-Зимнее; месторождения и проявления: 11 – собственно серебряной (сурьмяно-медно-серебряной) субформации серебро-сурьмяной формации; 12 – свинцово-сурьмяно-серебряной субформации серебро-сурьмяной формации; 13 – ртутно-серебряной субформации серебро-сурьмяной формации; 14 – серебро-полиметаллической формации; 15 – олово-серебро-полиметаллической субформации олово-серебряной формации; 16 – золото-серебро-полиметаллической формации; 17 – золото-серебро-колчеданно-полиметаллической формации; 18 – серебро-содержащей полиметаллической формации; 19 – золото-серебряной формации.

Во фронтальной зоне (обращенной в сторону Сибирской платформы) северного фланга провинции преобладают проявления свинцово-серебро-сурьмяной субформации серебро-сурьмяной формации вплоть до развития сурьмяно-полиметаллического оруденения практически не содержащего серебра. В тыловой зоне развиты собственно-серебряные проявления сурьмяно-медно-серебряной субформации.

Южный фланг характеризуется интерференцией золотого оруденения Яно-Колымской провинции и серебряного Западно-Верхоянской. Совмещенная продольно-поперечная (диагональная) зональность в юго-восточном направлении от Яно-Колымского к Черско-Полоусненскому поясу (рисунок 2.4.) выражена в смене объектов касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций с низкими (до первых десятков г/т) концентрациями серебра в рудах (Хапчагайское проявление) оруденением серебро-полиметаллической формации (Курдатская группа проявлений) и далее к юго-востоку олово-серебро-полиметаллическим оруденением (проявления Тарынской субвулканической структуры и ее обрамления в т.ч. месторождение Купольное).

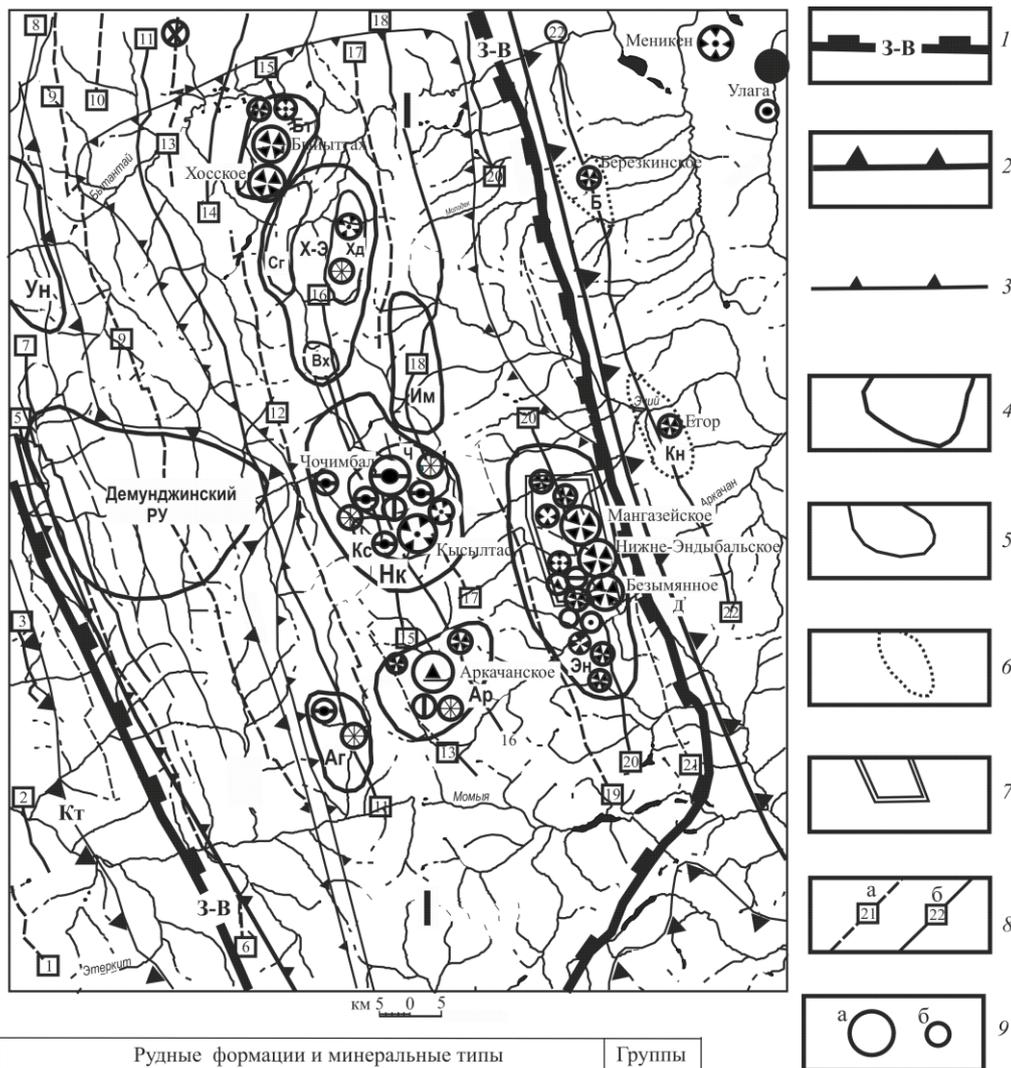
Наиболее изучена в отношении внутренней зональности оруденения центральная часть Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции (Некрасов, 2004^д, 2006ф; 2010) и, в частности, серебряное оруденение Куранахского (Западно-Верхоянского) сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (рисунок 2.5.). В Западно-Верхоянском сегменте традиционно выявлены две крупные структуры второго порядка, являющиеся, по сути,

самостоятельными тектоническими мегапластинами – Куранахский антиклинорий и Сартангский синклинорий. Граница этих двух структур определяется субмеридиональной зоной Главного Верхоянского разлома, который в пределах Западно-Верхоянского сегмента носит название Ньюектаминской зоны глубинного разлома.

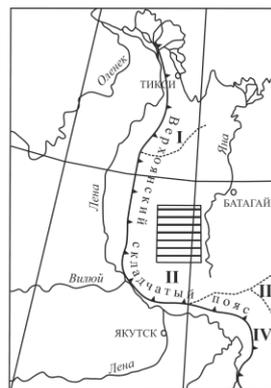
Приведенная граница выражается сменой широких, открытых флексуровидных складок Куранахского антиклинория, щелевидными синклиналями и брахиморфными антиклиналями Сартангского синклинория. В гравитационном поле Ньюектаминский разлом выражен градиентной зоной, по которой Эчийский гравитационный минимум в западной части района, к востоку сменяется близнулевым полем.

Швы Ньюектаминской системы разломов определяют западную и восточную границы рудных полей и узлов. Северная же и южная границы контролируются субширотными швами Северо-Тирехтяхской системы разломов, представляющих Западно-Верхоянскую часть надрегиональной Виллойско-Полоусненской системы. Данная система разломов выражена серией субвертикальных уступов (сбросов), практически без сдвиговой составляющей, в которой все северные блоки последовательно опущены по отношению к южным. На пересечении Верхоянской и Северо-Тирехтяхской разрывных систем локализованы гранитоиды и кислые субвулканы, что резко отличает район от остальной, практически амагматичной центральной части Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции.

Западно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса, в целом, характеризуется разнообразной металлогенией. В центральной части сектора (рисунок 2.5.) выделяется Западно-Верхоянская минерагеническая зона. Отличительной чертой зоны является широкое развитие благороднометального оруденения (серебро, в меньшей степени золото). К западу и востоку от Верхоянской минерагенической зоны благороднометальное оруденение проявлено спорадически и почти на всех объектах является сопутствующим, за исключением Кюнкюнюрской и Березкинской перспективных площадей, непосредственно примыкающих к восточной границе Западно-Верхоянской зоны (рисунок 2.5.). С востока на запад в пределах металлогенической зоны серебро-полиметаллическое оруденение сменяется золотым и золото-серебро-полиметаллическим и далее к западу золото-полиметаллическим с преобладанием меди. С юга на север по оси минерагенической зоны – золото-редкометальная и золото-мышьяковая минерализация сменяется золото-серебро-полиметаллической и золото-полиметаллической, далее к северу – серебро-полиметаллической и серебро-медной. Эта зональность осложняется концентрической зональностью вокруг мелких гранитоидных штоков и появлением в зонах влияния ветвей Северо-Тирехтяхского разлома сурьмяной и ртутной минерализации.



Рудные формации и минеральные типы		Группы формаций	
Ведущие минеральные типы	Формации и субформации		
	пирит-галенит-сфалеритовый	Свинцово-цинковая	Сульфидно-полиметаллическая
	халькопирит-галенит-сфалеритовый	Полиметаллическая	
	касситерит-станнин-арсенопиритовый галенит-сфалеритовый	Олово-серебро-полиметаллическая	
	золото-арсенопирит-пиритовый блеклорудно-сфалерит-галенитовый	Золото-серебро-полиметаллическая	
	сульфосоляно-сфалерит-галенитовый серебро-сульфосолянный	Серебро-полиметаллическая	
	серебро-тетраэдритовый серебро-сульфосолянный	Собственно серебряная (сурьмяно-медно-серебряная)	Золото (мышьяко-вистое) - сульфидная
	арсенопиритовый арсенопирит-пиритовый арсенопирит-пирротин-пиритовый	Золото-мышьяковая	
	арсенопирит-пиритовый халькопирит-галенит-сфалеритовый	Золото-полиметаллическая	Золото-кварцевая (мало сульфидная)
	золото-висмутин-халькопирит-пиритовый вольфрамит-арсенопиритовый молибденитовый	Золото-редкометалльная	
	арсенопирит-пирит-халькопиритовый	Золото-медно-порфировая	Сурьмяно-ртутная
	джемсонит-антимонитовый	Сурьмяная	
	фрейбергит-джемсонит-антимонитовый	Серебро-свинцово-сурьмяная	
	киноварь-антимонитовый	Золото-сурьмяно-ртутная	
	киноварь-дикситовый	Ртутная	



Центральная часть Западно-Верхоянской металлогенической зоны. I-IV - секторы Верхоянского пояса: I-Орулганский; II-Западно-Верхоянский; III-Восточно-Верхоянский; IV-Южно-Верхоянский

Рисунок 2.5.

Схема металлогенического районирования центральной части Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Составлена автором. 1 – границы Западно-Верхоянской золото-серебро-полиметаллической металлогенической зоны; 2 – восточная граница Китинской (Кт) золото-полиметаллической минерагенической зоны и западная граница Дулгалахской (Д) олово-серебро-полиметаллической и сурьмяно-ртутной металлогенической зоны; 3 – границы Аркачан-Эчийского (I) и Ундюлюнг-Немичанского (II) рудных районов; 4 – контуры установленных и прогнозируемых рудных узлов: установленные – Эндыбальский (Э) золото-свинцово-сереброносный, Аркачанский (Ар) рудно-россыпной золотоносный, Нюектаминский (Нк) рудно-россыпной золото-серебро-полиметаллический, Хобойоту-Эчийский (Х-Э) вольфрам-оловоносный и золото-полиметаллический, Быйыттахский (Бт) серебро-полиметаллический, прогнозируемые – Агденужский (Аг) серебро-полиметаллический, Демунджинский (Дм) полиметаллический, Имтондинский (Им) серебро-полиметаллический, Ундюлюнгский (Ун) медно-полиметаллический; 5 – контуры установленных и прогнозируемых рудных полей: установленные – Кысылтасское (Кс) золото-серебро-полиметаллическое, Чочимбальское (Ч) золото-полиметаллическое, прогнозируемые – Согинское (Сг) золотоносное, Хадараньинское (Хд) полиметаллическое, Верхнемолодокское (Вх) золотоносное; 6 – контуры перспективных серебро-полиметаллических площадей: Кюнкюнюрской (Кн) и Березкинской (Б); 7 – контур Мангазейского сереборудного поля; 8 – оси основных (цифры в квадратах): а - синклиналей: 1-Куслангинской, 4-Икячанской, 6-Оттуктахской, 9-Мастахской, 10-Кимпиченской, 12-Сеймчанской, 13-Мойгуракской, 17-Верхнемолодокской, 19-Сутанинской, 21-Ергеннехской; б – антиклиналей: 2-Этеркитской, 3-Эмчечинской, 5-Конийской, 7-Демуджинской, 8-Меретинской, 11-Саганджинской, 14-Орулаччинской, 15-Имтанджинской, 16-Кыгылтасской, 18-Сулбалахской, 20-Эндыбальской, 22-Кюнкюнюрской; 9: а – месторождения и их названия; б – рудопроявления и их названия.

Совмещение в пределах конкретных рудных полей и даже на уровне рудных тел, промышленной значимых концентраций золота, серебра, полиметаллов, а иногда меди, сурьмы, олова и ртути обусловлено несколькими факторами.

1. Трехслойное строение верхней части земной коры региона: докембрийский кристаллический фундамент, ранне-среднепалеозойский карбонатный чехол с рифтогенными вулканами, поздне-палеозойский-раннемезозойский терригенный верхоянский комплекс. Породы докембрийского фундамента могли служить источником золота, а породы доверхоянского чехла – серебра, меди и полиметаллов (Некрасов, 2004^е, 2006^б; Некрасов, Костин, 2005).

2. Верхоянский элизионный палеобассейн в позднем палеозое – раннем мезозое развивался в условиях, способствующих накоплению первичных концентраций рудных элементов (Некрасов, 2004^б). Такие концентрации фиксируются на определенных стратопорядках, что определяет литолого-структурный контроль оруденения (Константинов 2006; Некрасов, Некрасов, 2004^{б, е}, Некрасов, Костин, 2005).

3. На пересечении систем глубинных разломов древнего (дофанерозойского) заложения в породах верхнего этажа коры сформировалась магматическая колонна, разные глубинные уровни которой, генерировали различные типы оруденения. Совокупность разноуровневых интрузивов и их метаморфических ореолов, часто интерпретируется как гранито-гнейсовый купол (Гриненко, Стогний, 1992).

4. Продольная и поперечная зональность оруденения Западно-Верхоянской зоны обусловлена выводом на современную поверхность различных уровней глубинности рудно-магматической колонны. Зоны сурьмяно-ртутной, наложенной минерализации, фиксируют участки наиболее поздней активности основных систем глубинных разломов (Некрасов, 2006ф, Федянин и др., 2005ф).

Последний тезис иллюстрируется общей вертикальной зональностью оруденения в пределах Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции. Складчатые пояса внешней коллизионной зоны ВКСО (Верхоянский, Яно-Охотский и Яно-Колымский) по большей части, являются амагматичными. Современная структура ВКСО «создает впечатление» постепенного погружения поперечных рядов магматитов по направлению от коллизионной зоны тектонического сжатия (Черско-Полоусненский пояс) в сторону Сибирской платформы. Это обусловлено сочетанием как уменьшающейся насыщенности поперечных структур магматитами по направлению к Сибирской платформе, так и уменьшением величины эрозионного среза в том же направлении. В итоге, в пределах Яно-Колымского пояса наблюдаются, как правило, корневые зоны гранитоидных интрузий, в Яно-Охотском поясе фиксируется верхний эрозионный срез гранитоидов, а в структурах Верхоянского пояса развиты, в основном, субвулканы или надинтрузивные роговиковые поля, при залеганиях кровли интрузивов на глубинах от нескольких сот м до более 1 км.

Данный факт определяет поперечную зональность серебряного оруденения вкосте простирающейся Западно-Верхоянской провинции. В общем случае, в западной части провинции наиболее широко распространены объекты «удаленной» серебро-сурьмяной формации, сопровождаемые метасоматитами аргиллизитового ряда. По мере увеличения эрозионного среза серебро-сурьмяное оруденение сменяется серебро-полиметаллическим с метасоматитами березитовой формации и далее на восток олово-серебро-полиметаллическим оруденением, различных серебро-содержащих формаций сопровождаемых пропилитизацией в вулканогенных толщах и грейзенизацией в терригенных. Здесь трудно отделить восточный фланг Западно-Верхоянской провинции от соседней Яно-Индибирской провинции сереброносной (рисунок 2.4.), где серебро-содержащие объекты, связанные с пропилитами и грейзенами, составляют основу ее минерально-сырьевой базы. Безусловно, зональность осложнена надвиговыми и взбросовыми деформациями. В пределах конкретных рудных узлов и полей она дополнительно осложнена их блоковой фрагментацией, вплоть до формирования «обратной» зональности, как это будет показано на примере Мангазейского рудного поля. Наиболее отчетливо латеральная поперечная зональность серебряного оруденения ВКСО проявлена в распространении различных типов серебряного оруденения в охарактеризованной выше Западно-Верхоянской серебрянорудной и Яно-Индибирской сереброносной провинциях.

Яно-Индибирская сереброносная провинция (рисунок 2.4.), выделенная автором (Некрасов, 2011), охватывает северо-восточные части Яно-Охотского, Яно-Колымского поясов, центральную и северную части Черско-Полоусненского пояса.

Определение сереброносная (в отличие от Западно-Верхоянской сереброрудной) в названии Яно-Индибирской провинции отражает тот факт, что во всех объектах данной минерогенической единицы серебро является лишь одним из основных компонентов (наряду с оловом, вольфрамом, полиметаллами и редкими металлами) или значимым попутным компонентом и его ценность в рудах не превышает 50%. В пределах Яно-Индибирской провинции неизвестны объекты серебро-сурьмяной формации. Минеральные парагенезы, присущие рудам этой формации, фиксируются только на отдельных стадиях полистадийного процесса минералообразования. При этом, минерально-сырьевой потенциал провинции практически не уступает таковому Западно-Верхоянской сереброрудной провинции. Основой его являются объекты серебро-полиметаллической, олово-серебро-полиметаллической и касситерит-сульфидной и касситерит-кварцевой формации и, в меньшей степени, объекты серебро-колчеданно-полиметаллической и серебросодержащей полиметальной формаций.

Положение объектов провинции вблизи и непосредственно в шовной зоне (Черско-Полоусненский пояс) коллизии обуславливает существенно иную геолого-структурную позицию серебросодержащего оруденения, чем во внешней зоне коллизии (Западно-Верхоянская провинция). Серебро-полиметаллическое и олово-серебро-полиметаллическое оруденение тяготеет к флангам оловорудных узлов и рудных полей. Сопутствующее серебряное оруденение гидротермальных и грейзеновых полиметальных (редкометальных), проявлено на поздних стадиях сложного многофазного процесса рудообразования. Серебро-колчеданно-полиметаллическое оруденение развито на периферии зон развития субвулканов и экструзивных куполов среднего-кислого состава, комагматичных осадочно-вулканогенной позднеюрской толще вулканоплутонического пояса Черского.

Поперечная зональность оруденения Яно-Индибирской провинции выражена в преобладании в западной части (Яно-Охотский и Яно-Колымский пояса) оруденения серебро-полиметаллической и олово-серебро-полиметаллической формаций, а в восточной части (Черско-Полоусненский пояс) объектов серебро-колчеданно-полиметаллической формации (рисунок 2.4.). Продольная зональность обусловлена сосредоточением объектов серебро-полиметаллической и серебро-колчеданно-полиметаллической формаций в юго-восточной и центральной частях провинции (фронтальная зона коллизии), а в северо-восточной части провинции (периферийная зона коллизии), преобладает оруденение олово-серебро-полиметаллической и серебросодержащей полиметальной формаций (рисунок 2.4.).

Платинометальное оруденение ВКСО изучено настолько фрагментарно, что нет оснований для выделения в пределах региона минерогенических единиц ранга провинции. Пояса, районы и рудные зоны также могут быть выделены только условно, в качестве потенциально пер-

спективных. Такое структурно-формационное и рудно-формационное районирование (рисунок 2.6. – 2.9.) демонстрирует общее совпадение потенциально платиноносных минерагенических единиц региона с его общим структурным планом и отражает приуроченность платиносодержащих рудных формаций к основным геолого-тектоническим структурным элементам ВКСО и составляющим их структурно-вещественным комплексам. Все, сколь-нибудь значимые проявления платинометалльного оруденения относятся к труднообогатимым и технологически проблемным. В любом случае, платинометалльный потенциал ВКСО представляет интерес для дальнейших исследований, хотя и не является определяющим для минерагенического облика региона.

Таким образом, в пределах региона можно выделить три крупные благороднометалльные минерагенические единицы в ранге провинций, в значительной степени определяющие как общую минерагению ВКСО, так и ее индивидуальный облик.

Это Яно-Колымская золотоносная провинция (включая золото-сурьмяные объекты Адача-Тарынской зоны, а также уникальные четвертичные россыпи Верхне-Колымского, Верхне-Индигирского и Адычанского районов), Западно-Верхоянская серебрянорудная провинция с уникальными по качеству руд собственно серебряными месторождениями и Яно-Индигирская серебряноносная провинция с олово-серебро-полиметаллическими, серебро-колчеданно-полиметаллическими и серебросодержащими вольфрам-оловянными объектами.

Неповторимый «минерагенический паспорт» региона на уровне крупных единиц ранга провинций, кроме трех перечисленных благороднометалльных, определяет наличие Верхояно-Колымской оловоносной и Верхояно-Индигирской олово-бороносной (включая объекты скарново-магнетитовой формации) провинций. В общем виде, все эти провинции с частичным перекрытием кулисообразно подстраивают друг друга по оси позднемезозойской внутриплитной коллизии (рисунок 2.8.).

В общем случае, с запада на восток, от внешней к внутренней зоне коллизионной системы закономерно (с поправкой на развитие блоковых, надвиговых и покровно-чешуйчатых структур, осложняющих зональность) меняется характер оруденения. То есть, можно говорить об ортогональной зональности по отношению к фронтальной зоне коллизии (рисунок 2.10).

Во внешней зоне (Верхоянский, западные сегменты Яно-Охотского пояса) преобладает низко- и среднетемпературное оруденение средних и малых глубин формирования рудоносных флюидов коровой природы – Западно-Верхоянская серебрянорудная провинция, золоторудные узлы с наиболее значимыми объектами (Дуэт, Нежданинское, Аркачан, Ключос).

Рис. 2.6.а

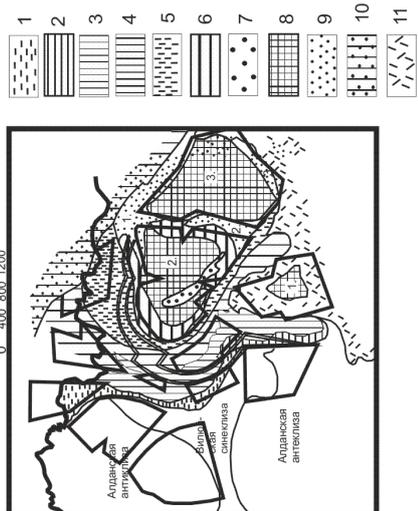


Рис. 2.6.б

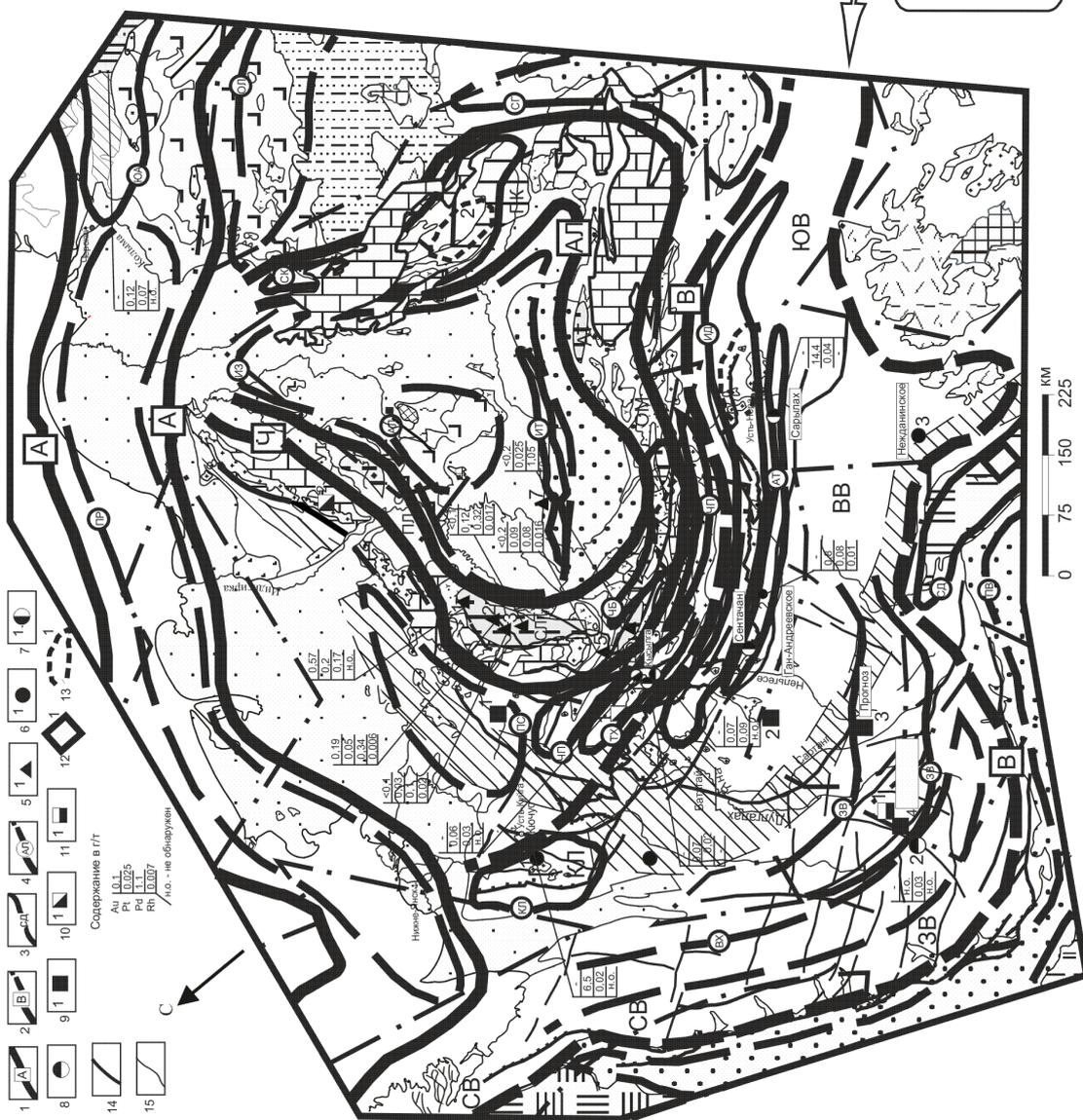
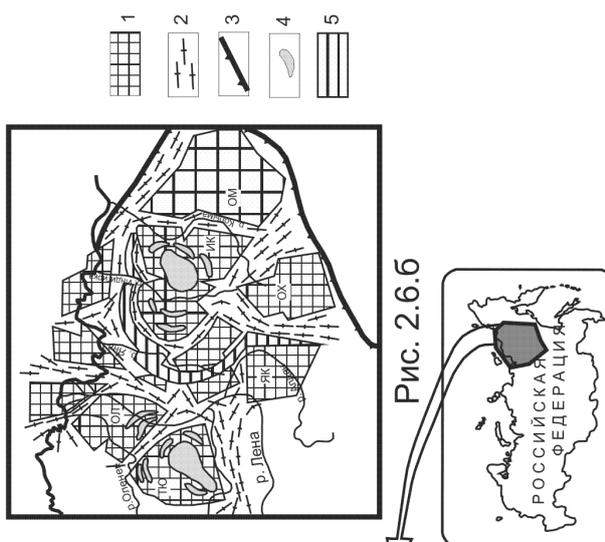


Рисунок 2.6.

Группы структурно-формационных комплексов (СФК) крупных структур земной коры	Генетические типы СФК	Геодинамические типы СФК	Характеристика формаций в составе СФК	Знак на карте	Региональные, местные комплексы, их индексы
Метаморфические	Интраконтинентальные, протрифтогенные на угонной континентальной коре	Интраконтинентальные, протрифтогенные на угонной континентальной коре	Полиметаморфические вулканогенно-терригенные карбонатно-терригенные СФК, нерасчлененные		Метаморфические комплексы Приколмоного подъятия, восточной окраины Сибирской платформы, Омолонского, Охотского массива (РР)
	Раннекаембрические СФК фундамента древних платформ	Раннекаембрические СФК фундамента древних платформ	Глубокометаморфизированные породы различных СФК в составе фундамента Верхне-Колымской складчатой области (ВКСО), нерасчлененные		1. Раннекаембрический комплекс Охотского и Омологского массивов 2. Контуры поребричных древних платформ фундамента ВКСО (А)
Осадочные	Интраконтинентальные, протрифтогенные и рифтогенно-континентальные, осадочные в пространстве в структуре базит-ультрабазитового пояса Черского	Интраконтинентальные, протрифтогенные и рифтогенно-континентальные, осадочные в пространстве в структуре базит-ультрабазитового пояса Черского	Коматит-базальтовая и перидотит-линоксенит-габбро-норитовая формации и ассоциирующие с ними метаморфиты, зеленосланцевой, плаукофановой и элиодит-амфиболитовой фаций по терригенным породам.		Кылахаский комплекс (РР-РЗ, К) Алазейской зоны
	Интранконтинентальные, протрифтогенные и рифтогенно-континентальные, осадочные в пространстве в структуре базит-ультрабазитового пояса Черского	Интранконтинентальные, протрифтогенные и рифтогенно-континентальные, осадочные в пространстве в структуре базит-ультрабазитового пояса Черского	Дунит-сабдиорит-габбро-веригитовая, дунит-клинопироксенит-сабдиоритовая, габбро-веригитовая (с несоразмерной расчлененностью), пикрит-шелочно-базальтовая и шелочная оснано-ультраосновная и ассоциирующие с ними метаморфиты филлитовой, зеленосланцевой и элиодит-амфиболитовой фаций по карбонатно-вулканогенно-терригенным породам, нерасчлененные		Катынский, Ундинский, Тавандиинский, Мурилканский, Чибатагал-ский и др. комплексы (РЗ ₁ , РЗ ₂ , Томогский, Булугуский и др. комплексы РЗ ₁ , РЗ ₂ , РЗ ₃)
	Тафрогенный (континентально-рифтогенный)	Тафрогенный (континентально-рифтогенный)	Вулканогенно-терригенный и вулканогенно-терригенный комплексы кислого и кислого повышенной основности состава, нерасчлененные		Кедонский комплекс Омолонского массива (D ₁ -C ₁ kd)
	Рифтогенных поясов с неполным океаническим расширением (океаниконтинентальный рифтогенез)	Рифтогенных поясов с неполным океаническим расширением (океаниконтинентальный рифтогенез)	Пояс субвулканов, малых тел, покровов и дав шелочного основного-ультраосновного состава (перидотиты, асфескиты, пикриты, трахбазальты, зирин-арфедсонитовые граниты)		Бурхала-Оперский комплекс (Т ₁ -J)
	Предколлазионный континентальный рассеянный рифтогенез (ранние фазы внутриплитной коллизии)	Предколлазионный континентальный рассеянный рифтогенез (ранние фазы внутриплитной коллизии)	Терригенно-вулканогенные, вулканогенные отложения, преимущественно бимодальные вулканиты (базальты, андезитобазальты, дациты, риолиты) и коматитовые субвулканы, дайки, малые тела		Ундино-Ясанненский комплекс (J ₁ -J ₂)
	Плутогенные комплексы вугриплитной коллизии	Плутогенные комплексы вугриплитной коллизии	Пояс гранитовых батолитов ВКСО (габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, адзельгиты, гранодиориты, граниты, коматитовые дайки, штоки, субвулканы).		Комплексы гранитных батолитов: Приколмоного (К ₁) Поверенных родов (К ₂) Северного пояса (К ₃)
	Океаниконтинентальный, эликоллазионный и недобученные вулканогенно-терригенные пояса	Океаниконтинентальный, эликоллазионный и недобученные вулканогенно-терригенные пояса	Мультимодальные, преимущественно кислые вулканиты и коматитовые им малые тела и субвулканы. Крупные интрузии, преимущественно кислого состава		Охотско-Чукотский пояс (К ₄)
	Тафрогенный, протоплатформенный чехол молодых платформ	Тафрогенный, протоплатформенный чехол молодых платформ	Континентальные, вулканогенные, шелочно-базальтовая и трахи-дацитовая		Белогорский комплекс (К ₅ -P)
	Осадочный чехол древних платформ	Осадочный чехол древних платформ	Континентальная, рифтогенная, эликоллазионная морей; нерасчлененные. Сероцветные и пестро-красно-цветные карбонатные, терригенно-карбонатные, вулканогенно-терригенные отложения		Нижние горизонты чехла Сибирской платформы (R-C ₁)
	Протоплатформенный чехол средних массивов	Протоплатформенный чехол средних массивов	Континентальная, эликоллазионная морей, нерасчлененные. Сероцветные терригенные отложения		Верхние горизонты чехла Сибирской платформы (C ₁ -D)
	Интранконтинентальные, протрифтогенные и рифтогенно-континентальные, осадочные в пространстве в структуре базит-ультрабазитового пояса Черского	Интранконтинентальные, протрифтогенные и рифтогенно-континентальные, осадочные в пространстве в структуре базит-ультрабазитового пояса Черского	Континентальные, прибрежно-морские, морские карбонатно-терригенные и терригенные отложения нерасчлененные		Чехол Омолонского массива (R-J)
	Кравые компенсационные прогибы на перифериях погруженных платформ и средних массивов	Кравые компенсационные прогибы на перифериях погруженных платформ и средних массивов	Морские вулканогенно-терригенные отложения Алазейской зоны.		Алазейский комплекс (D ₁ -J)
Осадочный чехол молодых платформ, в том числе и отложения кайнозойских рифтовых впадин	Осадочный чехол молодых платформ, в том числе и отложения кайнозойских рифтовых впадин	Дельтовые, авандельтовые, шелфовые, осадочные, псевдоабиссальные, сероцветные, терригенно-карбонатные, терригенные отложения нерасчлененные. Преобладают ултеродисто-сланцевый, черсланцевый, высокоуглеродистый типы турбидитовой формации.		Верхонский комплекс (C ₁ -J ₁ W)	
Кравые компенсационные прогибы на перифериях погруженных платформ и средних массивов	Кравые компенсационные прогибы на перифериях погруженных платформ и средних массивов	Палео-континентальные авалитовые, рифтогенные, шелфовые, осадочные, псевдоабиссальные карбонатные, терригенно-карбонатные отложения Черско-Полуостровской системы		Сетте-Дабанский комплекс (R-C ₁)	
Осадочный чехол молодых платформ, в том числе и отложения кайнозойских рифтовых впадин	Осадочный чехол молодых платформ, в том числе и отложения кайнозойских рифтовых впадин	Континентальные, прибрежно-морские, морские сероцветные терригенные, вулканогенно-терригенные отложения нерасчлененные. Преобладают турбидитовая, лавиническая, молассовые формации		Солымиты, Тас-Харский, Северный (О-С ₁); Онулевский, Улахан-Тасский, Арта-Тасский (V-C ₁), Приколмоного (R-C ₁)	
Осадочные	Осадочные	Осадочный чехол молодых платформ, в том числе и отложения кайнозойских рифтовых впадин	Континентальные, прибрежно-морские, морские сероцветные терригенные, вулканогенно-терригенные отложения нерасчлененные. Преобладают турбидитовая, лавиническая, молассовые формации		Комплексы Предверхогонский (J ₁ -K ₁); Инялтин-Дабанский (Т ₁ -J ₁); (Ильин-Тасский (J ₁ -K ₁); Сугойский (J ₁); Отобойский (C ₁ -J ₁)
Матматические	Отопление преддуговых и задуговых бассейнов, пока океан нерасчлененные	Отопление преддуговых и задуговых бассейнов, пока океан нерасчлененные	Вулканогенно-терригенная, терригенная, кремнисто-терригенная, сероцветные асидная, турбидитовая, молассовые формации нерасчлененные		Отложения Южно-Алтайской шовной зоны (PZ ₁ -K ₁)
	Островодужные и океанские офиолиты, нерасчлененные	Островодужные и океанские офиолиты, нерасчлененные	Формации: дунит-гарбуритовая, габбро-плагиогранитовая, толитит-базальтовая океаническая		Офиолиты Южно-Алтайской шовной зоны (PZ ₁ , MZ)
	Зон нехлптитной коллизии	Зон нехлптитной коллизии	Коллизионная и орогенная нерасчлененные, субшелочная габбро-гранитная, известково-шелочная гранито-гранодиоритовая		Итргуйральные массивы и малые тела Южно-Алтайской шовной зоны (K ₁)

Рисунок 2.7.

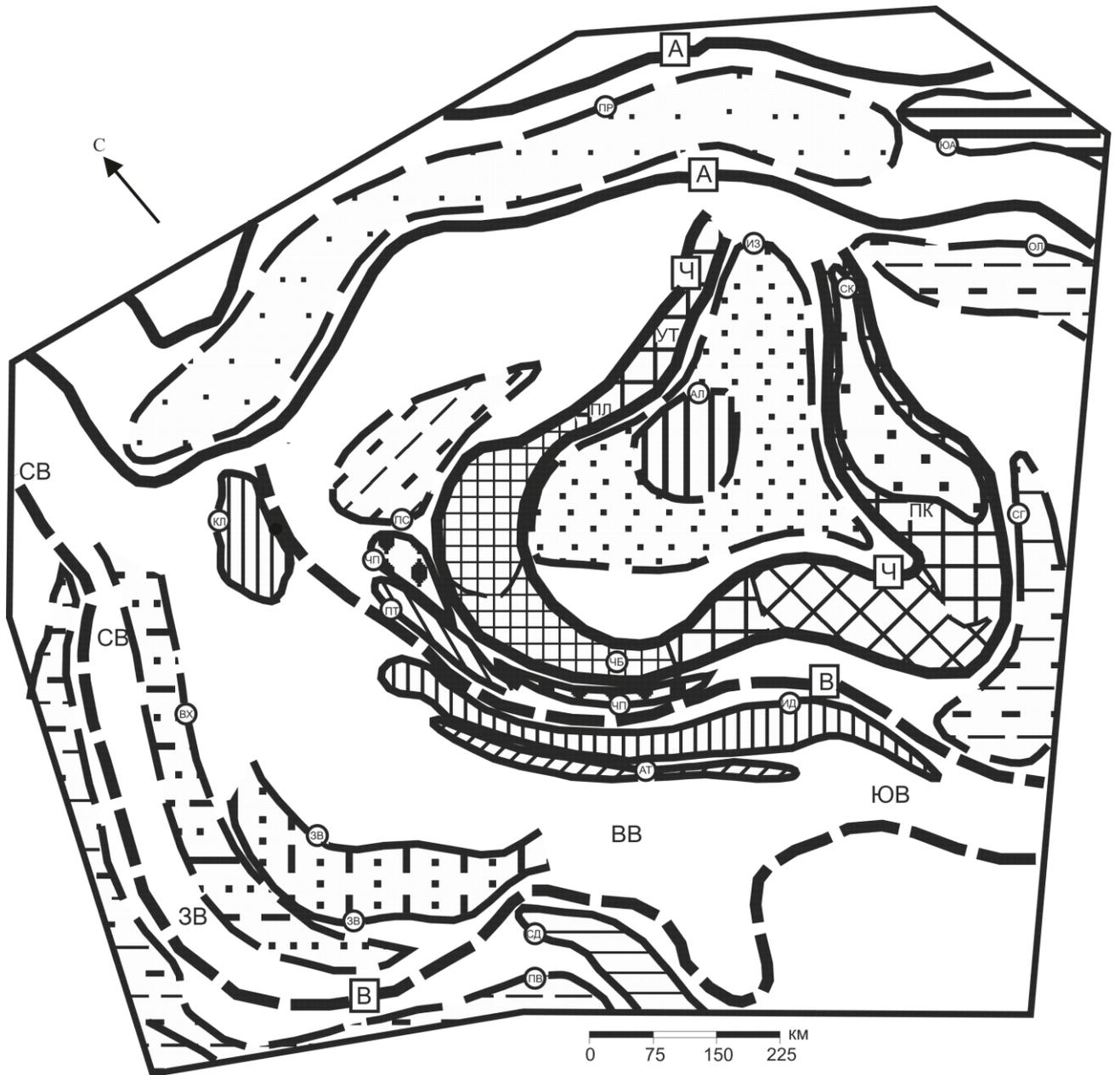


Рисунок 2.8.

Рудные и россыпные формации и субформации	Платиновые провинции, пояса, районы, рудные зоны		Крап пояса, района, зоны на карте		Месторождения, проявления, содержащие МПГ	Тип благородно-металлической ассоциации	Сопутствующие элементы	Объекты-аналоги в России и в мире	Преобладающие геологические формации
	Установленные	Предполагаемые	Установленные	Предполагаемые					
Малосульфидная медь-никель-содержащая (зоны метасоматоза и рассеянная вкрапленность пирротина, пентландита, пирита, халькопирита, магнетита в серпентинизированных ультрабазитах)	Улахан-Тасский, Полоусненский, Селенянский, Тас-Хаяхтацкий, Омурлевский, Прикольский	Предполагаемые			Анхалдах Бурхаан Пустой Рассвет	Pd, Pt, Rh	Ni, Co, Cu, Cr	Великая Дайка Кун-Манье, Кингаш	Дунит-гарцбургит-габбро-верлитовая, габбро-корландитовая
Платиносодержащая хромит-титаномагнетитовая	Тас-Хаяхтацкий сегменты базит-ультрабазитового пояса Черского	Предполагаемые			Право-Уяндинское Брем	Pd, Pt	Cr, Ni, Ti	Бушельд Сейнав-Гальмо-энанский массив	Дунит-гарцбургит-габбро-верлитовая
Платиносодержащая титаномагнетитовая	Илин-Тасский пояс; Тас-Хаяхтацкий, Омурлевский сегменты базит-ультрабазитового пояса Черского	Предполагаемые			Корюлях Бурхаан-1	Au, Pt, Pd	Ti, V	Качканарское Пудожгорское	Дунит-клинопироксенит-габбровая, щелочная основная-ультраосновная
Собственно платинотелурная в колцевых щелочно-ультраосновных комплексах	Илин-Тасский сегмент базит-ультрабазитового пояса Черского	Предполагаемые			Предполагаемый источник штиховой платины, хр. Тас-Хаяхта	Pt, Au	Pd	Кондер, гортонолитовые дуниты Бушельда	Гранодиорит-монцитит-пироксенит-дунитовая
Малосульфидная платинотелурная	Куларский сегмент Яно-Охотского пояса, Иньяли-Делинский сегмент Яно-Кольмского пояса, Западно-Верхонский сегмент Верхонского пояса	Предполагаемые			Илин-Тас, Арга-Тасский блок Омурлевского сегмента базит-ультрабазитового пояса Черского	Pt, Pd	Cu, Ni, Co	Федорово-Панское	Габбро-норит-пироксенитовая, Пикрит-щелочно-базальтовая
Сульфидная, платинодно-медно-никелевая	Северный сегмент Яно-Охотского пояса, Западно-Верхонский сегмент Верхонского пояса	Предполагаемые			Ляво-Уяндинское	Pd, Pt	Cu, Ni	м-я Норильского района Камбалда-Фостер	Коматитит-базальтовая перидотит-пироксенит-габбро-норитовая
Платиносодержащая золоторудная в черносланцевых толщах и метасоматитах по черным сланцам	Куларский сегмент Яно-Охотского пояса, Иньяли-Делинский сегмент Яно-Кольмского пояса, Западно-Верхонский сегмент Верхонского пояса	Предполагаемые			Кочнос Ган-Андреевское	Pt, Au, Ag, Pd	As, Hg, Sb	Сухой Лог, Мурунтау	Терригенная, карбонатно-терригенная сероцветная складчатых областей
Платиносодержащая полиметаллическая в черных сланцах и их метасоматитах	Северо-Верхонский, Западно-Верхонский, Восточно-Верхонский, Южно-Верхонский сегменты Верхонского пояса	Предполагаемые			Сетте-Дабанское	Ir, Pt, Pd, Ag, Au	Pb, Mo, Zn	Катовице	Углеродисто-спленцевая рифленых прогибов и срединных массивов
Платиносодержащая золоторудная в терригенных толщах	Право-Тустакская рудная зона [ПТ]	Предполагаемые			Нежданское Кысылга, Аркачан Сарылах	Au, Ag, Ru, Rh, Pt, Pd	As, Bi, Sb	-	Минерализованные зоны глубинных разломов
Платиносодержащая золото-сурьмяная палладий-золото-варцевая	Адыча-Тарынская рудная зона	Предполагаемые			Сеттанское рудное поле	Au, Ag, Pd, Pt	Cu, Bi, Ni, Co, W, Mo, Te	Палладий-золоторудные м-я штата Миннесота (Бразилия)	Терригенная складчатых областей, вулканогенно-осадочная древних щитов
Серебро-полиметаллическая, платиносодержащая, молибден-медно-порфиновая платиноносная	Западно-Верхонская сереборудная провинция [ЗП]	Предполагаемые			Проплоз, Мангазая, Булат, Юбилейное Порфириное	Ag, Pt, Ir, Os, Pd, Au	Pb, Zn, Cu, Sn, Sb	М-я рудного Алтая Бингем	Терригенная сероцветная, субаэриальная гранит-гранодиоритовая формации
Платино-золотосодержащая, полиметаллическая	Черско-Полоусненский редкометаллический пояс [ЧП]	Предполагаемые			Ляво-Ненелийское	Ag, Au, Pd	Ni, Co, Bi, Se	-	Экзоконтакты массивов гранит-гранодиоритовой формации в терригенных толщах
Платиносодержащая хромитовая	Южно-Анхойская рудная зона [ЮА] Арктической провинции	Предполагаемые			-	Pt, Ir, Os, Pd	Cr	Массивы платиноносного пояса Урала	Дунит-гарцбургитовая (сфиолитовая), габбро-платиогранитная
Аллювиальных россыпей	Средне-Кольмский район, Чибалакский район [ЧБ]	Предполагаемые			Индигире-Зырянский район	Pt, Au	-	россыпи Урала и Каряки	Продукты разрушения образований базит-ультрабазитовых поясов
Аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских россыпей	Приморский россыпной пояс	Предполагаемые			-	Pt	-	Россыпи Аляски	Продукты разрушения образований базит-ультрабазитовых поясов

Рисунок. 2.9.

Рисунок 2.6. Схема размещения установленных и предполагаемых объектов платинометальной минерализации Верхояно-Колымской складчатой области и ее конвергентных границ (Южно-Анхойской шовной зоны и Охотско-Чукотского вулканического пояса на структурно-формационной основе. Составлена автором. 1-2 – платиноносные пояса: 1 – установленные (А – Арктический, Верхояно-Колымский (Ч – базит-ультрабазитовый пояс Черского с сегментами: Улахан-Тасским [УТ], Полоусненским [ПЛ], Селенняхским [СЛ], Тас-Хаяхтахским [ТХ], Омилевским [ОМ], Арга-Тасским [АТ], Приколымским [ПК]); 2 – предполагаемые (Верхоянский пояс с сегментами: Северо-Верхоянским [СВ], Западно-Верхоянским [ЗВ], Восточно-Верхоянским (Центрально-Верхоянским) [ВВ], Южно-Верхоянским [ЮВ], Яно-Охотский пояс с Куларским сегментом [КЛ], Яно-Колымский пояс с Иньяли-Дебинским сегментом [ИД]); 3-4 – платиноносные зоны: 3 – установленные (рудные: Сетге-Дабанская [СД], Западно-Верхоянская [ЗВ], Куларская [КЛ], Право-Туостакская [ТХ], Черско-Полоусненская [ЧП], Илин-Тасская [ИТ], россыпные: Чибагалахская [ЧБ], Средне-Колымская [СК]); 4 – предполагаемые: (рудные: Верхоянская [ВХ], Предверхоянская [ПВ], Северо-Полоусненская [ПС], Алазейская [АЛ], Сугойская [СГ], Олойская [ОЛ], россыпные: Индигино-Зырянская [ИЗ], Приморская [ПР]); 5-11 – типы платиноносных месторождений и рудопроявления (установленные и прогнозируемые): 5 – платиносодержащие хромит-титаномагнетитовые и медь-никельсодержащие (1-Кюрюзлях, 2-Бурхаан-1, 3-Лево-Уяндинское, 4-Право-Уяндинское, 5-Пустой, Тенкелях, 6-Брэм, Рассвет, 7-Илин-Тас); 6 – платиносодержащие золоторудные в черносланцевых толщах (1-Кючус, 2-Ган-Андреевское); 7 – платиносодержащие золото-сурьмяные (1-Пролет, 2-Сентачан, 3-Сарылах); 8 – платиносодержащие золоторудные в терригенных толщах (1-Кысылга, 2-Аркачан, 3-Нежданинское); 9 – платиносодержащие сереборудные и серебро-полиметаллические (1-Булат, 2-Бургавли, 3-Прогноз, 4-Мангазая); 10 – платино-золотосодержащие полиметалльные (1-Неннелийское, 2-Кандидатское); 11 – платиносодержащие молибден-медно-порфиоровые (1-Порфиоровое); 12 – площадь распространения платинометального оруденения в черносланцевых рифейских толщах Сетге-Дабанского пояса; 13 – предполагаемый район, в пределах которого была установлена россыпная платина в 20-х годах прошлого века в составе Чибагалахской зоны (1), площадь в составе Приколымской зоны, в пределах которой установлены знаки платины в аллювии водотоков (2); 14 – разломы; 15 – геологические границы. Рис. 2.6.а Основные докайнозойские структурно-тектонические элементы Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). 1-5 – элементы внешней зоны ВКСО: 1 – Предверхоянский надвиговый пояс; 2 – Сетге-Дабанский складчато-надвиговый пояс; 3 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 4 – Яно-Охотский глыбово-складчатый пояс; 5 – Яно-Колымский складчато-надвиговый пояс; 6-8 – элементы внутренней зоны ВКСО (Колымской структурной петли): 6 – Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс; 7 – Илин-Тасский складчатый пояс; 8 – Колымский “массив”, Охотский и Омолонский раннедокембрийские кристаллические массивы; 9 – наложенные прогибы: 1 – Олойский, 2 – Сугойский, 3 – Гижигинский; 10 – Южно-Анхойская шовная зона; 11 – Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс. Рис.2.6.б Тектоническое строение комплекса основания Верхояно-Колымской складчатой области (комплексное геолого-геофизическое моделирование) по В.М. Мишнину, и В.Н. Руковичу, 1997, с добавлениями автора: 1 – архейские кратоны: Оленекский (ОЛ), Тюнгский (ТЮ), Якутский (ЯК), Индигино-Колымский (ИК), Охотский (ОХ), Омолонский (ОМ); 2. - раннепротерозойские подвижные пояса; 3. – Бурхала-Олерский гравитационный максимум; 4. – расслоенные базит-ультрабазитовые комплексы, их сателлиты и отторженцы; 5. – предполагаемое положение докайнозойской конвергентной границы Северо-Азиатской плиты (в современных координатах).

Рисунок 2.7. Структурно-формационный блок легенды к рисунку 2.6. Составлен автором.

Рисунок 2.8. Рудно-формационная схема районирования установленных и предполагаемых платиносодержащих поясов, районов и рудных зон Верхояно-Колымской складчатой области. Составлена автором. Условные обозначения – см. на рис. 2.6 – 2.7.

Рисунок 2.9. Рудно-формационный блок легенды к рис. 2.8. Составлен автором.

Особенность оруденения внешней зоны – многоуровневая сепарация различных рудоносных растворов с концентрированием их на определенных уровнях с последующей контаминацией. Оруденение сопровождается метасоматитами аргиллизитовой и березитовой формаций. С другой стороны, такая сепарация определяет наличие терминальных объектов чистой линии (собственно серебряное оруденение месторождения Кимпиче и др.).

Оруденение в восточной части Яно-Охотского пояса представлено серебро- и золотосодержащими вольфрам-оловянными и комплексными редкометальными, полиметалльными объектами (Кестер, Алыс-Хая, Улахан-Эгелях), серебро-полиметаллическими про-

явлениями на флангах оловорудных полей (Илин-Тас), реже олово-серебро-полиметаллическими проявлениями в надинтрузивных зонах гранитоидов поперечных рядов (Хастыр), сконцентрированными в пределах Яно-Индигорской сереброносной и Верхояно-Колымской оловоносной провинциях. Преобладает средне-высокотемпературное оруденение умеренных глубин, которое сопровождается метасоматитами березитовой и грейзеновой формаций.

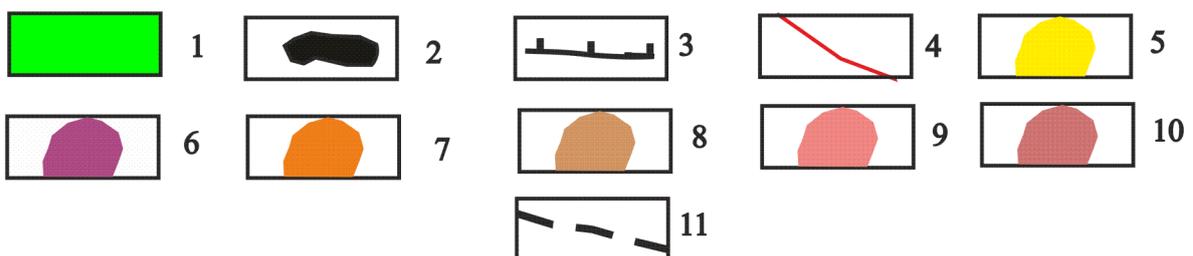
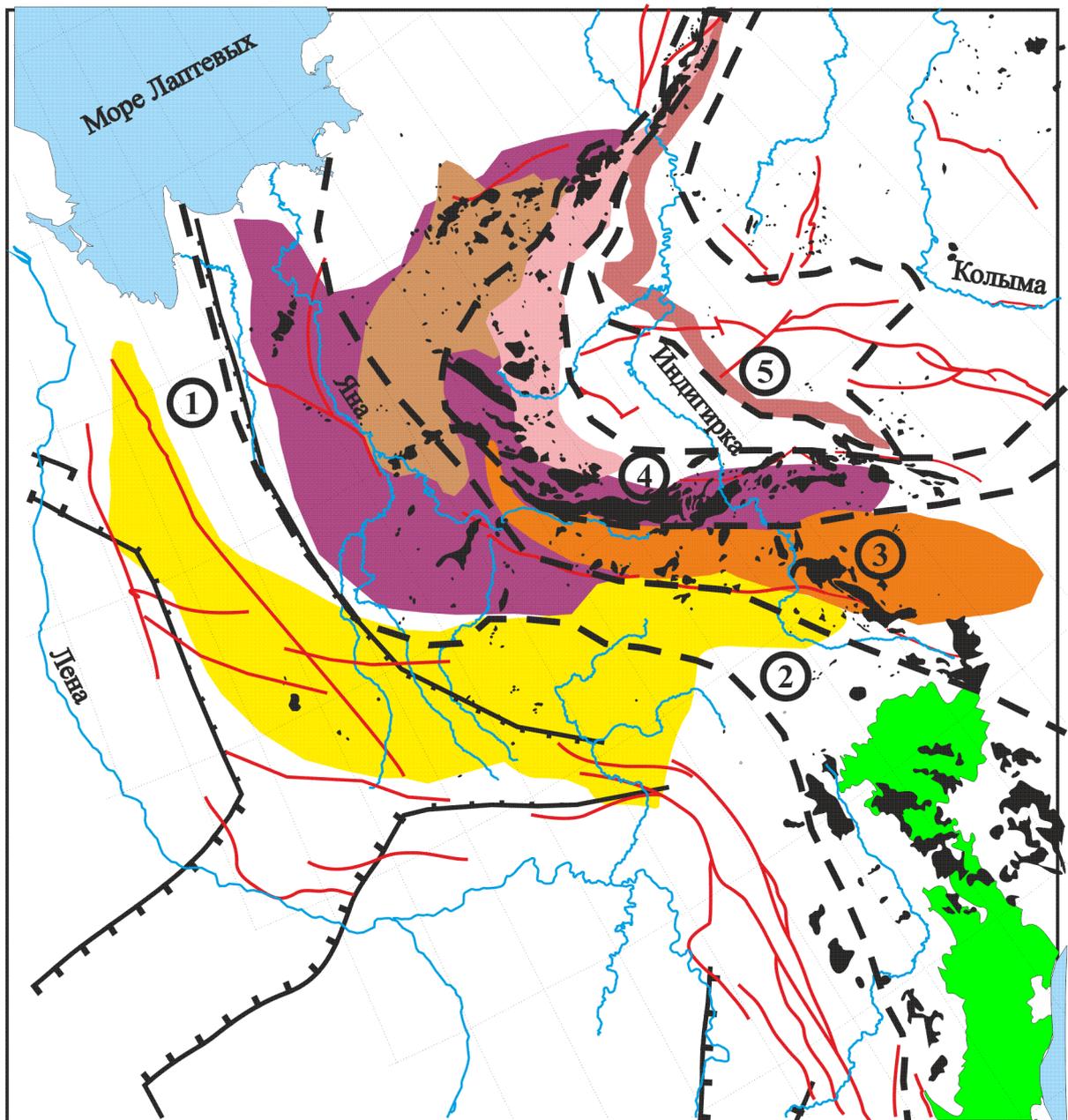


Рисунок 2.10.

Минерагенические провинции Верхояно-Колымской складчатой области. Составлен автором. 1-4 – см. на рис. 5.1.; 5 – Западно-Верхоянская серебрянорудная провинция; 6 – Яно-Индибирская серебряносная провинция; 7 – Яно-Колымская золотоносная провинция; 8 – Верхояно-Колымская оловоносная провинция; 9 – Верхояно-Индибирская олово-бороносная провинция; 10 – полоса развития палеоген-неогеновых золотоносных конгломератов; 11 – границы геолого-структурных единиц Верхояно-Колымской складчатой области, цифры на схеме: 1 – Верхоянский складчато-надвиговый пояс, 2 – Яно-Охотский складчато-глыбовый пояс, 3 – Яно-Колымский складчато-надвиговый пояс, 4 – Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояс, 5 – Абыйская впадина.

В осевой зоне коллизии (Яно-Колымский и Черско-Полоусненский пояса) оруденение имеет контрастный характер. В области компенсационного прогиба (Яно-Колымский пояс) сконцентрированы наиболее глубинные и высокотемпературные золото-кварцевые и золото-сурьмяные объекты Яно-Колымской золотоносной провинции и оловянные объекты Верхояно-Колымской оловоносной провинции, представленные рудами, касситерит-силикатной, касситерит-сульфидной, но преимущественно, касситерит-кварцевой формаций. Для месторождений этой области характерны смешанные корово-мантийные изотопные метки, особенно для золото-сурьмяных объектов в зоне Адыча-Тарынского глубинного разлома. Оруденение ассоциирует с метасоматитами березитовой и грейзеновой формаций. С другой стороны, в пределах Яно-Колымского пояса наблюдаются среднетемпературные, малоглубинные объекты олово-серебро-полиметаллической формации на флангах оловорудных месторождений (Булатское, Юбилейное и др.) и в пределах вулканоплутонических структур (объекты Купольной группы Тарынского субвулкана структуры Сарычева). Зона тектонического скупивания (Черско-Полоусненский пояс) – это область широкого развития малоглубинных высокотемпературных боратовых, боро-оловянных и железорудных месторождений и проявлений скарновой группы, образующих Верхояно-Индибирскую олово-бороносную провинцию, а также малоглубинных серебряносных колчеданно-полиметаллических объектов восточного фланга Яно-Индибирской серебряносной провинции, ассоциируемых с пропилитами и вторичными кварцитами. Наконец, центростремительная зональность по отношению к внутренней, относительно стабильной в тектоническом отношении зоне ВКСО (Колымо-Омолонский блок) подчеркивается региональным развитием золотоносных палеоген-неогеновых конгломератов Абыйской впадины во внутренней части «Колымской петли».

Латеральная зональность по отношению к фронтальной зоне коллизии выражена в размещении «центра тяжести» Западно-Верхоянской серебрянорудной и западной части Яно-Индибирской серебряносной провинций во фронтальной части внешнего обвода (Верхоянский и Яно-Охотский пояса) коллизионной системы. В осевой зоне коллизии (Яно-Колымский и Черско-Полоусненский пояса) «центры тяжести» минерагенических провинций смещены от фронтальной зоны коллизии к ее фланговым крыльям – к юго-

востоку в Яно-Колымской золотоносной провинции и северо-востоку в Верхояно-Кобымской оловоносной.

Рассмотренные ортогональная и латеральная зональности оруденения на уровне минерагенических провинций определенно коррелируют с петлеобразной коллизионной структурой ВКСО, а пространственная локализация провинций, в общем виде, определяется расположением основных структурных элементов ВКСО – складчатых поясов, различия эволюции которых, прослеживаются с позднего докембрия. Западно-Верхоянская провинция с ее собственно серебряными месторождениями и проявлениями приурочена к Верхоянскому поясу. Но собственно серебряные месторождения провинции распространены также в поперечной к складчатости разрывной структуре – Томпо-Делиньинской зоне (рисунок 2.4.), южной «направляющей» Вилуйско-Полоусненской системы разломов. Генетически и рудно-формационно объекты Томпо-Делиньинской зоны, безусловно, принадлежат Западно-Верхоянской провинции, но в геолого-структурном плане Томпо-Делиньинская зона пересекает складчатые структуры Яно-Охотского пояса. Это пример осложняющего влияния разломов Вилуйско-Полоусненской системы на приуроченность минерагенических провинций строго к определенным геолого-тектоническим структурам. Вполне вероятно, что в северной части Западно-Верхоянской провинции, такой поперечной структурой, вмещающей собственно серебряные объекты, может быть северная «направляющая» Вилуйско-Полоусненской системы – Кюнь-Тасская зона разрывов. Просто северный фланг провинции является наименее изученным.

Яно-Индибирская серебряносная провинция локализована, главным образом в пределах северо-восточной части Яно-Колымского пояса. Отдельные объекты провинции цепочкой выдвинуты к западу вдоль поперечной к складчатым структурам Эге-Хайской ветви Вилуйско-Полоусненской системы разломов. Здесь мы наблюдаем такое же нарушение строгой латеральной зональности оруденения, обусловленное влиянием Вилуйского клинораздвиг. Часть объектов провинции, впрочем, не определяющих ее основной потенциал локализованы в пределах вулкано-плутонического пояса Черского в осевой зоне коллизии. Все они относятся либо к полиметаллическим серебросодержащим, либо к серебро-колчеданно-полиметаллическим. Хотя Яно-Индибирская провинция не приурочена к какому либо одной геотектонической структуре региона она четко выделяется по наличию только серебросодержащих объектов, где руды содержат промышленные концентрации серебра (в среднем первые сотни г/т), но серебро не является основным полезным компонентом. Тем не менее объекты Яно-Индибирской провинции «демонстрируют» по-

перечную зональность серебряного оруденения по отношению к осевой зоне коллизии и ее позиция подчеркивает общую геолого-тектоническую структуру коллизионной зоны.

Разломы Вилюйско-Полоусненской системы точно также оказывают влияние на пространственное размещение объектов Яно-Колымской золотоносной и Верхояно-Колымской оловоносной провинций, локализованных соответственно в юго-восточной и северо-восточной частях Яно-Колымского пояса. Но, если вдоль зоны одного из разломов Вилюйско-Полоусненской системы – Эге-Хайского известны промышленные вольфрам-оловянные месторождения, что обуславливает включение в Верхояно-Индигирскую провинцию части складчато-глыбовых структур севера Яно-Охотского пояса, то в районе локализации Яно-Колымской провинции таких поперечных к складчатости рядов месторождений пока не установлено (хотя целая серия проявлений имеется). Поэтому Яно-Колымская провинция на настоящем уровне изученности ограничена геоструктурами Яно-Колымского пояса. Верхояно-Индигирская олово-бороносная провинция строго приурочена к осевой зоне коллизии, но со смещением от ее фронтальной зоны к северо-восточному флангу, также как Верхояно-Колымская оловоносная. Золотоносные конгломераты, полоса развития которых также подчеркивает петлеобразную геотектоническую структуру локализована в западном борту Абыйской впадины Колымо-Омолонского геоблока.

Другими словами, металлогенический облик ВКСО обусловлен «геодинамической зональностью». А размещение металлогенических провинций эту зональность подчеркивает. Современные геодинамическая и металлогеническая зональности сформированы в процессе позднемезозойской внутриплитной коллизии. Строение расслоенной литосферы, обеспечивающее условия внутриплитной коллизии было различным для основных тектонических элементов коллизионной области. Характер расслоенности закономерно различился в тыловой (Верхоянский пояс), промежуточной (Яно-Охотский пояс), передовой (Яно-Колымский пояс) зонах коллизии и в зоне тектонического скупивания (Черско-Полоусненский пояс).

В общем случае, от тыловой к передовой зонам коллизии, возможно, уменьшалась глубина залегания эклогитизированных линз гранулит-базальтового слоя, обеспечивающих, главным образом, перемещение верхней части литосферы. С другой стороны, в том же направлении уменьшалась степень дифференциации верхней части литосферы (расслоенность в гранитно-метаморфическом и осадочном слоях). Вновь она возростала в зоне тектонического скупивания. Это общая закономерность и выражена в линейно-концентрической металлогенической зональности оруденения и размещении основных

металлогенических единиц региона. Безусловно, общая картина зональности, как показано выше, не столь однозначна, т.к. строение литосферы (и соответственно картина расслоенности) осложнено наличием в составе поясов погруженных древних докембрийских блоков, размещение которых контролируется поперечными расколами Виллойско-Полоусненской системы. Последняя, в свою очередь, оказывает значительное влияние на металлогеническую зональность, как это показано на примере размещения объектов Западно-Верхоянской серебрянорудной и Яно-Индибирской серебряноносной провинции.

Возможные пути реализации наблюдаемой рудной зональности в расслоенной литосфере коллизионной области предложены на основе механизма декомпрессионно-фрикционной эволюции рудно-магматической системы в зонах стрессов различного генезиса – коллизионных, мантийных плюмов, субдукционных (островодужных) – Шкодзинский, 1992; Шкодзинский и др., 1994. Авторами разработана количественная модель поведения рудных и летучих компонентов магм, в том числе, для кислого спектра магм на основе анализа рудно-магматических систем коллизионной Верхояно-Колымской складчатой области (Шкодзинский и др., 1994). В контексте данного исследования, важно, что экспериментально установлены максимумы концентрации летучих и рудных компонентов в остаточном расплаве при кристаллизации основной части магматической системы. В общем случае (естественно в зависимости от основности-щелочности магм и состава летучих) высокая концентрация рудных и летучих компонентов в остаточном расплаве наблюдается при высоких давлениях и умеренных температурах массовой кристаллизации магм. Т.е. наиболее рудоносны глубинные расплавы с относительно низкой температурой начала кристаллизации (в интервале 550-750⁰С), что отвечает кислому спектру магм. Повышение давления, например, препятствует выкипанию хлора и углекислоты при кристаллизации магмы и они накапливаются в остаточном расплаве и, затем в отделяющемся от него флюиде. Высокохлоридные углекислые растворы экстрагируют золото и серебро из расплава, в последовательности возрастания давления и температуры от тыловой (серебро) к передовой (золото) зоне коллизии (Некрасов, 1993).

Окончательный возраст формирования практически всех золоторудных объектов региона является син- и постколлизионным, значительным представляется влияние геодинамической позиции конкретных геолого-тектонических структур региона в коллизионную эпоху. Формирование золото-кварцевых объектов предполагает длительную сепарацию рудоносного флюида с постепенной концентрацией золота в составе преимущественно хлоридных и хлорид-органических комплексов, и отделением высокосульфидного но низкзолотоносного флюида. Это возможно при повышенной мощности и интенсивной

расслоенности литосферы в структуре, сопряженной с зоной максимального тектонического скупивания, представляющей собой область «тектонической тени» (Яно-Колымский пояс). Непосредственно в зоне тектонического скупивания (Черско-Полоусненский пояс) условия для длительной сепарации флюидов представляются менее благоприятными из-за высоких градиентов температуры и давления. Возможно поэтому, золото-кварцевые объекты сконцентрированы преимущественно в Яно-Колымском поясе. Во внешней зоне коллизионной области (Верхоянский, Яно-Охотский пояса), геодинамический режим был менее контрастным, в связи с чем, могли возникать условия совместного переноса золота в составе разнообразных, в том числе тиосульфидных комплексов, при неустойчивой и меняющейся растворимости серы и мышьяка в рудоносных растворах (пульсационный характер рудообразования), что приводило к формированию объектов золото-сульфидно-кварцевой и, в качестве конечного члена ряда, объектов золото-сульфидной формации.

Поскольку максимумы концентраций рудных и летучих во флюиде различны по Р-Т параметрам, в зависимости от соотношения компонентов, то формируется латеральная и вертикальная зональность по отношению к фронту рудно-магматической системы. А глубина формирования пластичных подплавленных горизонтов определяется характером расслоенности, а соответственно принадлежностью к определенной зоне коллизионной области. Декомпрессионно-фрикционная модель, применительно к областям коллизии постулирует гомодромную последовательность – сначала подплавляется более основная нижняя кора, а по мере развития коллизионного процесса и декомпрессионно-фрикционного разогрева в процесс вовлекается гранитно-метаморфический слой. Применительно к внутриплитной коллизии – это выведение ближе к поверхности кровли линз пластичного эклогитизированного гранулит-базитового слоя за счет соскальзывания вышележащей расслоенной коры и возникновение пластичных горизонтов в нижней части гранитно-метаморфического слоя при развитии коллизионного процесса от тыловой к передовой зоне. В зоне тектонического скупивания выплавлялись относительно малоглубинные и слабощелочные кислые дифференциаты – отсюда распространение мезо- и лейкократовых высокоглиноземистых гранитоидов Главного пояса. Эти магмы были низкотемпературными и малоглубинными.

В тыловой зоне коллизии (Верхоянский и Яно-Охотский пояса), вероятно, существовала максимальная горизонтальная расслоенность литосферы. Здесь и наблюдается максимально дифференцированный разрез верхоянского комплекса, подстилаемый также контрастными рифейско-палеозойскими толщами. Сочетание генерируемых в пределах тыловой зоны коллизии глубинных наиболее высокотемпературных и наименее вязких

кислых магм повышенной щелочности и основности и максимальной горизонтальной расчлененности литосферы могло приводить к возникновению разноуровневых очагов концентрации рудоносных флюидов различного состава. Повышенная щелочность и основность рудно-магматической системы обусловили формирование руд, богатых сульфидами. Единовременная разгрузка разноуровневых очагов в узлах пересечения продольно и поперечно ориентированных разломов на позднеколлизийном этапе приводило к пространственному совмещению золоторудного, серебряного, серебро-полиметаллического и олово-серебро-полиметаллического оруденения. Рудоконтролирующую роль играли широкие сколовые зоны дигональных разломов, трассируемые ореолами повышенного регионального метаморфизма и метасоматоза. Эти диагональные зоны отражают динамическую реакцию на разнонаправленное вращение Колымо-Омолонского блока и Северо-Азиатского кратона фиксируемое еще с раннего палеозоя. С другой стороны, в соответствии с вертикальной зональностью по отношению к фронту рудно-магматической системы, в определенных условиях формировались удаленные члены зонального ряда – единичные объекты «чистой» линии – собственно серебряные и золото-сульфидные месторождения и проявления без видимой связи не только с гранитоидными интрузиями, но и обычно сопровождающими рудные поля дайковыми сериями.

В передовой зоне коллизии (Яно-Колымский пояс) расчлененность литосферы была более контрастной, но менее дифференцированной. Это могло приводить к длительной сепарации рудообразующего флюида на одном уровне глубинности – верхней границе эклогитизированного базальтового слоя и в редуцированном нижнем хрупко-пластичном горизонте гранитно-метаморфического слоя. Рудно-магматическая система формировалась кислыми и ультракислыми вязкими и относительно низкотемпературными магмами, что подтверждается распространением в пределах пояса даек и штоков гранит-порфиров, кварцевых порфиров, аплитов и малых интрузий литий-фтористых гранитов. Это могло приводить к тому, что в процессе сепарации формировались рудные флюиды контрастного состава. Результатом явилось обособление золото-кварцевого оруденения Яно-Колымской золотоносной провинции и оловянного оруденения Верхояно-Колымской оловоносной провинции. Они локализованы по оси коллизии, но в областях «косой коллизии» к юго-востоку (Яно-Колымская провинция) и к северо-востоку (Верхояно-Колымская провинция) от фронтальной зоны. Сами зоны «косой коллизии» обусловлены скользящим вращением Колымо-Омолонского блока. Важно, что в этих зонах значительную роль играли не покровно-надвиговые, а взбросо-сдвиговые разломы, обеспечивающие вращение – Кюнь-Тасский шов на северо-востоке осевой зоны коллизии, Томпо-Делиньинский,

Адыча-Тарынский и Чай-Юрьинский разломы на юго-востоке. В зонах этих глубинных разломов, шириной обычно в десятки км, происходила разгрузка хорошо отсепарированных контрастных рудных флюидов. При этом рудовмещающими часто являлись поперечные складчатые и разрывные структуры.

Зона тектонического скупивания (Черско-Полоусненский пояс), вероятно, характеризовалась максимально близким к поверхности уровнем развития рудно-магматической системы в основе которой была генерация высокоглиноземистых, вязких высокотемпературных магм. Это приводило к формированию малоглубинных скарновых объектов Верхояно-Индигирской олово-бороносной провинции. Смещение положения этой провинции в сторону (к северо-востоку) от фронта коллизии, также могло быть обусловлено вращением Колымо-Омолонского блока и снятием коллизионных напряжений на крыльях фронтальной зоны коллизии. Широкое развитие во фронтальной зоне коллизии надвигов покровов и чешуй, мелкоблоковое строение являлось препятствием для формирования крупных рудных объектов. Малоглубинный характер оруденения, в сочетании с контрастным и неустойчивым тектоническим режимом, препятствовал длительной сепарации золотоносных и сереброносных рудных флюидов. Это могло быть причиной их слабой дифференциации и формированию полиметалльных объектов восточных флангов Яно-Индигирской сереброносной провинции.

Таким образом, геодинамическая эволюция переходных зон, в частности Верхояно-Колымской складчатой области обуславливает возможность развития процесса внутриплитной коллизии. А логика предполагаемой внутриплитной коллизии диктует вполне определенные минерагенические особенности и зональность оруденения коллизионной области.

Обоснование наиболее крупных минерагенических единиц региона позволяет сформулировать следующее защищаемое положение.

Минерагенический облик ВКСО определяется несколькими специализированными металлогеническими провинциями. Благороднометальное оруденение сконцентрировано в пределах трех закономерно расположенных относительно коллизионных зон металлогенических провинций: Яно-Колымской золотоносной, локализованной в пределах одноименного складчато-надвигового пояса, Яно-Индигирской сереброносной, пространственно охватывающей Яно-Охотский складчато-глыбовый и Черско-Полоусненский покровно-чешуйчатый пояса и Западно-Верхоянской сереборудной, пространственно отвечающий, главным образом, Верхоянскому складчато-надвиговому поясу.

Глава 3

Благороднометальная минерагения Верхояно-Колымской складчатой области (на примерах конкретных объектов). Закономерности размещения различных рудно-формационных типов месторождений и проявлений

«Месторождения полезных ископаемых
представляют важнейшую составную часть
естественных производительных сил человеческого общества.»
В.И. Смирнов «Геология полезных ископаемых».
(М. Недра. 1976. С. 7)

При характеристике рудных узлов, полей и конкретных месторождений и проявлений в данной работе, большее внимание уделено объектам, не освященным в открытой печати, а также объектам, изученным с личным участием автора. При упоминании широко известных объектов приводятся ссылки на соответствующие литературные и фондовые источники.

В представляемой работе термин месторождение используется только для оцененных и разведанных объектов, запасы которых учтены Государственным балансом или территориальными балансами.

3.1. Золоторудные и золотосодержащие объекты Верхояно-Колымской складчатой области

В данной работе, в общем, традиционно, все объекты рассматриваются в составе двух групп – собственно золоторудных, в которых реальную ценность имеет только золото и золотосодержащих, в которых реальную извлекаемую ценность имеют попутные с золотом компоненты, или же само золото является весомым попутным компонентом. Проводить арифметические (процентные) границы внутри этих групп представляется делом бесперспективным, т.к. реальная разработка месторождений очень сильно зависит от экономики конкретного временного отрезка и инфраструктурной позиции объекта. Точно также, градация месторождений по крупности изменяется со временем, в зависимости от развития технологий и конкретных социально-экономических условий (Некрасов, 2009). Другое дело, что отнесение золоторудных объектов с потенциалом, скажем, менее 30 т к мелким, а с потенциалом более 1000 т к гигантам и суперги-

гантам, дискуссий не вызывает. Внутри этого диапазона расположены средние и крупные месторождения. В данной работе условно граница между ними определяется в 100 т.

Группировка объектов по рудно-формационным типам, как уже говорилось выше, проводилась в соответствии с общепринятыми и привычными классификациями (Горячев, 1998; Константинов, 1991, 2006; Константинов и др., 1998, 2000, 2003; Некрасов, 1991; Смирнов, 1976; Томсон, 1988 и др.) с целью адекватного восприятия работы. Случаи, когда рудно-формационная принадлежность объектов неочевидна, дискуссионна или двойственна, обсуждаются при характеристике конкретных месторождений и рудопроявлений.

3.1.1. Собственно золоторудные объекты

Наиболее ясным и понятным, и в то же время общераспространенным классификационным подходом к типизации собственно золоторудных объектов является их группировка по соотношению единственного, учитываемого в ценности руд, полезного компонента, с вмещающей рудной и нерудной массой. Тогда, фактически можно иметь дело с тремя рудными формациями: золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной (золото-мышьяковисто-сульфидной – по М.М. Константинову, 2006).

Термин золото-малосульфидная формация, часто используемый в литературе (Томсон, 1988 и др.), фактически является синонимом золото-кварцевой формации. Сложнее дело обстоит с терминами: золото-редкометальная и золото-полиметальная (Константинов, 2006) формации, также часто употребляемыми в литературе. Использование этих терминов, безусловно, смещает акцент на физико-химические и, соответственно, генетические особенности формирования конкретных объектов. Но с точки зрения соотношения золота, рудной и жильной масс, такие объекты также можно классифицировать в рамках трех приведенных выше типовых формаций. А вот золото-кварцевые объекты, с содержаниями рудных минералов в первые проценты, в которых присутствуют индикаторные редкие и цветные металлы (Bi, Co, Ni, W, Se, Te и др.) представляется возможным идентифицировать в качестве золото-кварцевых редкометальных, тем самым выделив их из «стандартной» массы типовых золото-кварцевых объектов.

Объекты золото-кварцевой формации

Месторождения и проявления формации широко распространены в пределах всех основных структурных элементов ВКСО, но большинство объектов этой формации тяготеют к осе-

вой части коллизионной зоны и локализованы в пределах Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов. В последнем известны объекты исключительно мелкого масштаба, приуроченные, главным образом, к экзоконтактовым и надинтрузивным зонам батолитовых гранитоидов. В Яно-Колымском поясе, в юго-восточной части которого локализована одноименная золотоносная провинция, напротив, развиты проявления и месторождения различного масштаба, вплоть до гигантских (Наталкинское), и в пределах этой структуры объекты золото-кварцевой формации являются основой металлогенического районирования всех уровней: от рудного поля до провинции.

Все наиболее значительные золоторудные объекты сосредоточены в пределах Яно-Колымской золотоносной провинции. Это гигантское месторождение **Наталка** (Стружков и др., 2006; Григоров и др., 2007), крупные объекты **Декдекан, Токичан, Павлик, Родионовское, Верхний Хакчан, Олбот, Хугланнах** (Многофакторные..., 1992, Константинов и др., 1998; Константинов, 2006 и др.) в юго-восточной части провинции; **Тарынское, Базовское, Удунинское, Сюррампинское, Жданное** рудные поля, **месторождения Бадран, Хангалас** и др. (Тектоника..., 2001; Гусев, Аристов и др., 2011 и др.) в центральной части провинции; **Полярник, Делювиальное** (Задорожный и др., 2011; Султанаев, 2008ф; 2012ф) в северо-западной части провинции. Практически все крупные объекты представлены объемными линейными или площадными штокверками. И состоялись в результате детального изучения ранее известных жильных полей.

Одно из таких недоизученных жильных полей Яно-Колымской провинции – Джайбинское представлено в данном исследовании. В качестве примеров жильных полей золото-кварцевой формации Яно-Колымского пояса, расположенных за пределами Яно-Колымской провинции (в Туостахской антиклинорной структуре Яно-Колымского пояса) и недоизученных на крупнообъемное штокверковое оруденение ниже приводится характеристика двух проявлений: Серпуховского и Ветвистого (рисунок 3.1.)

Джайбинское рудопроявление (рисунок 3.1.) локализовано в северо-западной части Адычанской антиклинорной структуры в пределах Яно-Колымской золотоносной провинции. Площадь жильного поля составляет около 3 км².

Породами, вмещающими кварцевые жилы, являются тонкоразлистованные аргиллиты и алевролиты карнийского яруса верхнего триаса, смятые в мелкие складки северо-западного простирания с размахом крыльев до 50-60 м с крутыми (60-80°) углами падения. Все жилы на рудном поле группируются в две полосы (длиной порядка 0,5 км шириной 150-200 м) северо-западного простирания, кулисообразно продолжающих одна другую. Падение жил преимуще-

ственно на северо-восток под углом 60-85°. Мощность отдельных жил варьирует от первых см до 3,6 м в коротких раздувах (рисунок 3.2.).



Рисунок 3.1.

Схема размещения благороднометалльных месторождений и проявлений северной части ВКСО, упомянутых или охарактеризованных в главе 3. Составлена автором.

Протяженность их колеблется от нескольких м до 100-200 м. Обе жильные полосы в пределах рудопроявления не изучены, неясна даже плотность жил и прожилков на пог. м. Состав жил преимущественно кварцевый, реже карбонатно-кварцевый. Рудные минералы присутствуют в незначительном (менее 1%, редко до 2,5%) количестве и представлены самородным золотом, халькопиритом, пиритом, реже галенитом и блеклыми рудами; из вторичных минералов фиксируются азурит, малахит, бурнонит. Золото наблюдается в виде тонкой рассеянной вкрапленности и отдельных чешуек до 0,5 см по стенкам трещин. Это проявление золото-кварцевой формации, образно говоря, чистой линии.

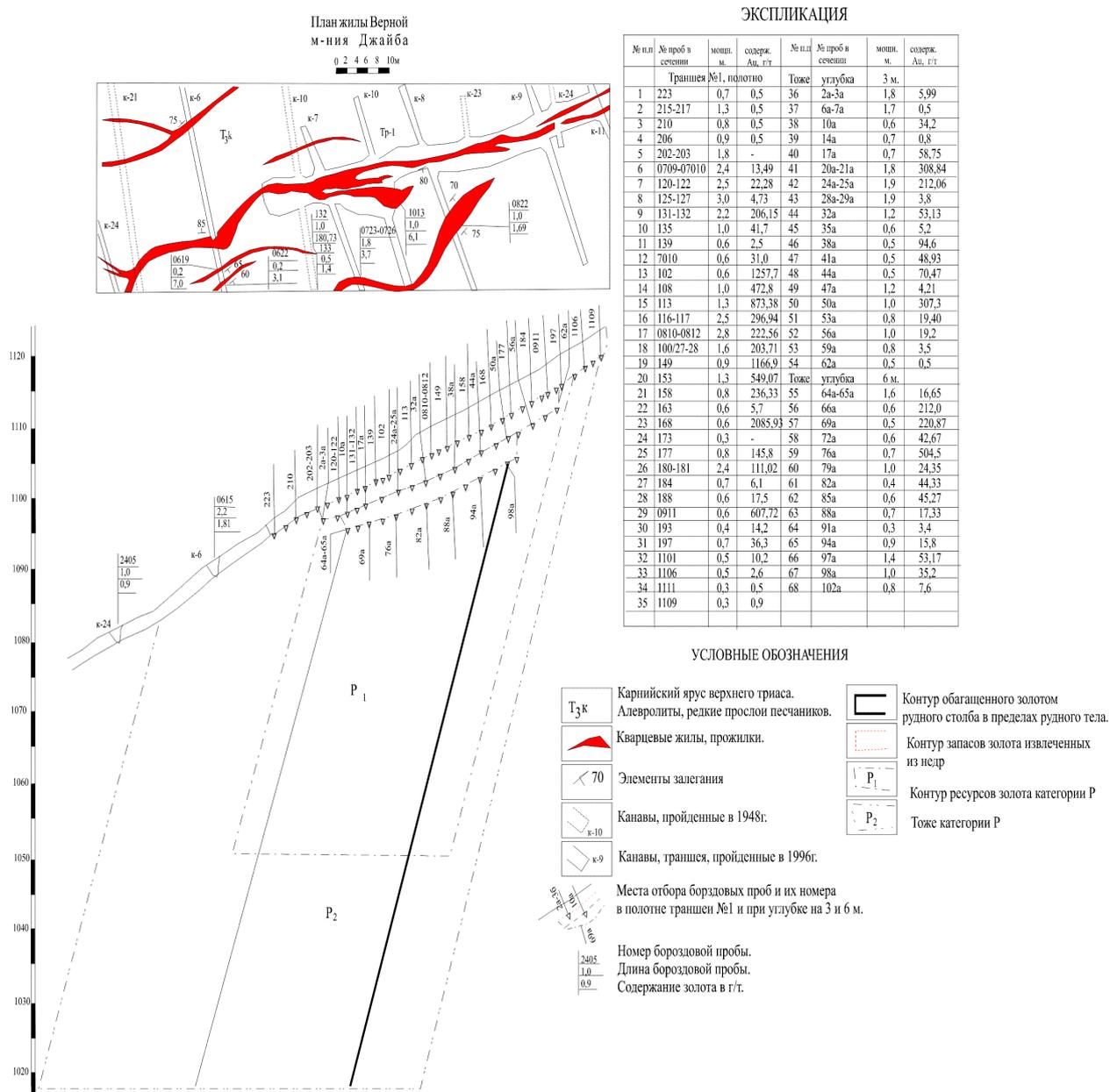


Рисунок 3.2.

План горных выработок по жиле Верная Джайбинского рудопоявления, разрез и результаты опробования. По материалам А.А. Узюнкояна (ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология»).

Рудопоявления **Серпуховское** и **Ветвистое** локализованы в пределах Туостяхской антиклинорной структуры, надстраивающей Адычанскую в северо-западном направлении.

Площадь **Серпуховского рудопоявления** (Некрасов, 2007^а) практически со всех сторон окружена покровом рыхлых кайнозойских отложений, но чехол маломощный, так как сквозь него “просвечивают” геохимические аномалии золота, мышьяка и др. элементов.

Слагающие район месторождения среднеюрские алевролиты собраны в изоклинальные складки северо-западного простирания и прорваны дайкообразными выступами небольшого штока позднеюрских березитизированных гранодиорит-порфиров, залегание кровли которого

предполагается на глубине около 100 м. Выявлено более 20 минерализованных зон дробления, сопровождаемых интенсивной березитизацией. Основные рудные минералы (1-3%) представлены самородным золотом, арсенопиритом, реже пиритом, пирротинном, халькопиритом, сульфосолями, жильные – кварцем и карбонатами. Горными работами в пределах рудных зон установлены десять рудных тел, фактически представляющих собой рудные столбы мощностью от 0,5 до 8,5м, длиной от 20 до 50м, со средними содержаниями по рудным телам от 7,0 до 168,3г/т.

Месторождения и проявления редкометалльной линии золото-кварцевой формации локализованы, главным образом, в экзо- и эндоконтактах гранитоидных интрузивов, как правило, на участках относительно пологих 20-50⁰ падений интрузий в сторону вмещающих пород. Почти все объекты сосредоточены на контактах интрузивов с терригенными пермскими и триасовыми толщами верхоянского комплекса. Мелкие (с ресурсами и запасами до 5,0 т.) объекты этой группы выявлены в Куларском сегменте Яно-Охотского пояса (Урасалах, Джоотук, Емельяновское и др.), Адычанской и Туостахской антиклинорных структурах Яно-Колымского пояса (месторождение Кысылга, проявления Лазо Рудное, Галечное, Роговиковое, Хоспох, Укымаган, Эреннербит Алешкино и др.), Селенняхском и Улахан-Тасском сегментах Черско-Полоусненского пояса (Эгекитское, Шумное и др.). Наиболее типоморфными рудными минералами являются кобальтсодержащий арсенопирит, никеленосный пирит, самородный висмут, висмутин, кобальтин, теллуриды висмута, шеелит.

Типичным представителем таких объектов является **рудопроявление Ветвистое**, (рисунки 3.1., 3.3.) приуроченное к северо-восточному флангу Халдыкчанского рудного поля. Рудное поле расположено на северо-западе Туостахской антиклинорной структуры Яно-Колымского пояса в пределах западного экзоконтакта Хадараньинского гранитоидного массива. В пределах рудного поля песчано-сланцевые толщи поздне триасового и ранне-среднеюрского возраста, собраны в сопряженные, наклонные до опрокинутых, линейные, редко брахиморфные синклиналильные и антиклиналильные складки северо-западного простирания. Структура рудного поля представляет собой «пакет» надвигов и вложенных друг в друга чешуй, принадлежащих Халдыкчанскому покрову. Она осложнена крутой (50-70°) зоной катаклаза северо-западного простирания. Хадараньинский интрузив в районе рудного поля имеет падение 30-75° в сторону массива, но на пространственное размещение рудных тел несомненно оказало влияние наличие локального куполообразного выступа интрузива, полого погружающего в юго-западном направлении под вмещающие породы (рисунок 3.3.).

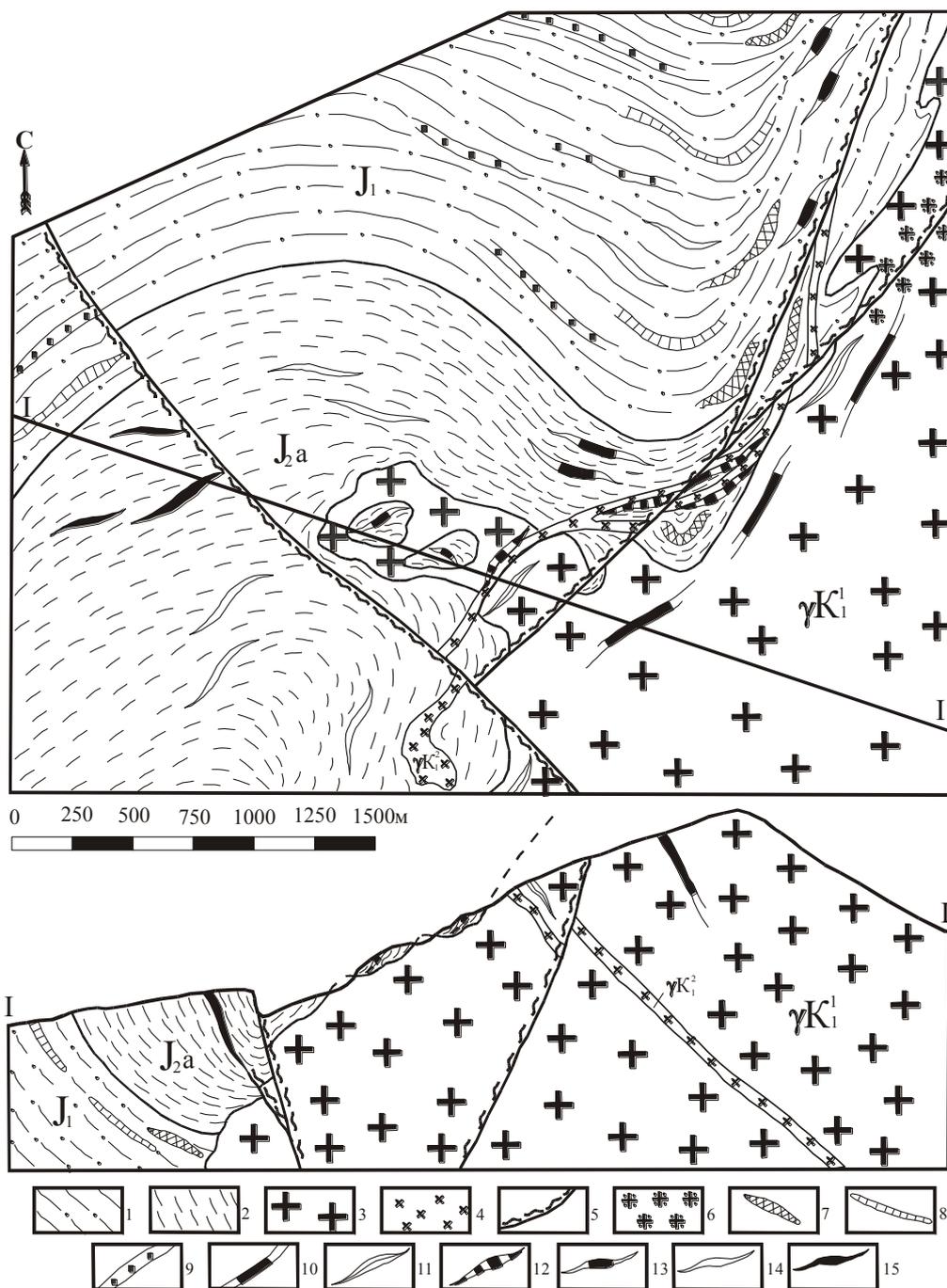


Рисунок 3.3.

Геологический план рудопоявления Ветвистый Халдыкчанского рудного поля. Составлен автором. 1 – алевролиты, аргиллиты, отдельные пачки песчаников, метаморфизованные в фации биотитовых роговиков; 2 – аргиллиты, реже алевролиты с единичными пластами песчаников, метаморфизованные в фации биотитовых роговиков; 3 – биотитовые средне-крупнозернистые граниты первой фазы; 4 – гранит-порфиры и аплитовидные граниты второй фазы; 5 – зоны дробления; 6 – участки грейзенизации (кварц+мусковит+ рубеллит+ флюорит) и фельдшпатизации (микроклин+кварц+ турмалин+ хлорит) пород; 7 – пласты и будины хлорит-амфибол-кварцевых шелитоносных метасоматитов; 8 – оловоносные (касситерит и станнин) пласты скарноидов с тонкой вкрапленностью арсенопирита; 9 – пласты оловоносных сульфидизированных (пирит, пирротин, халькопирит, станнин) роговиков; 10 – зоны прожилкования кварц-турмалинового состава; 11 – молибденит-арсенопирит-кварцевые жилы; 13 – кварц-сульфидные (полиметаллические) жилы; 14 сульфидные (медно-колчеданные) жилы; 15 – кварцевые жилы с золото-висмутовой минерализацией.

В пределах рудного поля устанавливается единая метасоматическая зональность на макро- и микроуровнях, характерная для месторождений золото-редкометальной группы чистой формационной линии восточной Якутии и Северо-Востока России (Гамянин, 1971; Гавриков, 1987; Мельцер, Назаров, 1987; Зональность ..., 1988).

Зональность характеризуется сменой от внутренней части рудного поля к его флангам турмалиновых, кварц-хлорит-турмалиновых и амфибол-турмалиновых ассоциаций метасоматитов кварц-серицит-полевошпатовыми и кварц-серицит-гидрослюдистыми метасоматитами, которые, в свою очередь, сменяются метасоматитами карбонат-хлорит-кварцевой и хлорит-карбонатной зон.

Зона грейзенизации наблюдается главным образом в жильных телах, тяготеющих к контакту интрузива. На нее наложены кварц-серицит-хлоритовые или кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты.

Рудопроявление Ветвистое расположено в северо-восточной части рудного поля. Песчано-сланцевые толщи, вмещающие гранитоиды, метаморфизованы до биотитовых, участками биотит-кордиеритовых и турмалинизированных роговиков. Отдельные пласты песчаников повышенной известковистости превращены в скарноиды (рисунок 3.3.).

Рудовмещающими телами на участке служат жилы кварцевого, поливошпат-кварцевого и турмалин-кварцевого состава, часто сопровождающиеся минерализованными зонами дробления и прожилкования. Наиболее крупная кварцевая жила, сопровождаемая рудоносной зоной дробления имеет длину более 500 м и мощность - от 0,2 до 3,0 м, причем наиболее богатые руды фиксируются в раздуве жилы, образуя рудный столб. Оруденение относится к золото-висмутовому минерально-геохимическому типу, однако имеет при этом особенности, не отмеченные на других объектах. Руды золото-висмутового минерально-геохимического типа известны давно, например, в Великобритании (Thomas, 1961), Франции (Tollon, Picot, 1969), Южной Америке (Ahlfeld, 1937). Однако нигде эти руды не являлись самостоятельным промышленным типом, а сопутствовали рудам пиритового и арсенопиритового типов.

К гостящему времени на Северо-Востоке России изучены проявления, в которых минералы золото-висмутового типа формируют промышленные руды (Некрасов и др., 1988). Отличие минеральных ассоциаций рассматриваемого объекта в том, что чрезвычайно редкие минералы: мальдонит (Au_2Bi) и золото-висмутовый сульфид ($AuBi_5S_4$), являются одним из главных рудных минералов и вместе с самородным золотом образуют новый промышленный тип оруденения. Физико-химическая (геолого-генетическая) модель рудообразования проявления Ветвистое Халдыкчанского рудного поля приведена в соответствующем разделе данной работы.

Представителем объектов золото-вольфрам-висмутового минерального типа является **проявление Галечное** (рис. 3.1.), локализованное в экзо- и эндоконтакте Тенгкелийского гранитоидного интрузива Дербек-Нельгесинской металлогенической зоны. Оно расположено на северо-западной границе Яно-Колымской провинции. Главным отличием этого объекта от охарактеризованного выше месторождения Ветвистое является наличие промышленных концентраций (до 5-7%) вольфрама, сосредоточенного, в основном, в составе шеелита. Здесь также жильное поле шириной до 150 м и длиной до 1,5 км не оценено на жильно-штокверковое орудование.

Охарактеризованные типичные проявления золото-кварцевой формации демонстрируют разнообразие минеральных типов золоторудной минерализации и перспективы выявления крупнообъемных штокверковых объектов этой формации с высокотехнологичными рудами.

Объекты золото-сульфидно-кварцевой формации

Месторождения и проявления золото-сульфидно-кварцевой формации довольно распространены в пределах региона, но подавляющее большинство из них имеют мелкие масштабы или представляют лишь минералогический интерес. Основу минерагенического районирования объекты этой формации составляют лишь в Южно-и Западно-Верхоянском сегментах Верхоянского пояса и Куларском сегменте Яно-Охотского пояса за пределами Яно-Колымской золотоносной провинции.

В регионе известны три месторождения золото-сульфидно-кварцевой формации: крупное **Нежданинское** и среднее **Дуэт-Юрское** в пределах Южно-Верхоянского сектора Верхоянского пояса и крупное **Ключусское** – в пределах Куларского сектора Яно-Охотского пояса. Все они неоднократно и детально охарактеризованы в литературных и фондовых источниках. Обобщающая их характеристика приведена в Тектонике..., 2001. Относительно хорошо изученное рудопроявление **Аркачан** (Аристов и др., 2003; Константинов, 2006 и др.) локализовано в центральной части Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского пояса. Следует отметить, что Нежданинское и Дуэт-Юрское месторождения часто относят к золото-кварцевой формации (Тектоника..., 2001, Константинов, 2006). То же можно сказать об **Аркачанском проявлении** относимом к золото-кварцевой или к золото-полиметальной формации (Константинов, 2006). По мнению Г.Н. Гамянина (Золото..., 2004) проявление следует относить к новому минеральному типу из-за развития в рудах наряду с арсенопирит-пиритовой и халькопиритовой ассоциаций висмут-теллуридной ассоциации, с которой связана значительная часть золота. Месторождение **Ключус** иногда относят к месторождениям золото-сурьмяно-ртутной или золото-ртутной формации (Бабкин, 1975). Автор вместе с большинством исследователей (Коньшев,

1995; Москвитин, 2002 и др.) считает возможным рассматривать данный объект в составе золото-сульфидно-кварцевой формации.

В качестве типичного представителя формации в данной работе предлагается характеристика **Халдыкчанского проявления**, расположенного в западной части одноименного рудного поля. Линзующиеся рудные жилы ленточной текстуры кварцевого и карбонатно-кварцевого состава локализованы в зоне катаклаза мощностью 100-400 м северо-западного простирания (Некрасов, 2007^а).

При изучении вещества жил в шлифах хорошо заметна катаклазированная гранобластовая структура кварца (рисунок 3.4.а). В результате катаклаза происходит перераспределение карбонатных и углисто-серицит-гидрослюдистых агрегатов, которые «отжаты» к зальбандам жил (рисунок 3.4.а). К этим полоскам тяготеет большая часть рудных минералов, которые представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, золотом, ильменитом, халькозином, борнитом. Спорадически отмечаются киноварь и антимонит. Химические составы рудных минералов приведены в таблице 3.1. Наиболее ранняя пирит-арсенопиритовая рудная ассоциация представлена пиритом, арсенопиритом и редко отмечающимися ильменитом, галенитом, сфалеритом и тетраэдритом. Редкие золотины этой ассоциации встречаются, как правило, в сростках с кристаллами пирита (рисунок 3.4.б).

Поздняя пирит-арсенопиритовая ассоциация связана с гидротермальным кварцем второй генерации, легко узнаваемым в шлифах по более крупным зернам, шестоватым и друзовидным агрегатам. В этой ассоциации преобладают пирит пентагонального габитуса и арсенопирит удлиненно-таблитчатой формы. Золотины, сопутствующие рудным минералам, развиты по трещинам и в интерстициях метасоматического кварца (рисунок 3.4.в, г). Наиболее продуктивной является золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация, минералы которой тяготеют к зальбандам жил. Здесь наблюдается совместная кристаллизация пентагонального пирита, золота и халькопирита (рисунок 3.4.д), с захватом более ранних сульфидов.

Галенит и сфалерит кристаллизуется почти одновременно с ними. Золотины часто имеют отчетливый кристаллический облик (рисунок 3.3.г) или образуют сростки комковатых, пластинчатых и ячеистых агрегатов - «горчичное» золото (Гамянин, Горячев, 1988) - рис. 3.4.е), с каймами окислов золота (рис. 3.4.ж).

Самую позднюю продуктивную ассоциацию представляют золото, сфалерит и тетраэдрит с повышенным содержанием серебра - до 5,73% (таблица 3.1.). Золото часто наблюдается в сростках с идиоморфными кристаллами галенита или с ксеноморфными зернами Ag - тетраэдрита.

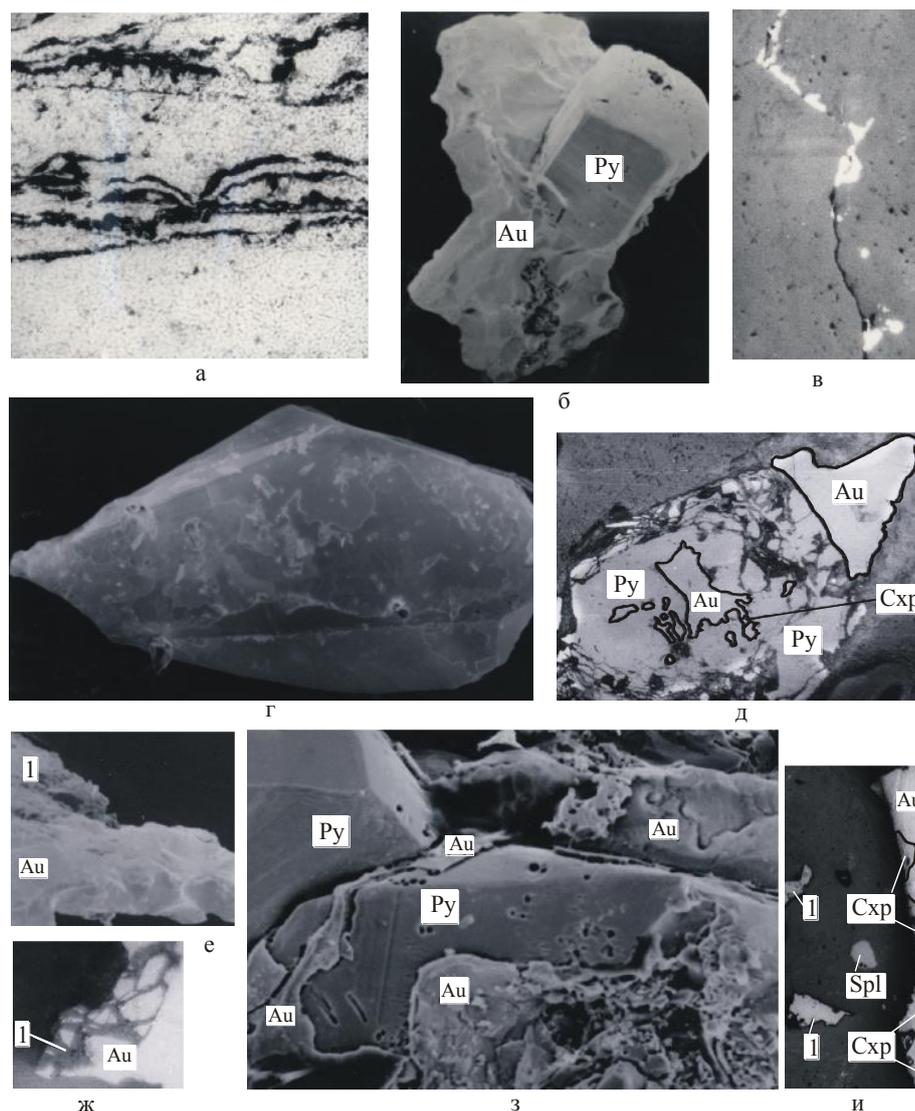


Рисунок 3.4.

Взаимоотношения минералов и их агрегатов в рудной жиле проявления Халдыкчан. Фото автора. а – прозрачный шлиф, николи-, 80^х, полосы углисто-глинистого состава с серицитом в зальбанде кварцевой жилы; б, г, е, з – фотографии выполнены на электронном сканирующем микроскопе JSM-T-20 в отраженных электронах в лаборатории рентгеноспектрального анализа геологического факультета МГУ: б – сросток самородного золота (Au) с пиритом (Py) ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации, 200^х; г – октаэдр самородного золота, деформированный в условиях стесненного роста в интерстиции зерен раннего метасоматического кварца, 200^х; е – пленка окисла золота (1) по краю золотины пластинчатой формы, 160^х; з – обрастание золотом пентагональных кристаллов пирита ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации, 500^х; в, д, ж, и – полированные шлифы: в – золото в интерстициях раннего метасоматического кварца, 90^х; д – сросток золота, халькопирита (Cxp) и пентагонального пирита в агрегате углисто-глинистого вещества, 90^х; ж – развитие окислов золота (1) по краю зерна самородного золота, 500^х; и – взаимоотношения самородного золота, сфалерита (Spl) и серебросодержащего тетраэдрита (1) золото-сфалерит-галенит-тетраэдритовой ассоциации с халькопиритом золото-халькопирит-сфалерит-галенитовой ассоциации, 90^х.

Наблюдается обрастание золотом сульфидов более ранних ассоциаций (рисунок 3.3.з, и). Процесс рудообразования завершился кристаллизацией редких выделений киновари и антимонита, сопровождаемые мелкозернистыми кварц-карбонат-диккитовыми агрегатами. Последовательность формирования рудных ассоциаций является обычной для объектов золото-кварцевой малосульфидной одноэтапной формации. Такие руды формируются из близнейтральных (рН -

4-8) растворов, на фоне постепенно снижающейся от 350 до 150°C температуры (Гамянин, 1974). Характерны для золото-сульфидно-кварцевой формации и химические особенности минералов (таблица 3.1.), такие как отношение S/As в арсенопирите, содержание Fe в сфалерите. Массивная кристаллизация сульфидов и золото происходила в неравновесных условиях на фоне изменяющейся кислотности-щелочности, что фиксируется структурой богатых зальбандов жил. Ранние рудные ассоциации формировались, вероятно, при T около 500° C, при постоянной активности серы в растворе (Weissberg, 1970; Seward, 1973). Повышенная растворимость кремнекислоты в слабощелочных средах (Smith, 1943; Krauskopf, 1951) обеспечивала пульсационный характер рудообразования. Массовая кристаллизация раннего кварца, при этом, приводила к смещению равновесия в растворе, вследствие чего начали кристаллизоваться K-содержащие серицит и гидрослюды, что в свою очередь нарушило баланс серы, потенциал которой зависит от щелочности (Weissberg, 1970).

Таблица 3.1.

Химический состав рудных минералов проявления «Халдыкчан».

Элементы масс. %	Галенит (2*)	Арсенопирит (2)	Сфалерит (2)	Ag-тетраэдрит (2)	Золото (3)
Pb	88,39	-	-	-	-
Fe	-	33,33	6,05	2,40	-
Zn	-	-	58,72	4,97	-
Cd	-	-	0,99	-	-
Cu	-	-	-	33,46	-
Sb	-	-	-	29,92	-
S	13,10	-	33,50	23,68	-
As	-	46,11	-	-	-
Ag	0,02	20,73	-	5,60	29,64
Au	-	-	-	-	70,37
Сумма	101,51	100,17	99,26	100,03	100,01

*- количество анализов

Анализы проведены в ИЭМ РАН на микроанализаторе «Самебах» с микрорентгеноспектральной приставкой «Link», V – 20kv, оператор – инженер Романенко И. М.

Рудопроявление Урасалах расположено в пределах Западно-Куларской металлогенической зоны Куларского сегмента Яно-Охотского пояса. В структурном отношении приурочено к северной переклинали Солурской антиклинали, положение которой контролируется серией крупных сбросо-сдвигов северо-западного простирания Джоотукской системы. Антиклиналь шириной в районе проявления 10-12 км опрокинута на восток, шарнир ее круто погружается к северу. Сложена высокоуглеродистыми (содержание Сорг 1-3%) аржиллитами и алевролитами туогучанской свиты верхней перми.

Нарушение баланса серы вызвало разрушение сульфидных комплексов золота (Seward, 1973) и выпадение из раствора основной массы самородного золота вместе с сульфидами поздних ассоциаций. Массовая кристаллизация золота и сульфидных комплексов привела к высвобождению сурьмы и ртути, входящих в их состав, и завершению рудообразующих процессов кристаллизацией киновари и антимонита.

По минеральному (кварц-полевой шпат, слюды, карбонаты) и химическому составам туогучанская свита весьма сходна с продуктивной хомолхинской свитой золоторудного месторождения Сухой Лог. В результате динамотермальных процессов породы туогучанской свиты изменены до хлорит-серицитовой зоны зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Характерной особенностью этих пород является их интенсивная пиритизация и предшествующая ей карбонатизация. Отмечается пирит двух модификаций: тонкодисперсные агрегаты пирит-марказитового состава в виде желваков, линзочек, и кубические кристаллы размером до 1,5 см, окаймленные кварцевой рубашкой.

Границы выделенных в настоящее время четырех рудных тел определяются только по результатам опробования. Мощности наклонных рудных лент составляют от 1,0 до 7,0 м, они прослежены по падению на расстояние до 300 м. Содержания золота колеблются от 0,5 до 20,0 г/т при средних – 1,0-2,0 г/т. Содержание арсенопирита в кварце достигает 10-15%, во вмещающих породах обычное его количество 1-2%. Постоянно отмечается пирит, спорадически встречаются пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, антимонит, реальгар, киноварь, блеклые руды, касситерит, вольфрамит. Золото в самородном виде отмечается в кварцевых прожилках, где тяготеет к углисто-глинистым пропласткам и арсенопириту.

Объекты золото-сульфидной формации

Оруденение этой формации в пределах ВКСО проявлено, гораздо в меньшей степени. Слабо золотоносные (десятые г/т до 1,5 г/т) пиритовые руды распространены в виде пластовых залежей в черносланцевых горизонтах на нескольких стратиграфических уровнях (поздний карбон, начало ранней перми, поздняя пермь, поздний триас) Верхоянского, Яно-Охотского, Яно-Колдымского поясов.

Рассеянная сульфидная вкрапленность характерна для рифейских черносланцевых горизонтов Сете-Дабанского и Черско-Полоусненского поясов. Мощные пиритовые залежи и поля вкрапленной минерализации связаны с пропилитами по позднеюрским вулканитам Черско-Полоусненского пояса.

Среди немногочисленных рудопроявлений этой формации можно выделить объекты двух минеральных типов: золото-арсенопиритового и золото-пиритового.

К первому типу принадлежит **рудопроявление Морозовское** (рисунок 3.1.), локализованное в пределах Туостахской антиклинорной структуры Яно-Колымского пояса, пространственно севернее Яно-Колымской провинции. Проявление приурочено к восточному экзоконтактовому ореолу Синекандинского гранитоидного массива, прорывающего алевролиты и аргиллиты карнийского возраста. Массив сопровождается штоком и дайками диоритовых порфиров. Рудные тела, представленные линейными и площадным штокверками сосредоточены в березитизированных и минерализованных кварцем дайках и штоке. Прожилковые, пятнистые и массивные руды представлены арсенопиритом, с резко подчиненными пиритом, пирротинном, халькопиритом и сульфоантимонитами свинца. Золото – тонкодисперсное, рассеяно в арсенопирите. Главным рудным минералом является арсенопирит, второстепенными пирит, халькопирит, блеклые руды. Концентрации золота в рудных тела составляют 3,0 – 60,0 г/т, а в среднем по рудным телам - до 10,0-15,0 г/т.

Перспективы открытия крупнообъемных объектов золото-пиритового типа в пределах региона всегда оценивались не высоко. Положение может измениться после изучения Таамарского рудного поля, выявленного в процессе проведения региональных геолого-съёмочных работ в 80-х годах.

Таамарское рудопроявление локализовано на восточном окончании Улахан-Тасского сегмента Черско-Полоусненского пояса. С северо-востока Черско-Полоусненский пояс ограничивают структуры Южно-Ануйской шовной зоны. К югу от рудного поля Черско-Полоусненский пояс граничит со структурами Алазейского сегмента ВКСО по крупному региональному глубинному шву – Абыйскому разлому, который выделяется крутой ступенью в региональном грави-магнитном поле. Восточный отрезок этого разрыва известен под названием Россошинского разлома. Локализация рудного поля на стыке трех крупных региональных структур принципиально определяет его высокую перспективность (Некрасов, 2006^г).

Площадь рудного поля сложена тремя литологически контрастными вулканогенно-осадочными ранне-среднеюрскими толщами. Породы регионально метаморфизованы в филлитовой и зеленосланцевой фациях и на значительной части площади подвергнуты контактово-метаморфическим изменениям. Контрастное строение разреза обуславливает возможность четкого литологического контроля оруденения, с формированием мощных и протяженных рудных лент и рудных столбов в черносланцевой части разреза и выдержанных по простиранию секущих минерализованных зон дробления в вышележащих песчаниках. Вулканогенно-осадочные породы прорваны раннемеловыми диоритами-гранодиоритами и амфибол-биотитовыми гранитами Улахан-Тасского батолита. Рудное поле локализовано на восточном погружении батолита и большая часть площади рудного поля приходится на надинтрузивную зону или провесы кров-

ли. Золоторудная минерализация контролируется субширотными (зона Главная) зонами трещиноватости мощностью от 500 м до 2,0 км, являющимися, по-видимому, выражением региональной системы Абыйской гравимагнитной ступени. Однако, рудовмещающими служат минерализованные зоны дробления северо-западного простирания, согласные с общим планом структуры Южно-Ануйской шовной зоны, которая характеризуется в том числе и золоторудной специализацией.

В пределах Таамарского рудного поля выделено четыре мощных минерализованных зоны дробления (рисунок 3.5.). Рудная минерализация принадлежит золото-(мышьяковисто)-сульфидной формации, золото-пиритовому минеральному типу. Золото по большей части свободное, относится к легко обогатимому типу, размер золотинок 0,1-0,5 мм. Общая установленная длина минерализованных зон дробления составляет 6,5 км. В пределах черносланцевого горизонта мощность зон составляет 4,0-20,0 м и, ни одной горной выработкой зоны не вскрыты на полную мощность. Минеральный состав руд очень простой: рудные минералы – лимонит и пирит, редкие – касситерит; халькопирит; арсенопирит; пирротин; галенит; антимонит; ильменит; самородное золото; жильные минералы – кварц; флюорит и редкие – везувиан, гранат, циркон.

Несмотря на слабую изученность, к проявлению в настоящее время уже проявили интерес крупные золоторудные компании. Прогнозные ресурсы Таамарского рудного поля оцениваются в 250 т, а наиболее близким по типу может считаться крупное золоторудное месторождение Кумтор в Киргизии.

Суммарно, проявленность оруденения всех трех собственно золоторудных формаций ВКСО сопоставима с крупнейшими провинциями и районами крупных континентальных структур. Отдельные крупные и гигантские месторождения (например Майское на Чукотке) выявлены в пределах Тихоокеанского пояса. В пограничных структурах Тихоокеанского пояса месторождения этой группы формаций формируют крупные единицы уровня металлогенических зон (Аляска с месторождениями Пого и Форт-Нокс, Карлинский тренд), но не являются основными типами месторождений в металлогенических единицах уровня провинций.

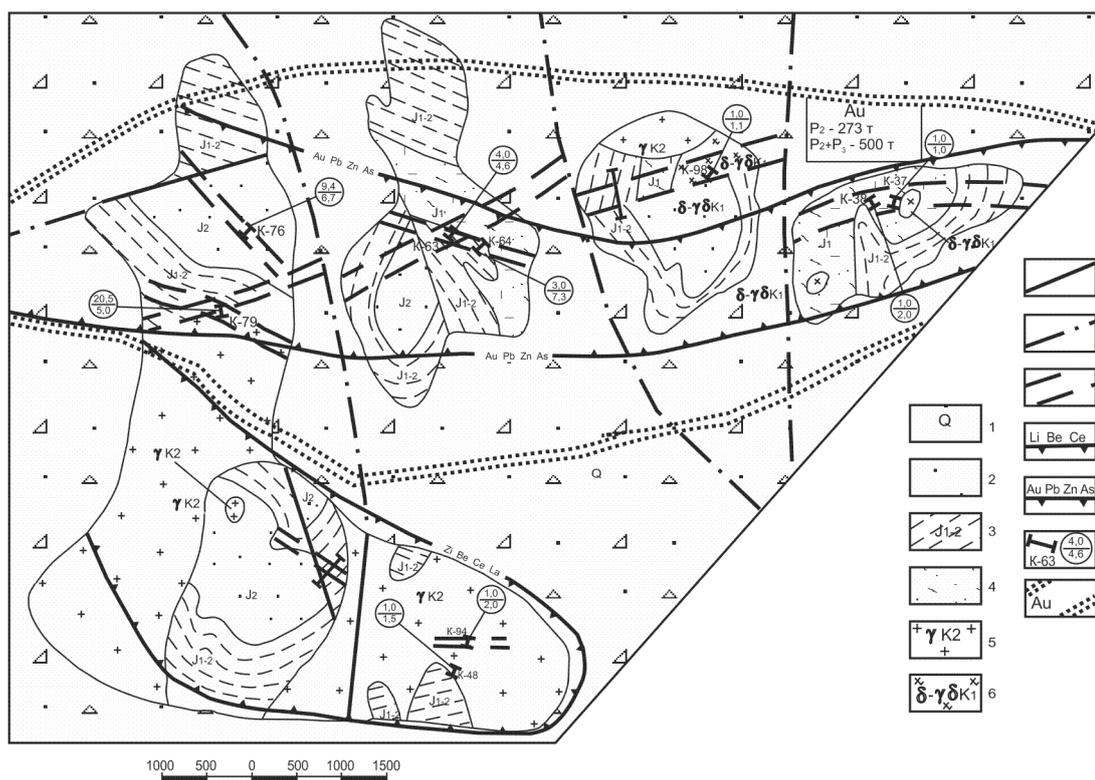


Рисунок 3.5.

Схема геологического строения Таамарского рудного поля. Составлена автором. 1 - рыхлые четвертичные отложения; 2 - среднеюрские песчаники, алевролиты, прослои и линзы туфов; 3 - нижне-среднеюрские алевролиты, аргиллиты, прослои песчаников; 4 - нижнеюрские риолитовые, дацитовые порфиры, их туфолавы, туфогенные песчаники, алевролиты; 5 - поздне меловые граниты; 6 - раннемеловые гранодиориты, диориты; тектонические нарушения: 7 - достоверные, 8 - предполагаемые; 9 - предполагаемые зоны прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации; комплексные литохимические аномалии: 10 - редкометалльно-редкоземельной ассоциации, 11 - полиметаллической ассоциации; 12 - картировочная канава, её номер, средние параметры рудных пересечений: видимая мощность (числитель), содержание золота (знаменатель); 13 - площадь перспективная на открытие крупного золоторудного объекта.

3.1.2. Золотосодержащие объекты

Все объекты, в которых наряду с золотом присутствуют значимые попутные компоненты или, напротив, само золото является значимым попутным компонентом «укладываются» в единый формационный ряд, отражающий уменьшение глубинности рудоформирующих флюидов.

Объекты золото-меднопорфировой формации

В пределах региона выявлены единичные проявления данной формации. Большинство проявлений вулканоплутонического пояса Черского (Шпикерман, 1998) можно лишь условно отнести к данной формации, т.к. необоснованно само наличие медно-порфировой системы, отвечающей вполне конкретным геологическим, структурным, петрологическим, геохимическим

и геофизическим критериям (Silitoe, 1975 и др.). В пределах Яно-Колымской провинции золото-медно-порфировые объекты пока неизвестны.

Золото-медно-порфировые объекты Полоусненского сегмента Яно-Колымского пояса приурочены к меридиональной Куйгинской рудной зоне (Панфилов, Некрасов, 2006). Поперечное к складчатым структурам положение зоны определяется кровлей нескрытого Куйгинского батолита. Апикальные выступы батолита, прорывающие позднеюрскую песчано-сланцевую толщу, формируют малые интрузии гранитоидов повышенной щелочности и тела взрывчатых брекчий.

На **рудопроявлении Марья-Хая** (Марья-Хая-1, 2, 3) оруденение локализовано в взрывчатых брекчиях и вмещающих юрских песчаниках. Здесь наблюдаются две системы прожилков: северо-западного простирания, несущая золото-редкометалльное (Au, Bi, W) оруденение и разноориентированные прожилки с золото-медным оруденением. В совокупности, эти системы формируют штокверк площадью 2,5 x 1,5 км. Содержания меди по единичным бороздовым пробам достигают 2%, золота – 15,0 г/т.

На **рудопроявлении Мамяджа** в экзо- и эндоконтакте штока гранодиоритов и тоналитов наблюдается штокверковое прожилкование с содержаниями меди в единичных штучных пробах – до 1,5%, золота – до 37,0 г/т. Штокверк рассекается мощными (до 10,0 м) зонами дробления с сульфидным цементом (халькопирит-халькозинового состава) северо-западного простирания. Установленные единичными выработками пересечения на мощность от 7,0 до 11,0 м характеризуются средними концентрациями меди от 0,6 до 11,0%, золота – от 0,3 до 0,9%. Анализ имеющихся данных позволяет сделать вывод о недостаточной обоснованности развития порфировой рудоносной системы в пределах Куйгинской рудной зоны. Так, не выявлены порфировые штоки и интрузии с устойчивым субщелочным уклоном, штокверковое оруденение только предполагается, т.к. на перспективных участках отсутствует систематическое опробование; геохимическая зональность, один из самых характерных признаков порфировых систем – не установлена.

Рудопроявление Берендей локализовано в Эгекитском рудном узле Селенняхского сегмента Черско-Полоусненского пояса. Оруденение связано с малой интрузией повышенной щелочности позднемелового возраста, принадлежащей к дьяхтардахскому комплексу Белогорского вулканоплутонического пояса, наложенного на структуры коллизионного пояса Черского. Геологическая позиция рудопроявления определяется его положением в надинтрузивной зоне практически не эродированного массива гранитоидов, прорванного многочисленными штоками и дайками биотит-рогообманковых гранодиорит-порфиров с монзонитовым уклоном, характе-

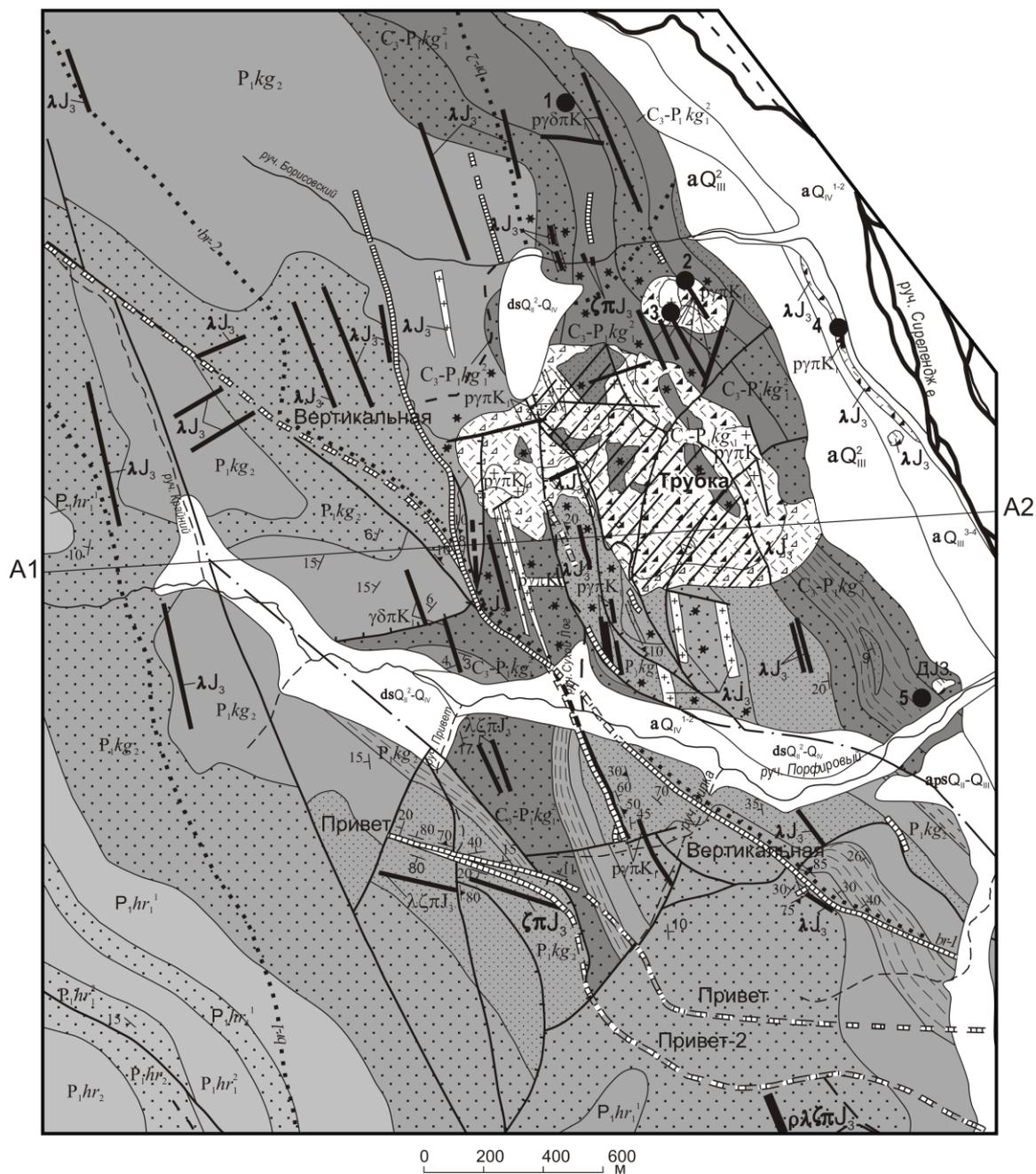
ризующихся «быстрыми», но постепенными переходами по мощности и простираению в диоритовые порфириты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Промышленные концентрации полезных компонентов связаны с турмалин-кварцевыми (олово) и сульфидно-кварцевыми (олово и медь) телами. Последние, по набору сульфидов, подразделяются на арсенопирит-халькопиритовые и галенит-сфалеритовые. На участке представлено как минимум четыре морфологических типа руд: это жилы, минерализованные зоны дробления, штокверкоподобные зоны прожилкования и вкрапленные руды. Медно-порфировые руды с золотом выявлены при заверке вторичных ореолов рассеяния золота и меди горными работами. Морфологически это штокверкоподобная зона кварц-турмалиновой и кварц-сульфидной прожилковой минерализации в сульфидизированных, окварцованных и турмалинизированных песчаниках, алевролитах, и штоках гранитоидов. Здесь, кроме халькопирита, борнита, пирита и арсенопирита широко представлены малахит, азурит, куприт, лимонит, скородит и самородная медь. Магнитометрической съемкой установлено, что два апикальных выступа массива плагиогранит-порфиров «сливаются» на глубине менее 100 м в единое интрузивное тело, которое само представляет апикальный выступ более крупного массива. Площадными геохимическими работами выявлена четкая зональность с концентрацией аномалий золота и меди в центральной части площади, на участке выхода штоков плагиогранит-порфиров и субкольцевой аномалией свинца, и цинка по периферии структуры. Также по периферии структуры развита система кварц-сульфидных жил и зон прожилкования с преимущественно полиметаллическими рудами. В канаве длиной 600 м на весь интервал среднее содержание золота составляет 0,23 г/т; меди – 0,37%, при том, что по техническим причинам в 1992 г. около 40% проб не проанализированы. Другими словами, на рудопроявлении Берендей присутствуют все признаки рудоносной порфировой системы, наряду с высокой степенью недоизученности участка.

Участок Порфировый локализуется в несколько иной геолого-структурной позиции. Расположен в пределах Мангазейского рудного поля (Западно-Верхоянская сереброрудная провинция), приуроченного к центральной части Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато надвигового пояса. Сереброрудное Мангазейское рудное поле будет охарактеризовано ниже в соответствующем подразделе работы. Локальный участок развития комплексных серебро-золото-медно-порфировых руд (рудопроявления Шток и Трубка) локализован на юго-западном фланге Мангазейского сереброрудного поля и пространственно обособлен от рудных зон (месторождение Вертикальное, рудопроявления Привет, Жильное) участка, несущих только сереброрудное и серебро-полиметаллическое промышленное оруденение (рисунки 3.6.-3.7.) На площади участка фиксируется телескопирование различных этапов рудной минерализации, что, во-первых, обуславливает латеральную зональность оруденения относительно субвулканиче-

ского центра, а во-вторых является причиной его комплексного характера. В пределах участка, на общую картину закономерностей локализации серебряного и серебро-полиметаллического оруденения, накладывается ассиметричная концентрическая зональность, связанная с погребенным выступом гранитоидного интрузива, в наиболее приподнятой части которого расположен Эндыбальский субвулкан. Рудопроявления участка Порфиновый сгруппированы на площади около 12 км² непосредственно в теле Эндыбальского субвулкана и вмещающих породах кыгылтасской и хорокытской свит, прорванных дайками и штоками тоналит-порфиоров, плагиогранит-порфиоров, гранодиорит-порфиоров, плагиогранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров. В пределах **проявления Шток** толща прорвана телом позднеюрских эксплозивных брекчий риолитового состава, размером 300 x 150 м, вытянутым в широтном направлении. Тело брекчий, в свою очередь прорвано изометричным штоком раннемеловых плагиогранит-порфиоров. Контакты всех магматических образований – крутопадающие. В теле грейзенизированных взрывных брекчий и в прорывающих их плагиогранит-порфирах, распространены обломки березитизированных серицит-кварцевых пород с сетью разноориентированных сульфидно-кварцевых и сидерит-сульфидно-кварцевых прожилков (рисунок 3.7.). В рудах наблюдается наложение поздних касситерит-станнин-арсенопиритового и галенит-сфалеритового минеральных типов олово-серебро-полиметаллической формации на руды вольфрамит-арсенопирит-молибденитового и золото-висмутин-халькопирит-пиритового минеральных типов золото-редкометалльной формации.

Рудопроявление Трубка также локализовано в теле Эндыбальского субвулкана и его экзоконтактах. Содержания золота превышают 0,3 г/т, а меди – 0,05%. Фиксируются две системы крутопадающих жил и прожилков (мощностью 1-50 мм) вмещающие породы по всей площади несут рассеянную вкрапленность пирита, арсенопирита и халькопирита.

Главные рудные минералы штокверковой зоны представлены пиритом, арсенопиритом и халькопиритом. В качестве второстепенных минералов установлены: блеклые руды, сфалерит, галенит; к редким относятся: самородные золото и серебро, акантит, станнин, вольфрамит, молибденит, густавит, висмутин, сульфотеллурид висмута и серебра, акантит, пираргирит, миаргирит, диафорит, антимонит. Максимальный размер золотинок – десятки микрон. С кварцем поздней генерации связаны выделения галенита, сфалерита, диафорита, пираргирита и миаргирита. Акантит и самородное серебро (микронные выделения) развиты по диафориту. Более детальная модель рудообразования Иангазейского рудного поля (в т.ч. участка Порфиновый) будет приведена в соответствующей главе работы.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ А1-А2
масштаб горизонтальный и вертикальный 1:20 000

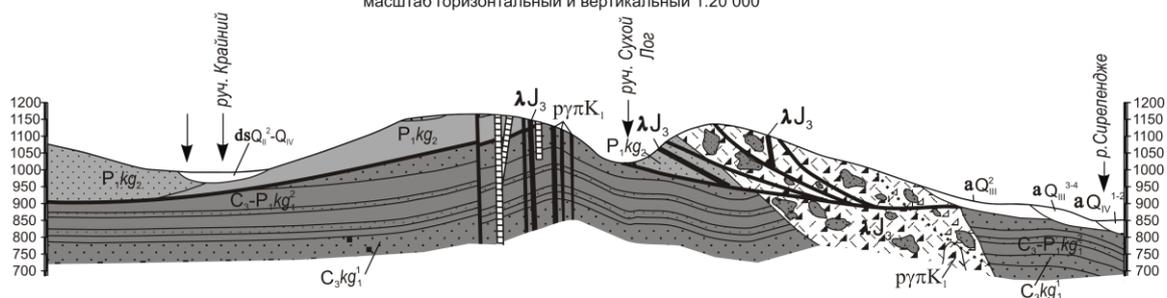
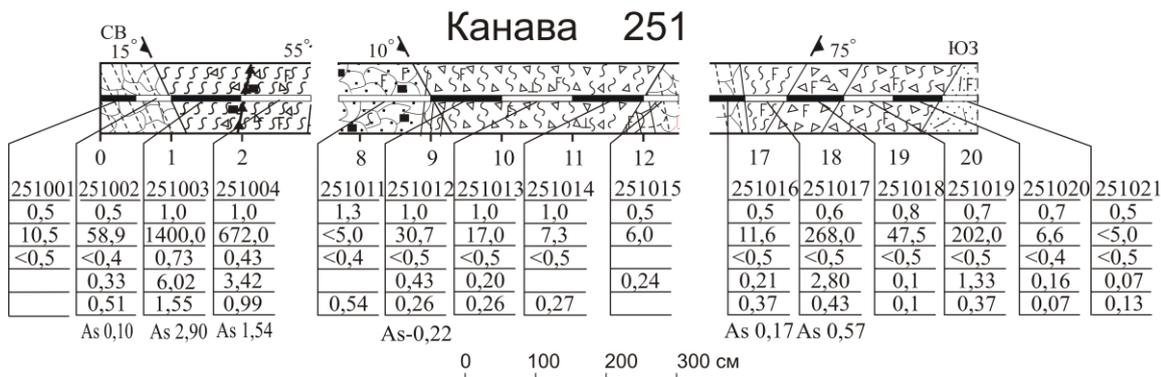


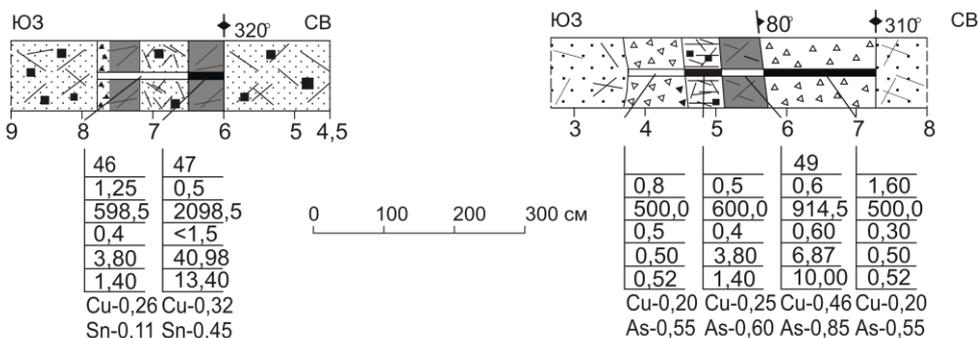
Рисунок 3.6.

Геологический план участка Порфирный. Составлен автором. Черные кружки 1-5 – мелкие рудопоявления: 1-4 – Борисовское; 5 – безмянное проявление золото-сульфидной формации. Остальные условные обозначения – см. на Рис. 3.7., 4.5.

Строение рудных тел рудные тела зоны Привет



рудное тело зоны Вертикальная Канавы 73 66



рудный штокверк "Трубка"

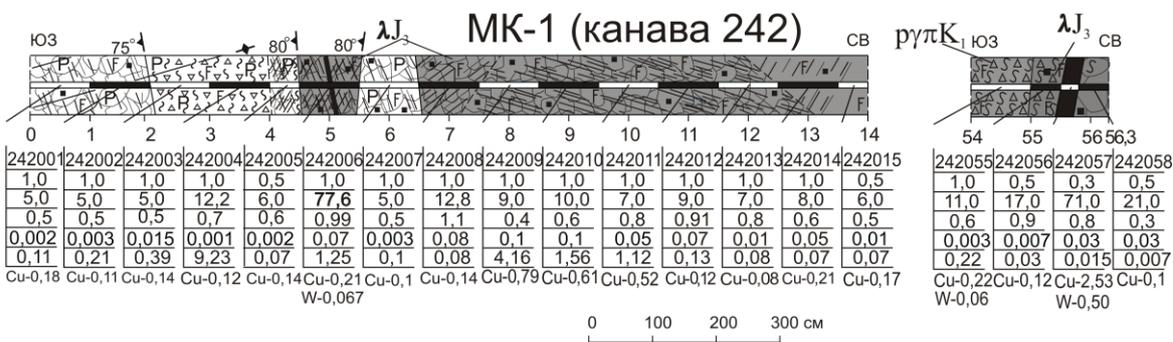


Рисунок 3.7.

Строение рудных тел участка Порфиоровый. Составлен автором. 1-10 – только на рис. 3.6; 1 - аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойм, стариц, первой надпойменной террасы. Галечники, валуны, пески, супеси; 2 - делювиально солифлюкционные отложения. Щебень, дресва, суглинки; 3 - аллювиальные отложения второй надпойменной террасы. Галечники, пески, алевролиты; 4 - аллювиальные отложения комплекса высоких террас. Галечники, пески; 5 - аллювиально-пролювиально-солифлюкционные отложения комплекса высоких террас. Галечники, пески; 6 - хорокытская свита, верхняя подсвита. Алевролиты, песчаники. В кровле - песчанистый пакет; 7-8 - хорокытская свита, нижняя подсвита; 7 - вторая пачка. Алевролиты, песчаники. В кровле - песчанистый пакет; 8 - первая пачка. Алевролиты, песчаники. В кровле - песчанистый пакет; 9-10 – кыгылтасская свита; 9 - верхняя подсвита. Алевролиты, песчаники. В кровле - песчанистый пакет; 10 - нижняя подсвита. Вторая пачка. Алевролиты, песчаники. В кровле - песчанистый пакет; 11 - средне-крупнозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов; 12 - мелкозернистые песчаники с прослоями серых мелкозернистых алевролитов; 13 - мелко-среднезернистые алевролиты и алевролитистые песчаники; 14 - переслаивание алевролитов, мелко- среднезернистых песчаников, и алевропесчаников (только на рис. 3.6.); 15 - геологические (а) и фациальные границы (б); 16 - малые тела плагиогранит-порфиров, дайки плагиогранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, плагиогранодиорит-порфиров; 17 - субвулканические тела риолитов (кварцевых порфиров), дайки риолитов, дацитовых порфиров, риодацитовых порфиров, плагиориодацитовых порфиров; 18-23 - эндыбальский субвулкан: 18 - плагиогранит-порфиры; 19 - риолиты; 20 - риолиты и их брекчиевая субфация, интрузивные, эксплозивные полимиктовые брекчии, туфобрекчии; 21 - брекчии обрушения ("сухие"); 22 - ороговикование (мусковит-биотитовая зона мусковит-роговиковой фация) на контакте с телами интрузивных пород; 23 - ореолы березитизации; 24-26 - разрывные нарушения: 24 - разломы: прослеженные (а), предполагаемые (б), под покровом четвертичных отложений (в); 25 - надвиги и углы смещения (в сторону штриховки); 26 - зоны дробления; 27 - рудные тела; 28-29 - элементы залегания наклонное и вертикальное: 28 - слоистости; 29 - разрывных нарушений, даек; 30- Рудопоявления и их номера (только на рис. 3.6.): 1 – Борисовское - Ag – 660 г/т; Sn – 0,65%; Zn – 1%; Cu – 1,43 %; Cd – 1,43 %; 2 - Шток - Mo – 0,1%; Au – 0,72 г/т; 3 – Шток - Mo – 0,1%; Ag – 50,0 г/т; Zn – 2,45%; Cu – 1,43%; штокверковое серебро-золото-меднопорфировое оруденение проявления Трубка: Ag – 10,0-273,0 г/т; Au – 0,5-19,0 г/т; Cu – 0,03-4,5%; 31-41 – только на рис. 3.7.; 31 - канава и номер; 32 - алевролиты; 33 - трещиноватость; 34 - зона грубого дробления по породам; 35 - жилы и прожилки кварц-карбонат-сульфидно-сульфосольные, сульфидные галенитовые); 36 - брекчированные, прожилкованные породы с кварц-карбонат-сульфидно-сульфосольным цементом; 37 - "пестрые" глины с дресвой, мелким щебнем брекчий, прожилкованных пород; 38 - лимонитизация; 39 - сульфидизация; 40 - бороздовое опробование; 41 - результаты опробования: а) номер пробы; б) длина пробы, м; в) содержание серебра, г/т: 186,0 - пробирный и гамма-активационный анализы; г) содержание золота, г/т: гамма-активационный и пробирный анализы; д) содержание свинца, %: 1,96-рентгено-радиометрический; 0,01-спектральный анализы; е) содержание цинка, %: 4,35-рентгено-радиометрический; 0,05-спектральный анализы.

В целом, в пределах участка Порфиоровый выявлена группа установленных и предполагаемых с большой вероятностью признаков, характерных для классического промышленного золото-меднопорфирового оруденения в кислых магматитах повышенной щелочности-основности, прорывающих метаморфизованную терригенную толщу: сложно построенное малоуглубинное интрузивное тело с развитием в кровле субвулканических разностей и эксплозивных брекчий; длительное время функционирования магматического очага (вероятно поздняя юра – поздний мел); эволюция магматитов от кислых повышенной основности до субщелочных; значительный вертикальный размах рудно-магматической колонны с выраженной вертикальной и латеральной зональностью; штокверковый морфоструктурный тип оруденения; полигенный и многостадийный характер оруденения, с развитием практически всех минеральных парагенезов, свойственных порфиоровым системам, при доминировании золото-меднопорфировых; многостадийное развитие и разнообразие внутрирудных метасоматитов; развитие на периферийной части системы сопровождающего дильно-прожилкового серебро-полиметаллического, собственно-серебряного и серебро-оловянного оруденения имеющего самостоятельное промышленное значение.

В то же время характер геохимической зональности демонстрирует пространственное наложение геохимических ореолов, меди, вольфрама, молибдена, цинка и свинца, что может свидетельствовать о несбалансированности порфировой системы и снижает перспективы выявления значимого золото-меднопорфирового объекта.

Приведенные примеры золото-меднопорфировых проявлений показывают с одной стороны различные их перспективы на выявление промышленных объектов данного типа, с другой стороны – слабую изученность объектов, особенно на глубину, что делает выводы об их перспективности сугубо предварительными.

Объекты золото-полиметальной формации

Проявления данной формации почти не охарактеризованы в литературе и в фондовых материалах по исследуемому региону, прежде всего потому, что эту формацию исследователи практически не идентифицировали. Большинство же проявлений, которые можно было бы отнести с объектами золото-полиметальной формации, классифицированы как проявления золото-редкометальной, либо золото-сульфидно-кварцевой формации. В данной работе приводится описание рудного поля, в пределах которого золото представлено в качестве попутного компонента, а основными является комплекс цветных и редких металлов. Такие проявления не единичны в регионе. Наиболее распространены они в пределах Черско-Полоусненского пояса (например Кандидатское в его Улахан-Тасском сегменте) за пределами Яно-Колымской провинции..

Обычно такие проявления представлены мелкими объектами с прогнозируемыми ресурсами золота не более первых десятков т. Один из таких объектов – **Лево-Неннелийское рудное поле** расположен в юго-восточном экзоконтакте Куреньинского интрузива на северо-западе Тас-Хаяхтахского сегмента Черско-Полоусненского пояса. Интрузив здесь полого ($10-70^{\circ}$) погружается на юго-восток, конкордантно вмещающей песчано-сланцевой толще раннесреднеюрского возраста. Вмещающие породы образуют опрокинутую синклиналию складку, ось которой выгнута в юго-восточном направлении, и в этом же направлении наблюдается ундуляция шарнира. Многочисленные рудные тела представлены седловидными кварцевыми, хлорит-серицит-кварцевыми, турмалин-кварцевыми жилами, локализующимися в ядре синклиналию складки, на границах отдельных пластов песчаников и аргиллитов, алевролитов. Хлорит-турмалин-кварцевые жилы содержат до 0,3% олова, вероятно, в силикатной форме. Вторую группу составляют тела с медно-полиметаллическим оруденением и с содержаниями серебра до 250 г/т. С мощными, но не протяженными кварцевыми брекчиями связана минерализация кино-

вари (до 0,68% ртути в рудах). Наконец, наиболее многочисленными являются линзующиеся жилы (до 6,0 м мощности) с содержанием золота - до 10 г/т, серебра – до 120 г/т, кобальта - до 6%, никеля - до 1,1%, селена - до 0,18%, висмута - 0,1%, ртути - до 0,75%. Отмечаются также медь, олово, сурьма, молибден, кадмий.

Ранний метасоматический кварц, с которым связана кобальт-никель-пирит-арсенопирит-леллингитовая минерализация, слагает основную массу рудных тел и обломки в брекчиевых телах. Вторая генерация представлена мелкозернистым и шестоватым кварцем, формирующим прожилки, линзы и заполняющие межзерновые пространства в агрегатах раннего кварца. Ранние сульфиды и сульфоарсениды (таблица 3.2.), как правило, представлены хорошо образованными короткопризматическими кристаллами (рисунок 3.8. а, в, г). Кварцем поздней генерации сложены зальбанды жил. К нему приурочены две рудные минеральные ассоциации. Более ранняя халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация (таблица 3.2.) представлена, кроме трех упомянутых минералов, валеритом, кубанитом и редко встречающимся пиритом. Поздняя золото-висмут-селен-арсенидная минеральная ассоциация, связанная с кварцем третьей генерации представлена (таблица 3.3.) самородным висмутом, кобальтином, арсенидами сложного Mo-Ag-Pb-Cd-Bi состава, гипогенным бисмитом и самородным золотом (рисунок 3.8.). Несколько позже кристаллизуется кобальтин.

В нем наблюдаются включения самородного висмута, иногда включения представлены сростками висмута и самородного золота. С наиболее поздним кварцем связаны рудные минералы трех ассоциаций, представляющие второй, поздний золото-серебро-полиметаллический этап оруденения. Гипергенные изменения минералов выражаются в развитии многослойных кайм окислов висмута (таблица 3.3.), арсенатов железа, висмута, свинца, серебра, молибдена, сурьма (таблица 3.3.) и гидроокислов висмута, молибдена, железа и серебра (таблица 3.3.) вокруг крупных выделений минералов всех рудных ассоциаций (рисунок 3.8.). В пределах Лео-Неннелийского рудного поля в отдельных рудных телах наблюдается совмещение нескольких типов оруденения: золото-редкометалльного, серебро-полиметаллического, близповерхностного серебро-сурьмяного (Гамянин, Горячев, 1988). Причиной совмещения золотого и серебряного оруденения может явиться, как показано И.Я. Некрасовым (1990), наличие единого источника рудного вещества и сосуществование в одной структуре рудного поля даек и штоков диорит-гранодиоритового состава и субвулканических тел плагио-риодацитового состава, с которым связаны рудоносные растворы различной геохимической специализации. На протяжении всего рудного процесса фиксируется высокий потенциал мышьяка, что снижало растворимость золота в сернистых растворах (Ахметжанова и др., 1988). Ранняя пирит-арсенопирит-леллингитовая ассоциация сформирована при $T=450-550^{\circ}\text{C}$.

Состав рудных минералов никель-кобальтовых проявлений с налаженной Au-Bi минерализацией Лево-Неннейлийского рудного поля.

Анализы выполнены в ИЭМ РАН на микроанализаторе "Сamebax" с приставкой "LINK" (аналитик: Романенко И.М.)

№ п/п	Ассоциация	Минерал	Элементы, масс. %													Сумма %	
			Fe	Sb	Ag	Mo	Pb	Zn	Cd	Co	Cu	Ni	Bi	S	As		Se
1	Ранняя арсенопирит-леллингитовая	Пирит (1)	50,749	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	47,102	2,148	-	99,999
2		Со-арсенопирит (1)	26,274	-	-	-	-	-	-	3,677	-	0,138	-	16,479	53,442	-	100,010
3		Леллингит (3)	33,311	0,357	-	-	2,131	-	-	-	-	0,190	-	19,026	46,603	-	101,428
4		Арсенопирит (4)	33,808	0,386	0,061	0,941	2,708	0,059	-	-	0,061	-	-	18,934	42,133	-	99,091
5	Халькопирит-сфалерит-галенитовая	Халькопирит (4)	30,647	-	-	-	-	0,041	-	-	33,242	-	0,338	34,145	-	-	98,413
6		Галенит (1)	-	-	-	-	90,632	-	-	-	-	-	-	12,209	-	-	102,840
7		Сфалерит (1)	8,425	-	-	-	-	58,567	-	-	0,714	-	-	33,052	-	-	100,819
8	Золото-висмут-селен-арсенидная	Самородный висмут (1)	0,179	0,428	1,469	0,792	0,307	-	1,544	-	-	-	95,027	-	-	-	99,746
9		Ag-Cd-содерж. самородный Bi (2)	0,096	-	5,140	-	1,076	-	5,405	-	-	-	94,138	-	0,071	-	105,855
10		Fe-Mo-Sb-содерж. самородный Bi (3)	0,354	0,418	-	1,849	-	-	-	-	-	-	97,264	-	-	-	99,885
11		Фаза (Bi,As)O (3)	1,582	2,461	3,359	2,544	1,071	-	3,611	-	0,149	-	59,023	-	17,807	0,731	97,721
12		Ag-Cd-содерж. гипогенный бисмит (3)	0,168	0,989	4,360	-	-	-	4,694	-	0,101	-	77,902	-	0,793	-	89,007
13		Sb-Ag-содерж. гипогенный бисмит (1)	1,937	6,615	-	3,587	1,053	-	-	-	-	-	60,565	-	6,505	-	80,262
14		Гипогенный бисмит (5)	0,127	0,556	-	-	-	-	-	-	-	-	86,744	-	-	-	87,427
15	Золото-сфалерит-галенит-фрейбергитовая	Блеклая руда ряда аннивит-фрейбергит (2)	3,924	17,331	21,143	12,071	7,959	-	2,553	-	1,089	-	28,421	-	6,812	-	101,115

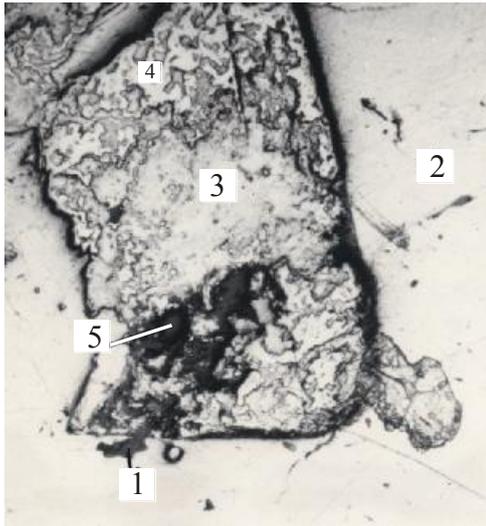
(4) - количество анализов

Таблица 3.3

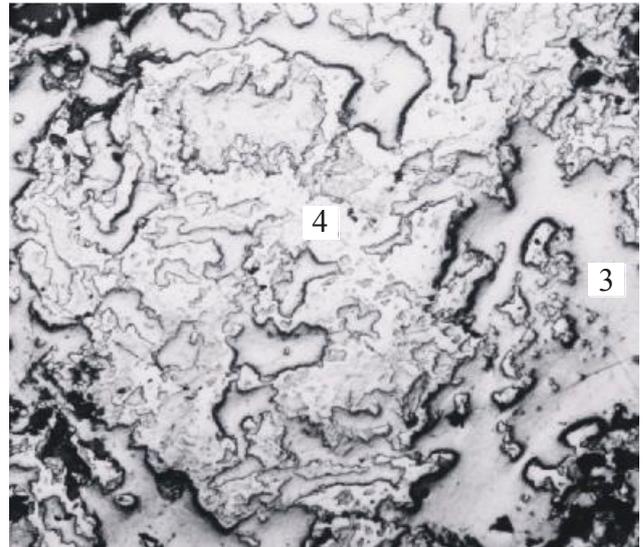
№ п/п	Минерал	Элементы, масс. %											Сумма %	
		Fe	Sb	Bi	Pb	Zn	Cu	Ag	Mo	Cd	S	As		Se
1	Гипергенный бисмит (2)	0,331	0,528	87,218	-	-	-	0,059	1,784	-	-	0,523	-	90,443
3	Скородит Fe[AsO ₄].2H ₂ O (10)	21,237	1,258	2,774	1,522	-	0,612	0,442	0,982	0,282	0,041	29,649	0,192	58,991
4	Bi- скородит (Ag,Fe,Pb,Mo) [(As,Bi)O ₄].2H ₂ O (5)	15,059	2,177	20,723	3,171	0,023	0,142	1,861	1,297	0,487	0,088	22,387	0,218	67,633
5	Bi-Ag-Sb-скоро- дит (As,Ag,Sb,Pb) [(As,Bi,S)O ₄].2H ₂ O (3)	8,196	10,266	16,762	5,524	0,039	0,279	22,802	-	0,443	3,684	11,301	-	79,296
6	Fe-Pb-охра (1)	14,900	4,300	6,486	20,593	-	-	-	-	-	8,306	3,472	-	79,057
7	Bi - охра (1)	0,879	1,457	63,642	1,114	-	-	2,183	-	4,955	-	2,735	0,137	86,998
8	Ag-Bi-Fe-охра (1)	10,302	4,625	16,387	2,499	-	0,141	14,853	2,139	1,573	-	14,903	2,166	84,711
9	Mo-Pb-охра (1)	0,264	0,344	0,826	18,144	-	-	6,966	34,091	-	-	-	-	80,398
10	Pb-Mo-Bi-охра (1)	0,406	0,268	10,229	52,574	-	-	5,020	16,352	-	-	3,076	-	103,241

(2) - количество анализов

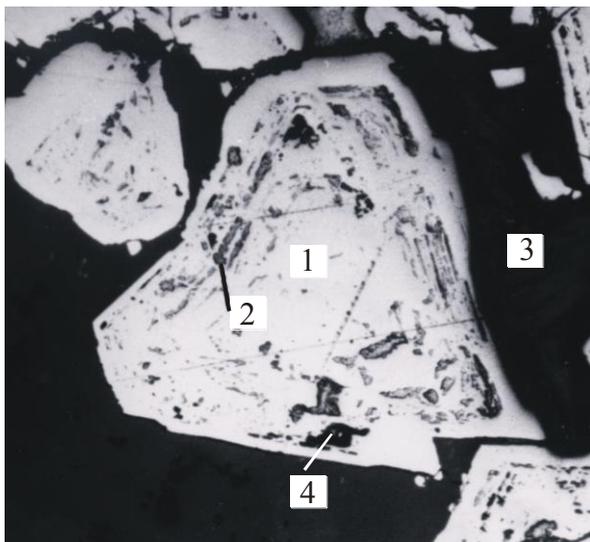
Анализы проведены в ИЭМ РАН на микроанализаторе "Самебах" с приставкой "LINK" (аналитик Романенко И.М.)



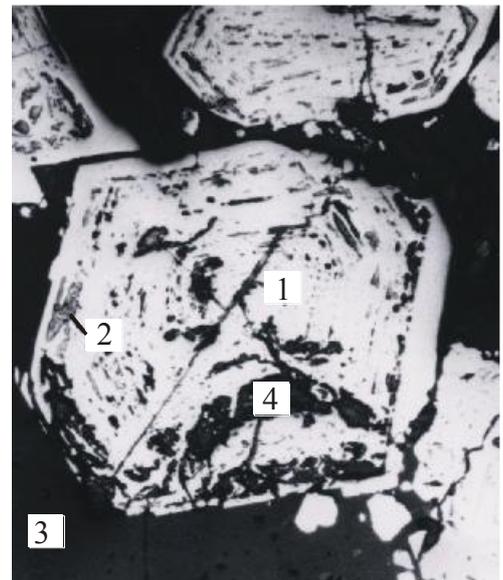
а



б



в



г

Рисунок 3.8.

Взаимоотношения минералов в золото-редкометалльных жилах золото-кобальтового минерального типа Неннелийского рудного поля. Фото автора. а – в раннем метасоматическом кварце (2) – агрегат зелен Co-Ni лёллингита (3) ранней пирит-арсенопиритовой кобальт-никеленозной ассоциации, «проросший» по границам зерен и интерстициям внутри скелетных кристаллов агрегатами поздней ассоциацией золото-редкометалльной формации: блеклой рудой ряда аннивит-фрейбергит (1) самородным висмутом (4) и бисмитом с каймами Ag-Bi-Mo-Pb охр (5) в отраженном свете, 10^х; б – срастания гипогенного бисмита и самородного висмута (4) на границе зерна Co-Ni лёллингита (3) в отраженном свете, 40^х; в, г – регенерированные фуллерообразные кристаллы Со-арсенопирита (1). По граням скелетных форм Со-арсенопирита – тонкие выделения высокосеребристой блеклой руды (2), 3 – кварц, 4 – хлорит.

Халькопирит-сфалерит-галенитовая и золото-висмут-селен-арсенидные ассоциации, судя по содержанию пирротинового минерала в сфалерите, формировались при температурах 250-

200°C (Scott, 1971, 1973) и давлении флюидной фазы, достигавшем 3-5 кбар. Поздние золото-сфалерит-галенит-фрейбергитовая и серебро-сульфосольная ассоциации сформированы при 150-300°C, фугитивности серы - 10^{-15} - 10^{-12} атм. и рН растворов, равной 4-6 (Anderson, 1973).

К настоящему времени объекты золото-меднопорфировой и золото-полиметальной формаций ВКСО настолько слабо изучены, что сопоставление их с объектами Тихоокеанского пояса и крупных континентальных плит, будет некорректным.

Объекты золото-сурьмяной формации

Месторождения и проявления формации широко распространены в пределах Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов ВКСО. В пределах Черско-Полоусненского пояса золото-сурьмяное оруденение представлено немногочисленными мелкими проявлениями, не имеющими промышленного значения. Большинство объектов (около сотни месторождений и проявлений) сосредоточены в системе Адыча-Тарынского разлома (Яно-Колымского пояс).

Все эти объекты локализованы в пределах Яно-Колымской золоносной провинции. Здесь выделяются два уникальных в своем типе месторождения **Сарылахское** и **Сентачанское** (рисунки 2.2., 3.1.), подробно охарактеризованные в литературе (Бергер, 1978; Индолев и др., 1980; Прушинская и др., 1988; Тектоника..., 2001). Несколько недоизученных объектов – **Ган-Андреевское** (рисунок 3.1.), а также рудопроявления северо-западной части Сарылахского рудного узла – **Кинясь** и **Ким** по своему ресурсному потенциалу также соответствуют крупным месторождениям. Собственно плоскость сместителя шовной зоны системы Адыча-Тарынского разлома взбросо-сдвигов, сложена сульфидизированной кварцевой брекчией с катаклазитами и милонитами по зальбандом. В таких зонах локализованы массивные, брекчиевые и вкрапленные кварц-антимонитовые руды, формирующие рудные тела мощностью до 5,0 м. По зальбандам тел руды катаклазированы и милонитизированы, с формированием своеобразной струйчатой текстуры массивных антимонитовых руд. Длина подобных тел кварц-антимонитового состава составляет – десятки – первые сотни (до 300) метров. На **рудопроявлении Ким** протяженность главного рудного тела составляет 200 м, мощность – 1,7 м. прослеженная глубина по падению – 200м, без тенденции к выклиниванию. Вообще же, только прослеженная глубинность оруденения на месторождениях Сентачан и Сарылах превышает 700 м. Фактически тела кварц-антимонитовых руд представляют собой рудные мегастолбы, сопровождаемые относительно бедными для данных объектов рудами. Рядовые руды проявления Ким содержат в среднем 9,1 г/т золота и 15% сурьмы, а в рудах месторождений Сентачан и Сарылах содержания средние содержания золота составляют 15-28 г/т, сурьмы – 25-30%. Именно сочетание богатства руд (по

золоту и сурьме одновременно) с объемами запасов – свыше 100 тыс. т делает эти месторождения и проявления уникальными в мировом масштабе и являет собой одну из самых характерных особенностей минерагении ВКСО.

В Тихоокеанском подвижном поясе золото-сурьмяные объекты данного типа известны на Аляске, где установлено более 50 не крупных месторождений и проявлений в рудных районах Фербенкс и Бридж-Ривер (Brooks, 1916; Dawson, 1947). В Южно-Американском секторе переходной зоны Тихоокеанского пояса золото-сурьмяные месторождения приурочены к «оловянному поясу Боливии и Перу», локализованному в палеозойской структуре Восточных Кордильер (Красный, 1973; Way, 1976). Потенциал золото-сурьмяного оруденения (Way, 1976) примерно сравним с таковым ВКСО, при худшем качестве руд. Пространственная ассоциация золото-сурьмяного и оловянного оруденения и локализация объектов в терригенных толщах также подчеркивает структурно-формационное сходство особенностей оруденения Южной Америки и ВКСО. В западных сегментах Тихоокеанского пояса золото-сурьмяное березитового типа развито в Восточно-Австралийской провинции, где самым известным объектом является месторождение Кастерфилд (Roberts, Knight, 1976). Можно констатировать, что золото-сурьмяное оруденение в березитах по терригенным породам фанерозоя является составной частью типоморфной минерагенической характеристики благороднометального оруденения пограничных с континентами структур Тихоокеанского пояса.

Объекты золото-сурьмяно-ртутной и золото-ртутной формаций

В пределах ВКСО образуют практически непрерывный ряд от золоторудных проявлений с резко подчиненной сурьмяной и ртутной минерализацией до золото-сурьмяно-ртутных с подчиненной золоторудной минерализацией и ртутных с резко подчиненной золоторудной минерализацией. Практически все объекты этих рудно-формационных рядов неизвестны в Яно-Колымской золотоносной провинции.

Мелкие рудопоявления этого ряда распространены во всех без исключения основных геолого-структурных элементах ВКСО, однако только в трех структурах ими сформированы единицы уровня металлогенических зон. На западе региона полоса распространения золото-сурьмяно-ртутных проявлений в пределах Верхоянского пояса (по его восточной границе с Яно-Охотским поясом) протягивается через Западно-Верхоянский, Куранахский и Южно-Верхоянский его сегменты. В первом сегменте она отмечена не крупным, но очень богатым ртутным золотосодержащим **месторождением Звездочка** (Тектоника..., 2001), а в последнем объединена в Хандыгскую металлогеническую зону с профилирующим Au-As-Sb-Hg оруденением (Тектоника..., 2001). В Яно-Охотском поясе Au-Sb-Hg оруденение распространено в пре-

делах Куларского и Средне-Янского сегментов, где оно объединяется соответственно в Нижне-Янскую и Эккючу-Билляхскую металлогенические зоны (Тектоника..., 2001), либо вся полоса развития Au-Sb-Hg объектов объединяется в Янский ртутноносный пояс (Бабкин, 1975). Пояс пространственно совпадает с Бурхала-Олерским гравитационным максимумом, возможно фиксирующим серию глубинных разломов значительной амплитуды, определивших складчато-глыбовый характер тектоники Яно-Охотского пояса. Основным (и единственным) объектом этой полосы, изученным на уровне месторождения является Кючус (Волков, 1998; Москвитин, 2002), оруденение которого разными авторами относится либо к золото-сульфидно-кварцевой, либо к золото-сурьмяно-ртутной формации.

В пределах Селенняхского сегмента Черско-Полоусненского пояса Au-As-Sb-Hg оруденение сосредоточено в Селенняхской металлогенической зоне (Тектоника..., 2001). В ее составе выделен Сакинджинский рудный район. Основная часть рудопроявлений сгруппирована в пределах Золоторудные проявления карлинского типа в джаспероидах тяготеют к крутопадающим нарушениям системы Нальчанского разлома (Иначский, Средне-калычанский и др.). Зоны разломов представлены брекчиями по карбонатным породам с повышенным содержанием углеродистого вещества, превращенным в джаспероиды. Золотое оруденение сопровождается сурьмяным и мышьяковым (**рудопроявления Арбат, Малыш, Пологое** – рисунок 3.1.). На удалении от зон разломов золоторудное оруденение сменяется сурьмяно-ртутным, с более ранним убогим золотым оруденением. На периферии рудного района развито золото-ртутное оруденение с высокими концентрациями галлия и таллия (рудопроявление **Гал-Хая** – рисунок 3.1.).

Золото-сурьмяно-ртутное оруденение связанное с джаспероидами является характерным для внешней зоны Тихоокеанского пояса. Оно распространено по всей периферии Тихоокеанского сегмента, но нигде, кроме Северо-Американского сектора пока не выявлено крупных и гигантских месторождений этого типа. Похоже, что сочетание золотого, ртутного и сурьмяного оруденение – это отличительная черта минерагении пограничных внешних зон Тихоокеанского пояса.

Объекты золото-серебряной формации

Даже удивительно, насколько бедна Верхояно-Колымская складчатая область проявлениями золото-серебряной формации. Возможно, это объясняется крайне слабой изученностью наиболее перспективных структур – наложенных позднемеловых вулканогенных поясов, но даже в процессе немногочисленных специализированных работ на данный тип оруденения вы-

явлены, главным образом, мелкие объекты. В Яно-Колымской золотоносной провинции объекты этой формации – не известны. Наибольшие перспективы по-прежнему можно связывать с двумя геологическими структурами. Это Куйдусунский сегмент Охотско-Чукотского вулканического пояса, наложенный на пермо-триасовые терригенные толщи южного окончания Яно-Охотского пояса и докембрийские породы Охотского массива, а также Белогорский вулканический пояс, наложенный на структуры Алазейского сегмента Колымо-Омолонского массива. Исключение составляют золото-серебряные месторождения Центрально-Омолонского рудного района **Кубака и Биркачан** (Константинов и др., 2001; Наталенко и др., 2002; Савва, Ворцепнев, 1990; Степанов, Шишакова, 1994).

В пределах Куйдусунской перспективной площади приуроченной к меловым вулканитам различного состава установлено несколько недоизученных перспективных золото-серебряных проявлений (**Атунджа, Хиус, Красное, Сааран Тас** и др.), с высокими содержаниями, по данным бороздового опробования канав, золота (до 1391,8 г/т) и серебра (до 18444,8 г/т). Все проявления приурочены к краевой части крупной кальдерообразной кольцевой структуры вулканистов, в пределах которой возможно выявление новых объектов с промышленными концентрациями золото-серебряного оруденения. Оруденение относится к золото-сульфоантимонитовому, серебро-аргентитовому, золото-пиритовому минеральным типам, согласно классификации А.А. Сидорова и др., 1989. Наиболее изучено проявление Атунджа (Полянский и др., 1978ф; Веригин, 1991ф), отвечающее по масштабам мелкому объекту.

Проявление Атунджа представлено серией не протяженных (40-100 м) лестничных жильных тел субширотного простирания, локализованных между двумя крутыми меридиональными разломами. Туфобрекчии и туфы позднемеловых риодацитов интенсивно пропилитизированы, окварцованы, участками превращены во вторичные кварциты. Жилы имеют адуляр-кварцевый состав. Стадийность рудообразования и взаимоотношения рудных минералов изучены очень слабо. Можно отметить, что ранняя минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, пирротином, а в продуктивной стадии преобладают аргентит, пираргирит, халькопирит, галенит, сфалерит, самородное золото и серебро.

В пределах Алазейского сегмента ВКСО позднемеловые-палеогеновые вулканиты Белогорского пояса залегают на среднепалеозойских и возможно более древних карбонатно-терригенных породах. Вулканиты представлены полно дифференцированной серией от базальтов до риолитов позднемелового возраста, их туфов, туфолов, лавобрекчий и туффитов. Породы подвергнуты пропилитизации, аргиллизации, развиты поля вторичных кварцитов (Кац, 1979ф; Алешко, 1984ф). Здесь установлено **Зимнее рудное поле** (Гончаров, 1980; Алешко, 1984ф; Ше-

стеренкин, 1974ф), приуроченное к крупному палеовулкану с субвулканическими телами гранитоидов и риодацитовых кластолав жерловой фации в центральной части. Оруденение приурочено к зонам дробления по кольцевым и радиальным срывам. Промышленные концентрации золота и серебра установлены только в трех и составляют: золота от 4,5 до 23,5 г/т; серебра - 50,0-225,0 г/т. Жильные минералы в зонах дробления представлены кварцем, адуляром, каолинитом и, в подчиненном количестве анкеритом. Рудные минералы (участками до 60% рудно-жильной массы) – это пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, аргентит, в небольших количествах блеклые руды и сульфосоли серебра. Зимнее рудное поле явно недоизучено, так как фактически не установлены источники как вторичных ореолов рассеяния золота и серебра, так и шлиховых потоков золота.

Небольшие золото-серебряные месторождения и проявления золото-серебряной эпитеpmальной формации не связанные непосредственно с аэральными вулканитами распространены в пределах Нижне-Янской металлогенической зоны Куларского сегмента Яно-Охотского пояса. Не исключено, что мы имеем дело с нижним эрозионным срезом вулканоплутонического пояса, на современной поверхности представленного только малыми телами и батолитами гранитоидов. Вмещающими породами являются зеленосланцево-метаморфизованные пермские терригенные толщи. Большинство объектов сосредоточено в пределах Кыллахского рудного поля.

Месторождение Мастах расположено в центральной части рудного поля и приурочено к зоне Онкучахского разлома. Основное рудное тело представлено линзовидно-пластообразной минерализованной зоной дробления и развальцевания северо-восточного простирания. Рудное тело прослежено по простиранию на 450 м, по падению - до 100 м. Основным жильным минералом является халцедоновидный кварц, реже отмечается серицит. Главные рудные минералы - пирит, арсенопирит, галенит; второстепенные - сфалерит, пираргирит, прустит, акантит, сидерит, марказит, самородное золото и серебро, кюстелит, электрум, киноварь, халькопирит, антимонит. Золото в рудах находится в свободном состоянии в сростках с кварцем и до 5-10% в виде кюстелита и электрума. Среднее содержания его по рудному телу – 12,1 г/т. Средние содержания серебра по сечениям от следов до 122,5-197,4 г/т, по рудному телу в целом – 22 г/т.

Рудопроявление Альфа представлено продольными зонами дробления в алевролитах среднетуогучанской подсвиты. Рудная минерализация приурочена к участкам каолинит-кварцевых брекчий центральных частей зон дробления мощностью 1-2 м. Минеральный состав руд: халцедоновидный кварц, каолинит, гидрослюда, пирит, сфалерит, пираргирит, акантит, науманит, серебро самородное, халькопирит, галенит, золото, кюстелит, электрум. Прослежен-

ная протяженность рудного тела 94 м, по простиранию не оконтурено. Протяженность по падению 300 м. Средняя мощность 3,7 м, среднее содержание золота 7,3 г/т, серебра – 149,8 г/т.

Если рассмотреть проявленность золото-серебряного эпitherмального оруденения в пределах переходных зон от Тихоокеанского пояса к континентальным геоструктурам, в целом, то совершенно очевидно, что северные зоны (включая ВКСО, Аляску и в Канадские Кордильеры) содержат проявления и месторождения этой формации, по всем параметрам (масштаб объектов, их распространенность и качество руд) значительно уступающие таковым остальной части переходной зоны – Кордильерам США и Мексики, Андам Южной Америки и Малайско-Индонезийскому сектору (Константинов, 2006; Митчелл, Гарсон, 1984; Nokleberg et al., 1993; Радкевич, 1974; Сидоров и др., 2008; Сидоров, Еремин, 1994; Томсон, 1988; Шер, 1972). Также несравнима продуктивность ВКСО на золото-серебряное оруденение с аналогичной рудоносностью структур Тихоокеанского пояса и в частности его северного сектора. Если обратить внимание на северо-западную часть Тихоокеанского пояса, пространственно близкую к ВКСО, то здесь за последние 40-50 лет было открыто значительное количество месторождений золото-серебряной формации, включая крупные (Купол, Двойное и др.) и уникальные (Дукат). Причем, открытия характерны и для последних лет. Ярким примером является скрытое богатое оруденение крупного месторождения Хишикари (Стружков и др., 2008). Данные открытия при проецировании на рассматриваемый в работе регион, позволяют говорить о его недооценке на золото-серебряное оруденение и соответственно высоких перспективах выявления новых объектов, для чего имеются все необходимые геологические предпосылки.

С другой стороны, в континентальных структурах Евразии месторождения золото-серебряной эпitherмальной формации (хотя иногда и крупные) распространены локально (Митчелл, Гарсон, 1984; Шер, 1972). Особенности оруденения ВКСО с таковыми континентальных плит сближает отсутствие объектов золото-теллуридного и золото-селенидного семейств золото-серебряной формации. В этом контексте, золото-серебряное оруденение ВКСО можно рассматривать как типоморфное, именно для переходной зоны между континентальными Евразийскими структурами и Тихоокеанским подвижным поясом.

3.2. Серебрудные и серебросодержащие объекты Верхояно-Колымской складчатой области

Группировка месторождений серебра по геолого-генетическим и рудно-формационным типам, как не странно, никогда не вызывала жаростных дискуссий. Уже к середине прошлого ве-

ка были выделены все основные типы серебряного оруденения (Линдгрэн, 1934; Шнейдерхен, 1958), которые составляют основу нынешних классификаций. К настоящему времени, благодаря нескольким крупным обобщающим исследованиям (Mitcham, 1952; Boyle, 1968; Щепотьев и др., 1982; Антонов, Чеботырская, 1983; Canadien J, 1986; Сидоров и др., 1989; Константинов и др., 2003 и др.), классификация серебряных месторождений приобрела практически единый вид и терминологическое единство и используется всеми исследователями, занимающимися проблемами серебряного оруденения. В общем случае, все объекты подразделяются на серебрянорудные и серебросодержащие. Условной границей между этими двумя группами является удельная ценность серебра в недрах, превышающая 50% общей стоимости полезного сырья (Щепотьев и др., 1982; Антонов, Чеботырская, 1983; Сидоров и др., 1989).

3.2.1. Сереборудные объекты Верхояно-Колымской складчатой области

Генетически, все серебрянорудные месторождения обычно группируются в два класса – плутоногенный и вулканогенно-гидротермальный. В классе плутоногенных объектов выделяются месторождения (Борисенко и др., 1992) арсенидной (пятиэлементной) формации с серебρο-арсенидной субформацией; серебρο-сурьмяной формации с медно-висмут-серебряной, свинцово-сурьмяно-серебряной и ртутно-серебряной субформациями и серебρο-свинцовой формацией. Класс вулканогенно-гидротермальных месторождений подразделяется на объекты олово-серебряной, золото-серебряной и серебρο-сульфидной формаций.

В пределах Западно-Верхоянской и серебрянорудной и Яно-Индибирской сереброносной провинций ВКСО, на настоящем уровне изученности известны месторождения и проявления всех субформаций за исключением серебρο-арсенидной и серебρο-сульфидной. Месторождения серебρο-арсенидной формации характерны для кристаллических массивов с докембрийским и палеозойским возрастом консолидации. Практически все такие объекты локализованы в пределах крупных континентальных структур и представлены, в том числе, уникальными (Кобальт-Гуаганда) и крупными (Аннаберг, Фрайберг и др.) месторождениями. Единичные пункты минерализации серебρο-сульфидного типа в ВКСО с неясными перспективами установлены в пределах Черско-Полоусненского сектора (Наумов, 1987ф) Яно-Индибирской провинции, где они

связаны с позднеюрским осадочно-вулканогенным комплексом. Вообще же, объекты серебро-сульфидной формации являются типоморфными для вулканоплутонических поясов континентов (Сидоров и др., 1989) и практически неизвестны в Тихоокеанском поясе. В переходной зоне, месторождения серебро-сульфидного типа известны в пределах Андийского сектора (Борисенко, 1992), но вряд ли их можно считать типоморфными для переходной зоны, в целом.

Месторождения и проявления остальных серебрянорудных формаций рассматриваемого региона образуют практически непрерывный формационный ряд от вольфрам-оловорудных и оловорудных серебросодержащих месторождений через олово-серебро-полиметаллические, серебро-полиметаллические, до серебро-сурьмяных различных субформаций и ртутных серебросодержащих объектов. В целом, такие непрерывные ряды характерны для всех серебряносных провинций мира (Сидоров и др., 1989, Борисенко и др., 1992; Константинов и др., 2003). Базовыми рудными формациями таких рядов служат медно-порфировая, олово-(серебро)-порфировая формации и их различные субформации. Особенностью серебрянорудного оруденения ВКСО является отсутствие классических месторождений олово-серебряной формации (типа Потоси), столь характерных для Андийского сектора внешней зоны Тихоокеанского пояса. В близком по типу месторождении рассматриваемого региона – Купольное, значительную долю ценности объекта кроме олова и серебра составляют полиметаллы. Именно объекты олово-серебро-полиметаллической субформации олово-серебряной формации широко распространены в пределах ВКСО. Еще одной характерной чертой серебряного оруденения ВКСО являются значительные содержания цинка в объектах серебро-свинцовой формации. В отдельных месторождениях и проявлениях (например, Вертикальное и Привет Мангазейского рудного поля (рис. 2.4.), цинк в рудах превалирует над свинцом.

Большинство серебрянорудных объектов (месторождения и проявления ВКСО здесь не исключение) характеризуется пространственным совмещением руд различных формаций и телескопированием минеральных типов и рудных ассоциаций. Это вызывает определенные трудности в классификации конкретных объектов по рудным формациям. В предлагаемой работе полиформационные объекты, в составе которых присутствуют рудные зоны и рудные тела серебро-сурьмяной формации рассматриваются в соответствующем подразделе, несмотря на наличие рудных зон и тел, сложенных рудами других формаций. К объектам олово-серебро-полиметаллической субформации серебро-полиметаллической формации отнесены объекты, в которых олово составляет более 10% общей ценности полезных компонентов, хотя оловянная минерализация проявлена практически на всех объектах серебро-полиметаллической формации. Автор считает целесообразным привлечь внимание к достаточно специфичным типам оруденения, характерным, пожалуй только для рассматриваемого региона, выделив золото-

серебро-полиметаллическую формацию и серебро-полиметальную формацию (Соловьев, Некрасов, 2002ф; Некрасов, 2004^{Б,Г}). Золото-серебро-полиметаллические объекты характеризуются пространственным совмещением и телескопированием руд золото-кварцевой и (или) золото-сульфидно-кварцевой и серебро-полиметаллической формаций, а для золото-полиметальных объектов характерно телескопирование оруденения золото-кварцевой редкометальной, касситерит-кварцевой и серебро-полиметаллической формаций.

Объекты серебро-сурьмяной формации

Все месторождения и рудопроявления серебро-сурьмяной формации сосредоточены в Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции ВКСО. Они наиболее широко распространены в складчато-надвиговых структурах Северо-Верхоянского, Западно-Верхоянского и Центрально-Верхоянского секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса. В пределах Яно-Охотского пояса объекты этой формации локализованы только вдоль Томпо-Делиньинской зоны поперечных к складчатости разломов. В составе серебро-сурьмяной формации обычно выделяются медно-висмут-серебряная, свинцово-сурьмяно-серебряная и ртутно-серебряная субформации (Борисенко и др., 1992). Довольно уверенно объекты этих субформаций опознаются и в пределах Западно-Верхоянской провинции. При этом, для данного региона представляется целесообразным, уточнить название медно-висмут-серебряной субформации и, в применении к ВКСО, рассматривать ее как медно-сурьмяно-серебряную. Уточнение лишь подчеркивает почти полное отсутствие в рудах висмутовых сульфосолей ряда тетраэдрит-аннивит, что в свою очередь, подчеркивает более низкую температуру рудообразования.

Объекты сурьмяно-медно-серебряной субформации

Необходимо отметить, что только объекты данной субформации региона являются собственно серебряными, в буквальном смысле слова. Это монометальные месторождения и проявления, в которых суммарная ценность попутных компонентов составляет первые проценты от общей ценности объектов, обусловленной только серебром. В рамках данного подраздела рассматриваются также рудные поля, месторождения и проявления, в составе которых сурьмяно-медно-серебряными рудами целиком сформированы отдельные рудные тела и (или) рудные зоны.

Месторождение Кимпиче (рисунок 2.4.) является основным объектом Кимпиче-Берелехского рудного поля, входящего в состав одноименного рудного узла. Рудный узел локализован в пределах Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Все основные объекты рудного узла (**Кимпиче-Берелехское рудное поле, проявления Болчогор и Ветренное**) сложены исключительно рудами сурьмяно-медно-серебряной формации. Геолого-структурная модель месторождения будет приведена в соответствующем разделе работы. Здесь приводится только краткая характеристика особенностей оруденения

Месторождение Кимпиче в границах оцененной его части с запасами около 1400 т. представлено рудными телами, сконцентрированными в рудных зонах 1 и 1а северо-западного простирания и несколькими мелкими оперяющими телами в зонах дробления и трещиноватости субмеридионального простирания). Они представлены сложным сочетанием дробленых пород с карбонат-кварц-серицитовым цементом, брекчий с сульфидно-кварц-сидеритовым цементом, сидерит-сульфидных жил (длиной обычно десятки м) и прожилков, субпараллельных простиранию рудной зоны. Внутри рудных зон рудные тела выделяются по результатам опробования и их контуры зависят от распределения сульфидной составляющей, которая имеет гнездовый характер (рисунок 3.9.). Фактически, в плоскости рудной зоны промышленные тела представляют собой рудные мегастолбы с северо-западным склонением. Средняя мощность рудных тел составляет 1,5 или 2,2 м по разным вариантам оценки со средним содержанием по рудным телам 1100 г/т или 1500 г/т при практически одинаковых запасах.

Минеральный состав руд предельно прост. Единственными главными жильными минералами являются сидерит и анкерит, второстепенными кварц и серицит. Единственным главным рудным минералом является низкосеребристый (до 5-7%) тетраэдрит, а единственным второстепенным минералом самородное серебро. Редкими минералами являются пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит и галенит. Последний переходит в разряд второстепенных или главных рудных минералов лишь в составе руд небольших проявлений на флангах рудного поля (Тихонова, 2009). Рудоотложение, вероятно, происходило в один этап, в пределах которого выделяется ранняя серицит-кварцевая стадия с пиритом и арсенопиритом, вторая стадия (проявленная спорадически) кварц-сидеритовая с халькопиритом, сфалеритом и галенитом и поздняя анкерит-сидеритовая с блеклыми рудами. В последней, участками выделяются две подстадии, в результате наложения которых сформированы наиболее богатые руды с содержаниями серебра от 5 до 25 кг/т. В таких участках фрагменты сульфидно-сидеритовых жил сцементированы почти нацело тетраэдритом наиболее поздней генерации.

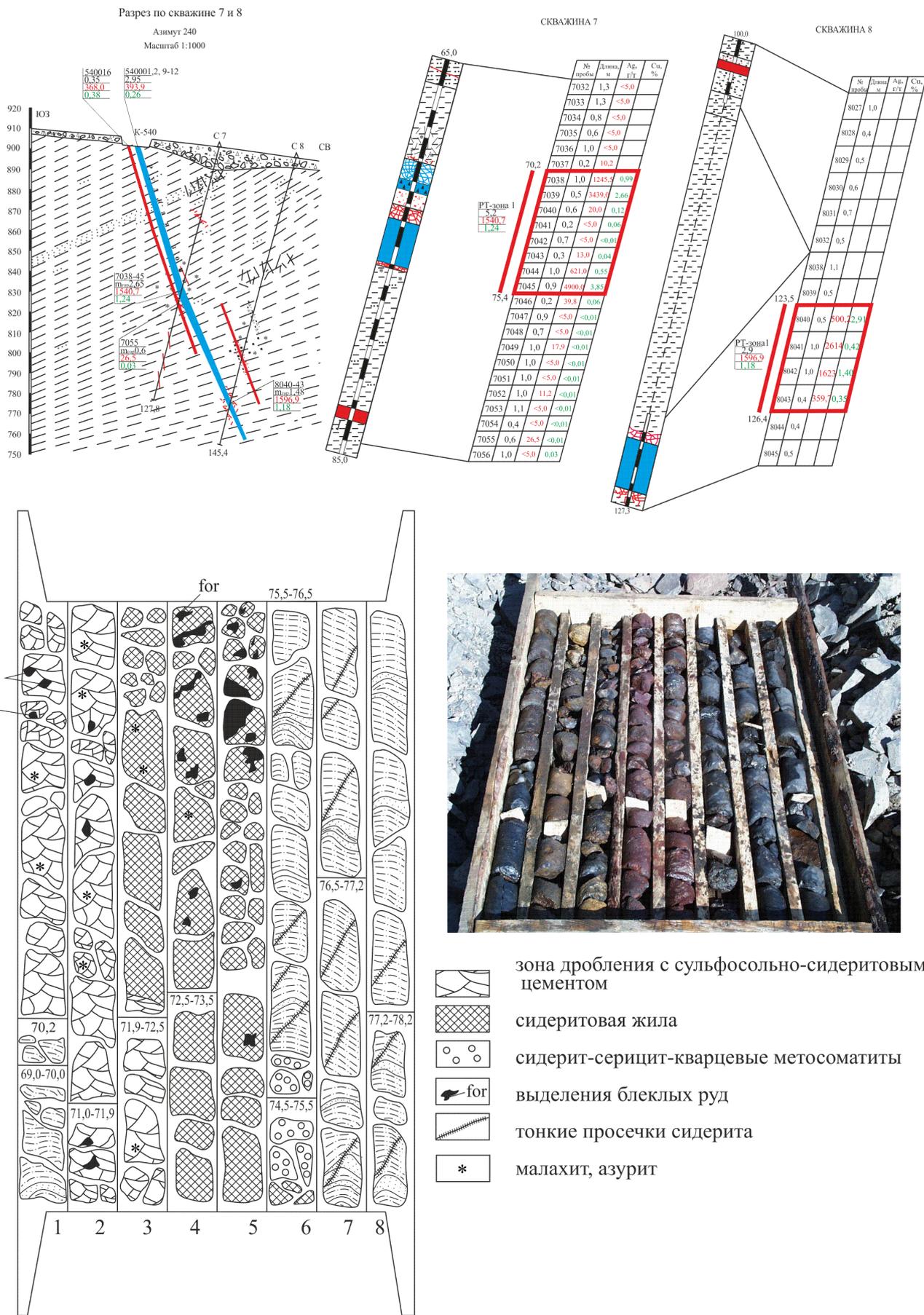


Рисунок 3.9.

Разрез по скважинам 7 и 8 месторождения Кимпиче, детали пересечения рудных интервалов по скв. 7 и 8 с результатами опробования, зарисовка и фото керна рудного интервала по скв. 7. Составлен автором. Условные обозначения – см. на рис. 4.3. в главе 4.

Рудоотложение, вероятно, происходило в один этап, в пределах которого выделяется ранняя серицит-кварцевая стадия с пиритом и арсенопиритом, вторая стадия (проявленная спорадически) кварц-сидеритовая с халькопиритом, сфалеритом и галенитом и поздняя анкерит-сидеритовая с блеклыми рудами. Самородное серебро фиксируется в блеклой руде в виде рассеянной вкрапленности (подобной змульсионной) размерами до первых мм. Возможно, что мы имеем дело с распадом пересыщенной серебром блеклой руды на низкосеребристый тетраэдрит и самородное серебро. Руды отлагались из насыщенных KCl и NaCl растворов при температуре 240-180⁰C и давлении 200-400 бар (Тихонова, 2009), т.е. рудообразование было близповерхностным и низкотемпературным. Изотопные характеристики серы и углерода отвечают коровым и отражают смешанный (магматогенный и осадочный) состав источников (Тихонова, 2009). На месторождении развита зона окисления (на глубину от первых м до 50-70 м), в пределах которой распространены гипергенное серебро, малахит и азурит (Остапенко и др., 2011). Практически единственным ценным компонентом в рудах является серебро. Геолого-структурная модель месторождения будет рассмотрена ниже – в Главе 4 данного исследования.

Мангазейское рудное поле (рисунки – 2.4., 4.5.) имеет площадь 150 км². В пределах рудного поля на нескольких участках пространственно совмещены рудные тела, вмещающие золото-сульфидное, золото-меднопорфировое с серебром, олово-серебро-полиметаллическое, серебро-полиметаллическое, серебро-сурьмяное (сурьмяно-медно-серебряное и свинцово-сурьмяно-серебряное), полиметаллическое и свинцово-сурьмяное серебросодержащее оруденение. Геолого-структурная и геолого-генетическая модель Мангазейского рудного поля будет описана в Главе 4 настоящей работы.

Всего в пределах рудного поля установлено около 80 рудных тел из которых 64 прослежены регулярным опробованием. Сорок рудных тел вскрыты канавами, траншеями, шурфами, штольнями и скважинами КБ. Исторически (что отражено в литературных источниках) рудные тела участков Мангазейский, Стержневой, Безымянный и Нижне-Эндыбальский выделялись под названиями соответствующих «месторождений». Авторская оценка (Некрасов, 2007ф) запасов и прогнозных ресурсов высоких категорий основных тел рудного поля составляет около 28 тыс. т серебра. Достоверность прогноза в настоящее время подтверждается проведенными оценочными работами на рудопроявлении Вертикальное. Общий потенциал рудного поля в установленных границах по оценкам разных авторов составляет от 40 до 80 тыс. т. серебра. При этом, рудное поле не оконтурено на южном и юго-западном флангах и существуют перспективы выявления новых объектов на площади около 30 км².

В пределах рудного поля распространены объекты практически всех сереборудных формаций, характерных для Западно-Верхоянской провинции. Хотя большинство из них характеризуются телескопированием минеральных парагенезов двух и более формационных типов, ценность каждого объекта определяется рудами, характерными для одного конкретного типа. Краткая характеристика конкретных объектов рудного поля приведена в соответствующих параграфах, посвященных характеристике месторождений и проявлений различных формаций и субформаций.

Оруденение сурьмяно-медно-серебряной субформации Мангазейского рудного поля сконцентрировано в **рудопроявлении Стержневое** (рис. 4.5.). Проявление локализовано в пакете средне-крупнозернистых, березитизированных и углефицированных (линзы шунгита и антраксолита) субаркозовых песчаников, залегающих в кровле кыгылтасской свиты. Фактически оно представляет собой линейный субсогласный штокверк субмеридионального простирания (рисунок 3.10.). В канаве № 127 (рисунки 3.10-3.11) на мощность 52,0 м среднее содержание серебра составляет 220,0 г/т. В целом, штокверк представляет собой минерализованную зону прожилкования, иногда сопровождаемую зонами дробления с сульфосольно-мангансидерит-сидеритовым цементом, зонами перетирания сульфосольно-карбонатных прожилков, участками развития тонкого неориентированного прожилкования и пиритизации вмещающих песчаников. Проявление характеризуется развитием исключительно сурьмяно-медно-серебряной минерализации (вкрапленность галенита и сфалерита является редкостью).

Серебряная минерализация представлена почти исключительно высокосеребристыми блеклыми рудами и самородным серебром с резко подчиненным количеством акантита, диафорита и овихиита. Среднее содержание серебра по рудному телу зоны Стержневая-1 составляет около 2,6 кг/т на мощность 0,5 м, а на мощность стержневой жилы (0,3 м) – около 9,5 кг/т, а это фактически природный концентрат. Кроме серебра в рудном теле присутствует золото с средним содержанием 0,5 г/т, медь и сурьма с содержаниями около 1%. Широко развиты окисленные руды, где минерализация представлена лимонитом, гетитом, гидрогетитом, малахитом, азуритом и самородным серебром.

Кроме Кимпиче-Берелехского и Мангазейского рудных полей проявления сурьмяно-медно-серебряной субформации широко распространены в пределах Томпо-Дельнинской сереброносной металлогенической зоны. Зона сопряжена с поперечным рядом гранитоидных интрузий, маркирующих одну из ветвей Вилюйско-Полоусненской системы разломов. Здесь наблюдается флексуобразный изгиб структур Центрального сектора Верхоянского пояса, образующий вложенный угол с Сибирской платформой.

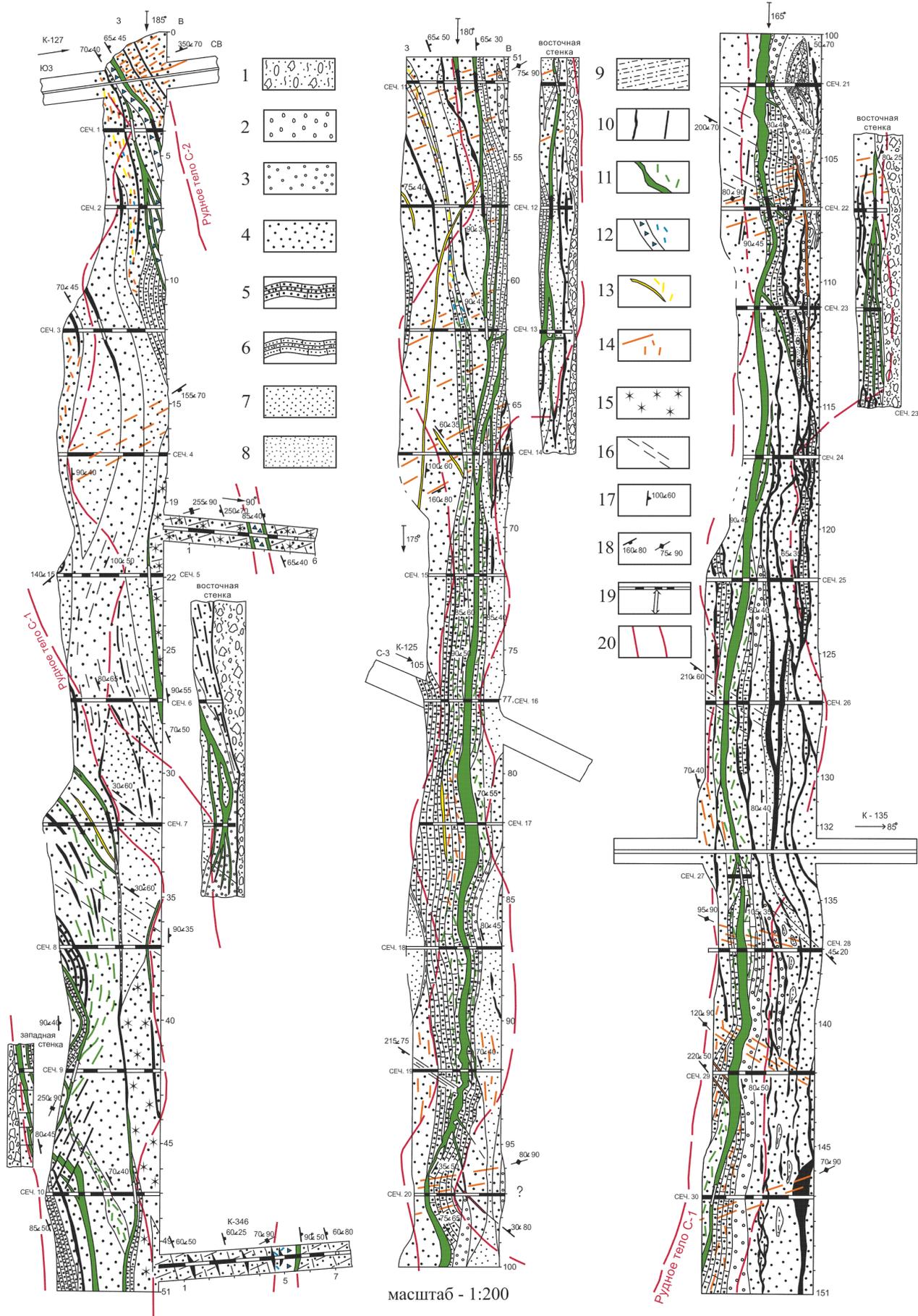


Рисунок 3.10.

Строение рудного тела Стержневое-1 в траншее 142. Составлен Крашенининым В.П. и автором. 1 – элювиальные отложения; 2 – гравелиты, конгломераты; 3 – крупно-грубозернистые субаркозовые песчаники; 4 – среднезернистые олигомиктовые песчаники; 5 – среднезернистые известковистые песчаники; 6 – мелкозернистые известковистые песчаники; 7 мелкозернистые полимиктовые песчаники; 8 – алевритистые песчаники; 9 – разнотельные алевриты; 10 – прожилки антракосилита и графита; 11 – сульфосольно-сидеритовые жилы и прожилки (фрейбергит, самородное серебро, акантит, диафорит, овихиит); 12 – сульфидно-сульфосольно-сидеритовые брекчии и прожилки (диафорит, галенит, сфалерит, халькопирит); 13 – кальцит-сидеритовые, магнезит-сидеритовые, доломит-сидеритовые, анкерит-сидеритовые, марганец-сидерит-сидеритовые жилы и прожилки; 14 – кварц-сидеритовые жилы и прожилки; 15 – стяжения марказита и гематита; 16 – трещиноватость; 17 – элементы залегания пород, жил и прожилков; 18 – элементы залегания трещин: наклонные и вертикальные; 19 – бороздовые и задириковые пробы; 20 – границы рудных тел по результатам опробования.

Этот флексуобразный изгиб Верхоянского и Яно-Охотского поясов обусловлен длительным (вероятно с раннего протерозоя) развитием Вилюйского клинораздвиг (Масайтис и др., 1975; Масайтис, 1995). Вилюйский клинораздвиг определил структуру восточной окраины Сибирской платформы и ее конфигурацию Вилюйско-Полоусненской системы разломов. Последние, контролируют цепочку рудных узлов (рисунок 2.4.) - Аллара-Сахский с проявлениями, Ночное, Хачакчан, Холоднинское, и др., Нижнее-Имнеканский, Нолучинский с рудопроявлениями Обоха, Заря, Восточное, Вершинное, Скалистое и др. в пределах Томпо-Делиньинской металлогенической зоны.

Проявления Томпо-Делиньинской зоны подробно охарактеризованы в работах Г.В. Денисова и А.В. Костина (Костин и др., 1995; Костин, Денисов, 2007; Денисов, 2008, Костин и др., 2012). Структурная позиция металлогенических единиц различных порядков (рудных узлов, полей, проявлений), а также рудных зон и вмещающих их рудных тел Томпо-Делиньинской зоны обнаруживает значительное сходство с таковой сереборудного оруденения Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского пояса.

В размещении рудных полей в пределах рудных узлов, кроме контроля тремя системами разрывов, определенную роль, также как и в Западном Верхоянье, играет литолого-структурный контроль. Фиксируются два стратоевровня приуроченности оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам с контрастной сменой литологии терригенных пород.

Большинство рудных полей локализовано в участках продольной ундуляции шарниров антиклиналей второго порядка в северном направлении. Рудовмещающими, как правило, являются разломы поперечной (северо-восточной) системы. Часто они сопряжены с рудовмещающими диагональными (субмеридиональными) разломами, так что группы рудных тел образуют структуру «конского хвоста» с разворотом простирания отдельных тел от субширотного до субмеридионального. Субсогласные рудные тела также являются лидирующими в некоторых рудопроявлениях (Ночное и др.), но не формируют протяженных на км стратифицированных рудных тел как на Мангазейском рудном поле.

СЕЧЕНИЕ 1											
1014	1013	1012	1011	1010	099	006					
0.9	0.4	1.0X0.1X0.05	0.3	0.3	0.3	1.0X0.1X0.05	0.3				
5.4	7.8	2183.0	177.7	123.3	11812.3	348.8					
<0.4	<0.4	<0.2	<0.4	<0.4	<0.3	<0.4					
СЕЧЕНИЕ 2											
1019	1018	1017	1016	1015							
0.5	0.6	0.3	0.6	0.3	0.6						
<0.4	18.1	9.4	285.0	18.0							
<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4							
СЕЧЕНИЕ 3											
1029	1028	1027	1026	1025	1024	1023	1022				
0.6	0.6	0.3	1.0X0.1X0.05	0.3	0.6	0.3	1.0X0.1X0.05	0.6			
6.1	<4.0	633.5	58.0	24.0	10.3	13.2	9.8				
<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4				
СЕЧЕНИЕ 4											
1035	1034	1033	1032	1031	1030						
0.4	1.0	1.0	1.0	0.6	0.6						
4.9	37.2	10.6	62.9	33.0	659.7						
<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4						
СЕЧЕНИЕ 5											
1045	1044	1043	1042	1041	1040	1039	1038	1037	1036		
0.3	0.3	0.7	0.3	0.7	1.0	0.3	0.3	1.0X0.1X0.05	0.6		
<1.0	<4.0	<4.0	5.8	90.7	<4.0	23.2	0.5	207.4	212.2		
<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	0.3	0.3		
СЕЧЕНИЕ 6											
1053	1052	1051	1050	1049	1048	1047	1046				
0.7	0.6	0.3	1.0X0.1X0.05	0.3	0.3	0.7	0.7				
12.1	<5.0	21.5	57.4	89.4	660.4	427.0	51.4				
<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4				
СЕЧЕНИЕ 7											
1071	1070	1069	1068	1067	1066	1065					
0.7	0.6	0.3	1.0X0.1X0.05	0.3	0.3	0.6					
10.5	6.3	84.1	13.654.9	2290.8	830.9	11.2					
<0.4	<0.4	<0.4	0.3	0.3	0.3	0.4					
СЕЧЕНИЕ 8											
1085a	1084	1083	1082	1081	1080	1079	1078	1077	1076	1075	1074
1.0X0.1X0.05	0.2	0.3	0.5	1.0	0.5	0.3	0.2	0.3			
1886.2	81.4	6.8	<5.0	7.1	379.4	41271.8	172.6				
<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	0.6	1.0	<0.3
СЕЧЕНИЕ 9											
1134	1133	1091	1090	1089	1088	1087	1086	1085	1084	1083	
0.2	0.4	0.3	1.0X0.1X0.05	0.3	0.5	0.8	0.3	0.8	0.3	0.3	
1153.1	134.6	387.4	1016	34.6	115.9	77.7	26.7	409.4	<5.0	14.2	19.3
<0.4	<0.4	<0.4	0.5	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4
СЕЧЕНИЕ 10											
1108	1071	106	105	104	103	102	101	100	099	098	097
0.3	0.6	0.47	0.3	0.3	0.5	0.4	0.6	0.3	1.0X0.1X0.05	0.3	0.6
36.1	153.2	761.0	14000.0	2.3	15.6	84.7	483.3	37.1	2102.0	6.7	5.5
<0.4	<0.4	<0.4	2.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4

Рисунок 3.11.

СЕЧЕНИЕ 21

205	204	203	202	201	200
1.1	0.3	0.4	0.3	0.9	1.0
7.5	750.4	26.81	316.0	10.3	4.1
<0.3	<0.3	17.0	<0.4	<0.4	<0.4

СЕЧЕНИЕ 22

218	217	216	215	214	213	212	211	210	209
0.9	0.6	0.3	1.0X0.1X0.05	0.3	0.7	1.0	0.5	0.3	1.0X0.1X0.05
10.1	31.7	466	9772.8	1800.7	14.4	31.6	117.6	217.6	4127.2
<0.4	<0.3	<0.3	2.74	0.34	<0.3	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4

СЕЧЕНИЕ 23

229	228	227	226	225	224	223	222	221	220	219
0.4	0.3	1.0	0.3	0.6	0.7	0.3	1.0X0.1X0.05	0.4	0.3	0.7
7.8	10.4	3270.8	20.9	17.3	<4.0	24.2	40.0	5.4	5.5	86.1
<0.4	<0.3	0.84	<0.4	<0.4	<0.3	<0.4	<0.3	<0.4	<0.3	<0.3

СЕЧЕНИЕ 24

236	235	234	233	232
0.5	0.15	0.3	0.9	1.0
20.2	10528	20.6	14.2	9.5
<0.4	2.59	<0.3	<0.3	<0.3

СЕЧЕНИЕ 25

246	245	244	243	242	241	240	
1.0	0.4	0.7	0.3	0.4	1.0	1.0	
222.4	750.3	2271.3	8	233.0	19.4	15.2	<4.0
<0.4	<0.3	63.34	<0.3	<0.4	<0.4	<0.4	<0.4

СЕЧЕНИЕ 26

257	256	255	254	253	252	251	250	249
0.4	0.3	0.108	0.3	0.5	0.8	0.6	1.0	0.5
4.9	575.9	12698.4	45.0	21.1	7.2	7.9	33.2	19.6
<0.4	<0.3	3.9	<0.4	<0.4	<0.5	<0.4	<0.4	<0.4

СЕЧЕНИЕ 27

276	277	278
0.5	0.1	0.3
183.3	13103	11878.7
<0.4	<0.1	<0.4

СЕЧЕНИЕ 28

274	273	272	271	270	269	268	267
0.5	0.4	0.3	0.1	0.3	0.7	1.0	1.0
9.4	43.4	50.6	3558	38.6	39.2	<4.0	8.4
<0.4	<0.4	<0.3	0.4	<0.3	<0.4	<0.4	<0.4

СЕЧЕНИЕ 29

284	283	282	281	280	279
0.6	0.07	0.3	0.7	1.0	1.0
14.6	3997.0	31.3	6.9	5.3	<4.0
<0.4	0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.4

СЕЧЕНИЕ 30

00003	000052	000051	000050	000049	000048	289	288
0.4	1.0X0.060	0.4	0.8	0.3	0.4	1.0	1.0
58.1	2349.8	21.3	16.7	24.8	53.3	4.8	11.6
<0.3	0.39	<0.3	<0.3	<0.3	<0.5	<0.5	<0.4

Результаты опробования траншеи 142 рудопоявления Стержневое. В колонках сверху вниз: номер пробы; длина пробы; содержание серебра (г/т); содержание золота (г/т). Составлен автором.

В Северном сегменте Верхоянской провинции единственным, установленным на настоящее время объектом сурьмяно-медно-серебряной субформации является **рудопоявление Южное** (рисунок 2.4.). Появление приурочено к полю развития пород алевро-песчаной флишеидной турбидитной и углеродистой алевро-глинистой турбидитной формаций. Характеризуется развитием двух продуктивных стратиграфических уровней (карбон-пермский и нижне-пермский) и локализацией оруденения в ядре и на флексурном перегибе крыла антиклинальной складки, пересеченной диагональным разрывным нарушением (Унгуохтахским региональным разломом). Структурно соответствует позиции месторождения Кимпиче. Рудные зоны в пределах месторождения Южное представлены минерализованными зонами дробления прослеженной протяженностью до 1100 м, мощностью (по элювию от 2-3 до 30 м) и содержаниями серебра по данным штучного опробования – от 1891 г/т до 12351 г/т. Состав руд близок к составу руд типичных сурьмяно-медно-серебряных месторождений и проявлений Мангазейского рудного поля и месторождения Кимпиче. Главным жильным минералом является сидерит; рудные представлены фрейбергитом, халькопиритом, сульфосолями серебра и самородным серебром.

В центральном сегменте Западно-Верхоянской провинции, кроме месторождения Кимпиче и Мангазейского рудного поля сурьмяно-медно-серебряное оруденение представлено **рудопоявлением Егор** (рисунок 2.4.). Контур рудопоявления ограничен синклиальной складкой, осложняющей западное крыло Кюнкюнюрской антиклинали. Выявленные рудные тела локализованы на крыльях складки, в круто падающих зонах дробления кварц-сидеритового и сидеритового состава субширотного и субмеридионального простирания сбросо-сдвиговой кинематики. Установлено 7 рудных тел, прослеженных на 100-1400 м (Некрасов, 1997ф). Главное рудное тело, вскрытое канавами представлено сидерит-сульфидной жилой мощностью 0,2-0,5 м, сопровождаемой брекчией кварц-сидерит-сульфидного состава и зоной сульфидно-сидеритового прожилкования. Общая мощность рудного тела в раздуве не превышает 5,5 м. Содержания серебра по стержневой жиле колеблются от 6 до 14 кг/т., свинца, сурьмы и меди – от 0,5 до 3,0%. Особенностью проявления является наличие редкой сульфосоли свинца – геокронита в ряду главных минералов вместе с высокосеребристыми блеклыми рудами. Второстепенными рудными минералами являются галенит и буланжерит, редкими – акантит, диафорит и фрейслебенит.

Объекты свинцово-сурьмяно-серебряной субформации

Проявления субформации локализованы в составе Западно-Верхоянской провинции преимущественно в пределах Верхоянского пояса (проявления Верхне-Сынчинское, Менгелюченское, Куоландинское и Собопольское – рисунок 2.4.), а также в Яно-Охотском поясе – но только в пределах Томпо-Делиньюинской зоны (проявления Заря, Кестелен – рисунок 2.4.).

Наиболее изученным объектом субформации является «месторождение» **Безымянное** (рис.4.5.) Мангазейского рудного поля (Некрасов, 2006ф), занимающее одноименный участок. Это первое проявление серебро-сурьмяной формации, открытое на территории России (Смирнов и др., 1934). Локализовано в песчаных пакетах (рисунок 3.12.А), слагающих кровлю нижнекыгылтасской (р.т. 9, 8, 7), верхнекыгылтасской (р. т. 4, 3, 2, 1) подсвет и нижний ритм нижнехорокытской (р.т. без номера: шт. пр. 2188/1, 5158/8) подсветы (рисунки 3.12.А, Б). Мощность пакетов песчаников составляет 15-20м. Все рудные зоны представлены минерализованными жильными системами; нигде не отмечается следов брекчирования и расланцевания. Для месторождения характерна преимущественно серебро-сульфосольная минерализация.

Рудные тела №№ 2, 3 и 4; фактически представляют собой единую зону сидерит-сульфидно-сульфосольно-кварцевого прожилкования (рисунки 3.12.Б).

Каждое рудное тело представлено «стержневой» жилой мощностью 0.08-0.5м и сопровождающей ее системой тонких, также субсогласных оперяющих прожилков Зальбанды жил сложены кварцем с густой вкрапленностью диафорита и овихиита, отмечаются сфалерит, арсенипирит, блеклые руды, пирит.

Центральная часть жил сложена крупноблочным агрегатом сидерита и массивным, часто крупнокристаллическим галенитом, формирующим линзы, мощностью до 0,2 м и протяженностью до первых метров.

В рудных телах Безымянного наблюдается телескопирование ранней руд ранней золото-кварцевой (редкометальной) и серебро-сурьмяной формаций. Рудные минералы золото-кварцевой формации представлены арсенипиритом, мышьяковистыми блеклыми рудами, сульфотеллуридами висмута и самородным золотом, содержания которого в единичных пробах достигают 10,0 г/т.

Куоландинский рудный узел включает **проявления Куоландинское, Собопольское** (рис. 2.4.) и более 10 рудных точек с единичными пробами, проанализированными на серебро (Андреев, 1969ф; Лемкова, 1970; Персииков, 1961ф).

A

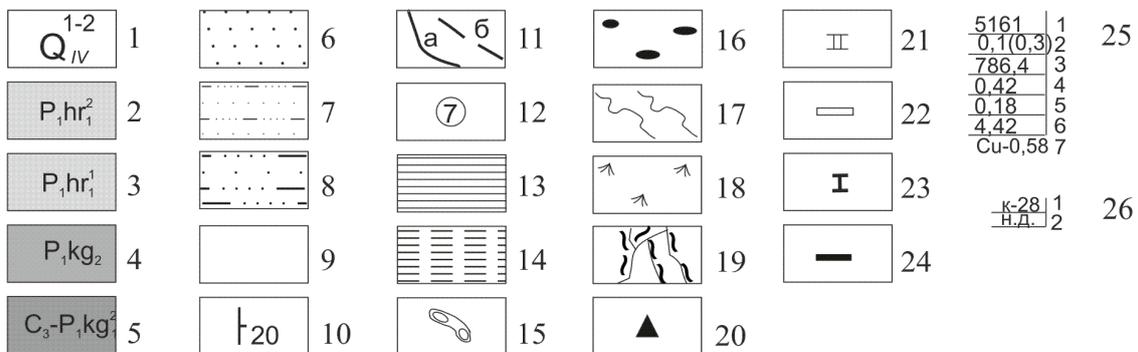
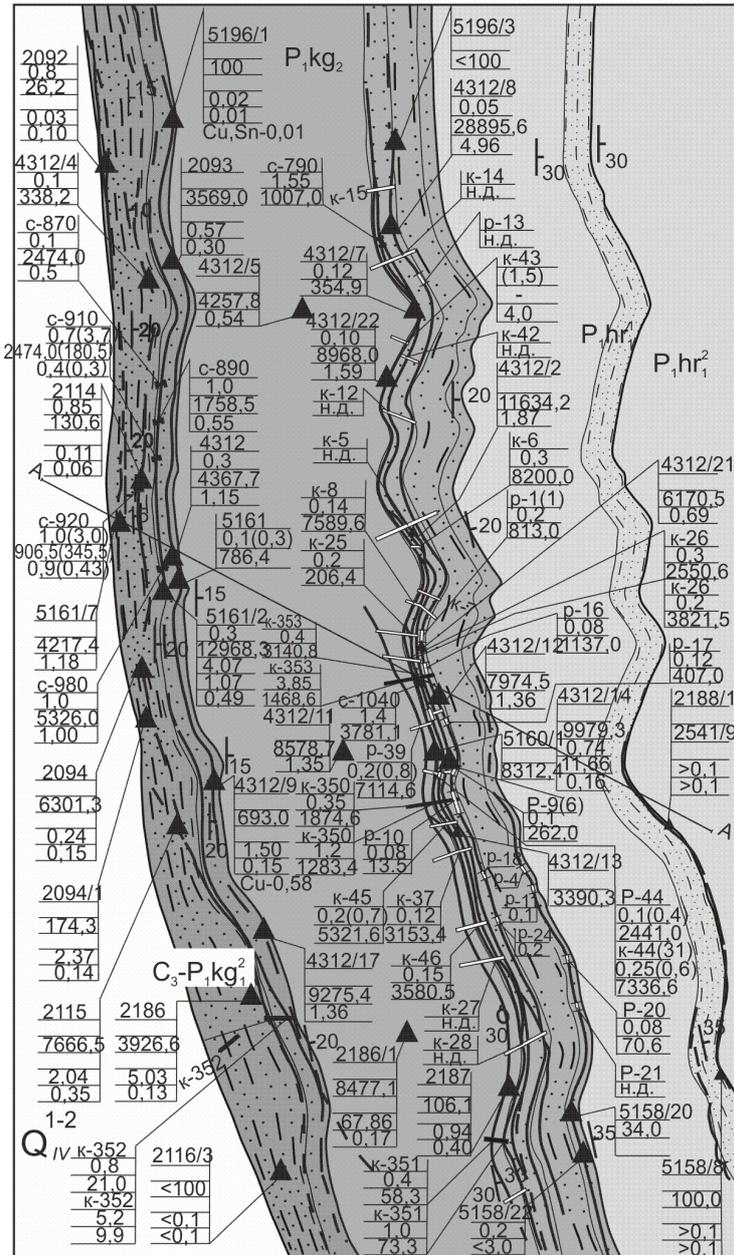


Рисунок 3.10. А

А-Геолого-структурный план месторождения Безымянное с результатами опробования рудных тел. Масштаб 1: 4000. Б-Разрез через рудопроявление Безымянное с результатами опробования по канавам. Масштаб 1: 200. Составлен автором. 1-аллювиальные отложения русла, пойменной и первой надпойменной террас. Галечники, валуны, пески, супеси; 2-нижнехорокытская подсвета. Вторая пачка. Песчанистые алевролиты, песчаники; 3-нижнехорокытская подсвета. Первая пачка. Алевролиты, песчанистые алевролиты, песчаники; 4-верхнекыгылтаская подсвета. Песчаники и разнозернистые алевролиты; 5-нижнекыгылтаская подсвета. Вторая пачка. Песчаники с прослоями алевролитов; 6-маркирующие пакеты средне-крупно-грубозернистых песчаников; 7-мелко-и тонкозернистые песчаники в различном переслаивании; 8-пакеты существенно песчанистого разнозернистого переслаивания с мощностью слоев 0,5-2 до 3м; 9-разнозернистые алевролиты, алевролитистые песчаники (только на плане); 10-элементы залегания пластов пород; 11-минерализованные зоны прожилкования и дробления: установленные (а), предполагаемые (б); 12-номера рудных тел. Только на разрезе: 13-19: 13-пакеты тонкого (до 3-5см) флишоидного переслаивания тонкозернистых песчаников и алевролитов с участием аргиллитов; 14-пакеты разнозернистых алевролитов с небольшим количеством алевролитистых песчаников; 15-линзы конгломератов; 16-горизонты кремнисто-глинистых и известково-глинистых конкреций; 17-текстуры взмучивания, оползания, биотурбации ("комковатые" породы); 18-горизонты распространения гиероглифов типа (Taonurus-Spirophiton); 19-зоны смятия, расланцевания, катаклаза. Опробование: 20-25: 20-штуфное; 21- бороздовое по выработкам: расчистки; 22-канавы; 23-бороздовые сечения по естественным обнажениям, расчистки; 24-канавы 1994 г.; 25-результаты опробования: 1-номера литохимических и штуфных проб, выработок, блоков; 2-мощность опробуемых интервалов (в скобках показаны мощности зон прожилкования), м; 3-содержание серебра по результатам гамма-активационного и пробирного анализов, г/т; 4-содержание золота по результатам гамма-активационного и пробирного анализов, г/т; 5-содержание свинца, по результатам рентгено-радиометрического и спектрального анализа, %; 6-содержание цинка, по результатам рентгено-радиометрического и спектрального анализа, %; 7-содержание иных элементов по результатам рентгено-радиометрического анализа, %; 26: 1-номер выработки; 2-нет данных.

Границы перспективной площади проведены по литолого-стратиграфическим (алевро-песчаная флишоидная турбидитная (глубоководная) формация, зона смены глубоководной формации по латерали на мелководную – песчано-глинистую глубокого шельфа), структурно-тектоническим (зона пересечения антиклиналей Орулганского антиклинория Собопольским разломом северо-западного простирания) критериям.

Объекты ртутно-серебряной субформации

Строго говоря, правильнее было бы поименовать субформацию сурьяно-ртутно-серебряной (сурьянные серебросодержащие блеклые руды являются одними из главных рудных минералов в рудах субформации), но предпочтение, в данном случае, отдается распространенному термину.

Все объекты субформации сосредоточены в пределах Аллара-Сахского рудного узла Томпо-Делиньинской металлогенической зоны и представлены проявлениями **Хачакчан**, **Холоднинское** Хачакчанского рудного поля и рудопоявлением **Ночное** (рисунок 2.4.). Подробно данные рудопоявления охарактеризованы в работах Г.В. Денисова и А.В. Костина (Денисов, 2008; Костин, Денисов, 2007).

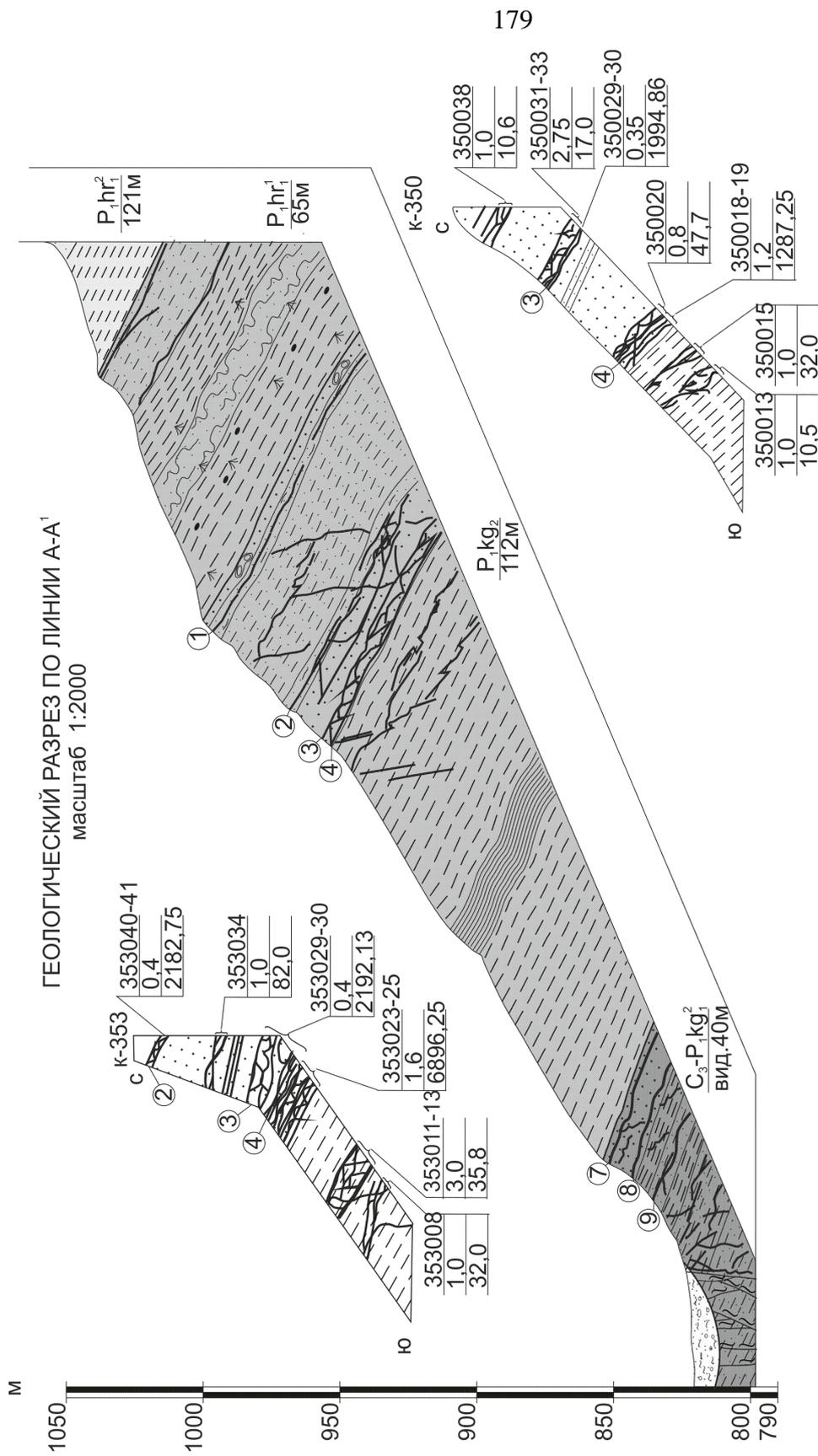


Рисунок 3.10.Б

Составлен автором. Условные обозначения – см. на рис. 3.10 А.

Проявления локализованы на северо-восточном крыле Аллара-Сахской антиклинали в зонах коленообразных ее изгибов и приурочены к крутопадающим разрывам двух систем: поперечной (Гомпо-Деленгинской) системы разломов северо-восточного простирания (Хачакчан, Холоднинское) и диагональной системы широтного простирания (Ночное). В зоне влияния диагональной системы терригенные породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Подчиненную роль играет кольцевая система трещин, интерпретируемая в качестве разрывов влияния нескрытого гранитоидного интрузива. Метасоматические изменения выражены в развитии ореолов березитизации и аргиллизации. Последняя представлена как собственными ореолами, так и наложена на ореолы березитов. Литолого-структурный контроль оруденения выражен в распространении промышленного серебряного оруденения только при пересечении рудовмещающими разрывами позднепермских пород теберденской и додойской свит и отсутствии значительных концентраций серебра при пересечении разрывами раннетриасовых отложений.

На **рудопроявлении Хачакчан** (рисунок 2.4.) установлено 18 рудных зон протяженностью от 0,5 до 3,0 км. В пределах рудных зон отмечается сложное сочетание милонитов, катаклазитов и зон рассланцевания. Жильная часть зон представлена кварцевыми брекчиями ранней стадии оруденения и карбонатными (сидерит, мангансидерит, анкерит) брекчиями, жилами и прожилками. Столбообразное распределение рудных тел длиной от 150 до 500 м внутри рудных зон, контролируется вертикальными пострудными подвижками с зеркалами скольжения северо-западного (субслоистого) простирания. Мощность рудных тел колеблется от 0,1 до 5,1 м. С ранней непродуктивной стадией рудообразования связана редкая вкрапленность арсенопирита, пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд. В позднюю стадию кристаллизовались аргентит, сульфосоли серебра, представленные пираргиритом, стефанитом, полибазитом, реже пруститом, миаргиритом, самсонитом, овихитом, амальгамы серебра (консбергит, аркверит, бордозит), киноварь. Кроме того, наблюдается вкрапленность поздних генераций сфалерита, галенита и блеклых руд (теннантита, тетраэдрита, фрейбергита). Самородки амальгам серебра достигают веса 1 кг. Распределение рудных минералов ярко выраженное гнездовое и прожилковое. Средние содержания серебра по сечениям редких канав составляют от десятков г/т до 73 кг/т, а в среднем по рудным телам - от 600 до 2000 г/т.

В результате рассмотрения целой серии объектов серебро-сурьмяной формации можно сделать вполне определенный вывод об уникальности данного типа оруденения внешней зоны Верхояно-Колымской складчатой области. Особенности оруденения серебро-сурьмяной формации отражают как специфику минерагении переходной зоны, в целом, так и индивидуальные металлогенические характеристики ВКСО, в частности.

Во-первых, месторождения и проявления формации характерны исключительно для складчатых поясов и кристаллических массивов крупных континентальных структур (Монголо-Охотский, Альпийско-Гималайский пояса, герцинские кристаллические массивы Европы и др.). В пределах внешней (Кордильерский и Андийский секторы), и внутренней зон Тихоокеанского пояса (Чукотская складчатая система, Охотско-Чукотский вулканический пояс, Российское Приморье, Япония, Филиппины) оруденение формации фиксируется в отдельных рудных телах в составе проявлений и месторождений золото-серебряной, олово-серебряной, серебро-полиметаллической или колчеданно-серебро-полиметаллической формаций, а чаще всего руды, характерные для этой формации наблюдаются в составе рудных тел иного формационного типа (Борисенко и др., 1992; Константинов и др., 2003; Сидоров и др., 1989). В любом случае в металлогенических провинциях, районах, рудных узлах и полях Тихоокеанского пояса оруденение этой формации не имеет самостоятельного значения.

Во-вторых, нигде более объекты – аналоги проявлений Верхояно-Колымской складчатой области не связаны с относительно слабо метаморфизованными мощными терригенными толщами и не удалены столь значительно от гранитоидов (широкой вариативности состава) с которыми они связаны парагенетически. Вероятно, низкими температурами рудообразования обусловлен необычный состав руд проявлений серебро-сурьмяной формации ВКСО – отсутствие в них высокотемпературных арсенидов (леллингита, герсдорфита), мышьяковых и висмутовых сульфосолей, блеклых руд ряда тетраэдрит-аннивит.

В третьих, в месторождениях данной формации континентов практически отсутствуют объекты «чистой линии», в которых серебро представляет единственный промышленно значимый компонент руд (Кимпиче-Берелехское рудное поле, Егор и др.) или составляет 80-90% ценности сырья в недрах (Аллара-Сахский, Нижнеимниканский рудные узлы). Даже в рудах наиболее близкого сурьмяно-серебряного объекта-аналога – месторождения Асхатин в Монголо-Охотском поясе (Борисенко и др., 1992), свинец и висмут имеют самостоятельную промышленную ценность. Также только для объектов ВКСО характерен почти мономинеральный состав руд (Кимпиче-Берелехский рудный узел).

Объекты серебро-полиметаллической формации

На современной стадии изученности региона месторождения и проявления формации определяют основной металлогенический потенциал серебра Верхояно-Колымской складчатой области. Все они локализованы в пределах Западно-Верхоянской провинции. Сюда входят три из пяти объектов провинции и всего региона, имеющие статус месторождений. Это Прогноз,

Верхне-Менкеченское и Вертикальное Мангазейского рудного поля. Общие запасы их превышают 16 тыс. т серебра. Прогнозные ресурсы серебра высоких категорий в рудах данной формации только Мангазейского рудного поля превышают 25 тыс. т. Объекты формации распространены преимущественно в пределах Верхоянского пояса и Томпо-Делиньинской зоны Яно-Охотского пояса. Здесь известно более 30 проявлений с прогнозными ресурсами высоких категорий, а также десятки проявлений, не изученных горными выработками. Несмотря на широкое распространение серебро-полиметаллических рудопоявлений в пределах Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов их промышленные перспективы представляются ограниченными.

Основное внимание в рамках данной работы будет уделено объектам Мангазейского рудного поля, являвшихся предметом многолетних исследований автора и содержащих значительный потенциал серебра. Другие ключевые объекты (месторождения Прогноз, Верхнее Менкече) формации будут охарактеризованы весьма кратко, т.к. сведения по ним можно почерпнуть в открытой печати.

Месторождение Прогноз (рисунок 2.4.) является на сегодняшний день объектом-лидером региона по запасам серебра – около 11 тыс.т, правда с ограниченными перспективами их наращивания (вероятно до 15 тыс. т). Месторождение Прогноз расположено в пределах в зоне сочленения Верхоянского и Яно-Охотского поясов, в Улахан-Чайдахском рудном узле Средне-Сартангской серебро-полиметаллической зоны и приурочено к своду антиклинали на участке пересечения субмеридионального Аллах-Нельгесинского разлома Средне-Сартангской системой поперечных разломов. Вмещающие породы, преимущественно песчаники, редко алевролиты среднего триаса. Гидротермально-метасоматические изменения осадочных и интрузивных пород выражены процессами березитизации и незначительно аргиллизации. Установлены разрывные нарушения субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания. Морфологически рудные тела относятся к типу минерализованных зон дробления в терригенных толщах, являясь поперечными, реже диагональными по отношению к складчатым структурам (рис. 4.42.). Залегание рудных тел крутое (70-75°).

Внутреннее строение рудных тел определяется сочетанием прожилковых, брекчиевидных, гнездово-вкрапленных, брекчиевых и жильных руд различного текстурного облика. Типовой поперечный разрез рудного тела (от периферии к центру): дробленные песчаники с ореолами кварц-карбонат-сульфидного прожилкования → жила (брекчия). Основные минеральные типы руд: сульфидно-сульфосольный, сульфосольный, незначительно галенит-сфалеритовый (Гамянин и др., 1998; Задорожный и др., 2011). Содержание рудных минералов варьирует от менее 1% до 50-70%, составляя в среднем 5-10% в сульфидно-сульфосольных и галенит-

сфалеритовых рудах и менее 1% в сульфосольных. Серебряные и серебросодержащие минералы: миаргирит, фрейбергит, пираргирит, овихиит, диафорит, стефанит, аргентит, серебро самородное, канфильдит, андорит, рамдорит, матильдит и др.

Главным полезным компонентом руд является серебро, промышленное и потенциально-промышленное значение имеют свинец, цинк, возможно, медь и висмут. Содержание серебра в рудах варьирует от менее 3 г/т до 28 кг/т, свинца от 0,01 до 52%, цинка от 0,01 до 15%. Средние содержания меди, висмута и кадмия в рудах: 0,11, 0,022 и 0,005%. Другими попутными компонентами, представляющими потенциально промышленный интерес, могут являться индий, кадмий, золото, селен, содержание которых в минералах-носителях составляют (г/т): индий – 13-1186, селен 13,2-1367, золото – десятые доли - 39. Содержание кадмия в мономинералах – 131-3500 г/т.

Верхнеменкеченское месторождение (рисунок 2.4.) расположено в 100-120 км к северу от северных флангов Нежданинского золоторудного месторождения. С севера на юг (по направлению к Нежданинскому месторождению) происходит смена серебро-полиметаллического оруденения Верхне-Менкеченского типа серебро-сульфосольным с золотом и затем золото-кварцевым сульфидного и малосульфидного типов. Объект локализован в зоне погружения шарнира Дебинской антиклинали в северо-западном направлении. Шарнир представлен пологим сводом и месторождение приурочено к его восточной части, где свод осложнен поперечными флексуорообразными изгибами второго порядка. Ядро антиклинали сложено чередующимися пачками мелкозернистых песчаников с прослоями и пакетами алевролитов и пачками алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников. В пределах рудного поля развиты дорудные дайки керсантитов, спессартитов, диоритовых порфиров, плагиогранит-порфиров и кварцевых порфиров позднеюрского возраста. Рудные зоны контролируются северо-восточной системой разломов, разрывы которой смещают как диагональные разломы, так и слабо проявленные субслоистые срывы северо-западного простирания. Ореольная беризитизация выражена в обильной серицитизации алевролитов и аргиллитов. Оруденение сосредоточено в мощных – до десятков м зонах брекчий и катаклазитов, которые вмещают жильные тела и зоны прожилкования. На месторождении с различной степенью изученности разведано 10 рудных тел в пределах зон дробления и прожилкования. Рудные тела сложены кварц-сидеритовым жильным материалом. Главные рудные минералы – пирит, пирротин, галенит и сфалерит, второстепенные – серебросодержащий тетраэдрит, тенантин, серебро-сурьмяные сульфосоли. Серебро концентрируется в галените, сфалерите, сульфосолях серебра и блеклой руде.

В пределах **Мангазейского рудного поля** объекты серебро-полиметаллической формации сосредоточены в рудных зонах, как субсогласных с вмещающими породами (стратифици-

рованных) – участки Мухалканский, Мысовой, Восточный, «месторождение» Нижне-Эндыбальское одноименного участка, рудные зоны Михайловская, Васильевская, Жила 2, Семеновская участка Мангазейский (рисунок 4.5.), так и контролируемых тремя системами разломов: субмеридиональной Ньюктаминской (зона Граничная участка Мангазейский), диагональной Собопольской (месторождение Вертикальное) и субширотной Северо-Тирехтяхской (рудопоявление Привет). Наиболее значительные прогнозные ресурсы высоких категорий заключены в стратифицированных рудных телах, которые выполняют послойные диагональные срывы между зонами сбросо-сдвигов Ньюктаминской системы разломов

Внутренне строение рудных тел сложное и изменчивое по простиранию. Иногда рудное тело представлено массивными сульфидными жилами. Жилы и прожилки сопровождаются неориентированными и не выдержанными по простиранию тонкими просечками сульфидно-сидеритового состава. На отдельных участках зона прожилкования брекчирована. Цемент брекчий - сульфидно-сидеритовый.

Минеральный состав руд большинства рудных зон очень простой. Единственным главным рудным минералом является галенит, второстепенными – пирит и блеклая руда ряда тетраэдрит-фрейбергит. Лишь в рудных зонах участков Мухалкан (рисунок 3.13.), Мангазейский и Восточный минеральный состав руд характеризуется телескопированием серебро-сульфосольного и более позднего сульфосольно-галенит-сфалеритового минеральных типов.

Главные рудные минералы представлены галенитом, блеклой рудой (тетраэдрит, фрейбергит), иногда сфалеритом. Второстепенными минералами являются сфалерит, пирит, арсенопирит, пираргирит, диафорит; редкими – акантит и канфилдит.

«Месторождение» Мангазейское одноименного участка (рисунок 4.5.) включает субпослойные рудные зоны субмеридионального простирания с запада на восток: Граничная, Семеновская, Михайловская, Жила 2, Васильевская, Кузьминская и ее апофизы. Название «месторождение» сложилось исторически, хотя в пределах объекта имеются лишь авторские запасы по северо-западной части зоны Михайловская (Шульц, 1954ф; Некрасов, 1997ф). На участке Мангазейский сосредоточен основной объем прогнозных ресурсов высоких категорий Мангазейского поля. Большинство рудных зон участка Мангазейский приурочены к пакету средне-мелкозернистых олигомиктовых песчаников, залегающих в кровле нижнехорокытской подсвиты. Рудные зоны Михайловская, Жила 2, Васильевская приурочены к этому пакету мощностью 40-60 м, в восточном крыле Эндыбальской антиклинали. Зона Граничная и Семеновская осложняют строение того же пакета в ядре синклинали более высокого порядка, осложняющей свод Эндыбальской антиклинали.

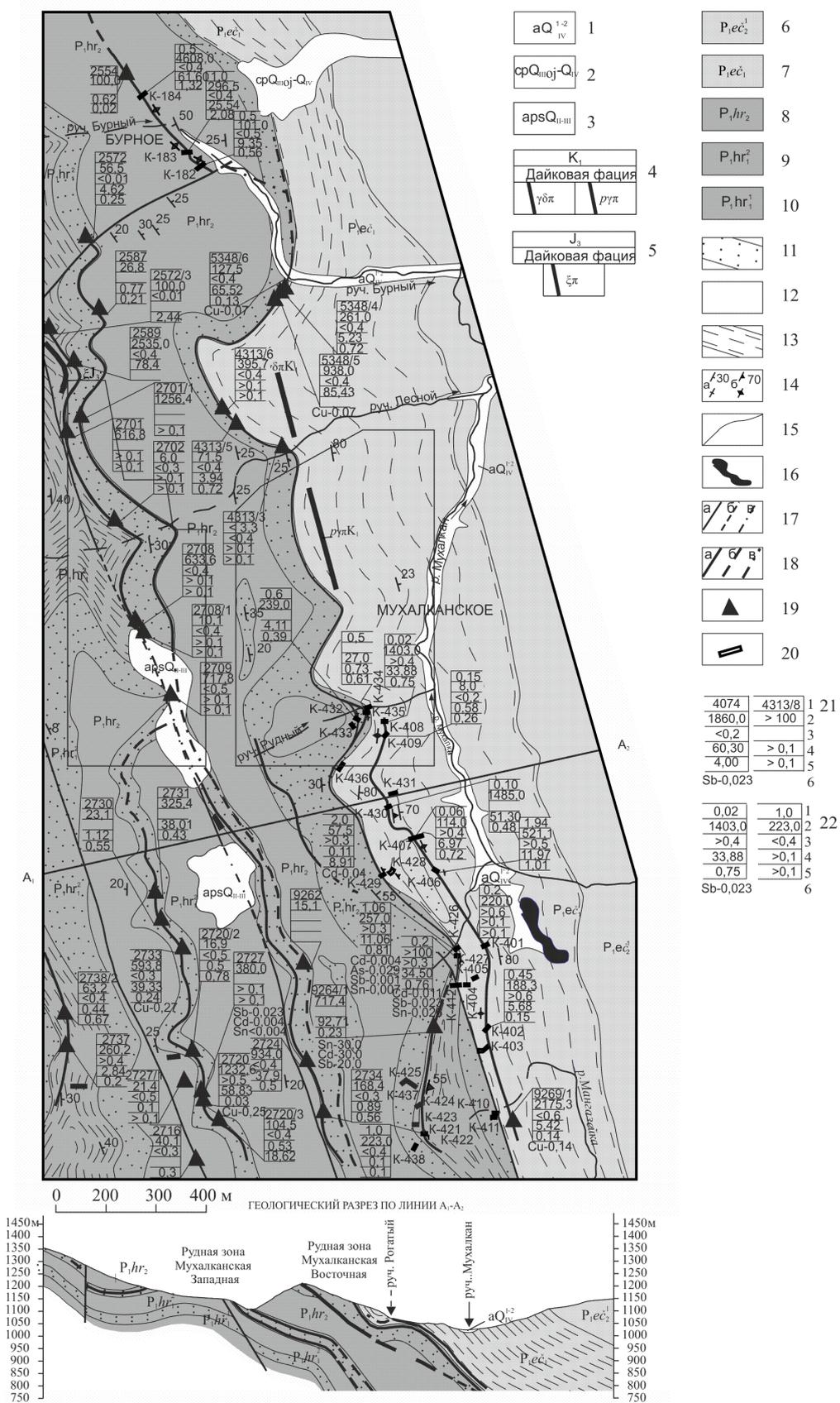


Рисунок 3.13.

Геологический (литолого-структурный) план с результатами опробования участка Мухалкан. Составлен автором. 1- аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойм, первой надпойменной террасы. Валуны, галечники, пески, супеси; 2-коллювиально-пролювиальные отложения. Глыбы, щебень, дресва, суглинки, супеси; 3-аллювиально - пролювиально-солифлюкционные отложения. Глыбы, щебень, галька, пески, супеси; 4-дайки и жилы гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\lambda$) и плагиогранит-порфиров ($\rho\mu\tau$); 5-дайки и жилы дацитовых-порфиров ($\zeta\tau$); 6-верхняя подсвета. Нижняя пачка. Алевролиты с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и доломитов; 7-нижняя подсвета. Алевролиты с редкими прослоями мелкозернистых песчаников; 8-верхнехорокытская подсвета. Песчаники, алевролиты, песчанистые алевролиты; 9-верхняя пачка. Песчаники, песчанистые алевролиты; 10-нижняя пачка. Песчаники, песчанистые алевролиты (только на разрезе); 11-пачки существенно песчанистого состава: средне-, мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов; 12-пачки переслаивания алевролитов, алевритистых, реже мелкозернистых песчаников; 13-пачки существенно глинистого состава: переслаивание разнозернистых алевролитов с редкими прослоями глинистых сланцев и мелко-, среднезернистых песчаников; 14-элементы залегания, наклонного и вертикального: пород (а), рудных зон, жил, брекчий, разрывных нарушений (б); 15-геологические границы; 16-озеро; 17-разрывные нарушения: прослеженные (а), предполагаемые (б), скрытые под четвертичными отложениями (в); 18-рудные зоны: прослеженные (а), предполагаемые (б), скрытые под четвертичными отложениями (в); 19-места отбора штуфных проб; 20-каналы, пройденные в 1990-97 г.г. и их номера; 21-результаты опробования штуфных и геохимических проб: 1) номера проб; 2) содержание серебра, г/т - 1860,0 пробирный, гамма-активационный и >100 - спектральный анализы; 3) содержание золота, г/т - $>0,2$ пробирный и гамма-активационный анализы; 4) содержание свинца, % - 60,30 рентгено-радиометрический и $>0,1$ - спектральный анализы; 5) содержание цинка, % - 4,00 рентгено-радиометрический и $>0,1$ - спектральный анализы; 6) прочие элементы, % - рентгено-радиометрический анализ; 22- результаты опробования бороздовых и задирковых проб: 1) длина проб, м; 2) содержание серебра, г/т - пробирный, гамма-активационный анализы; 3) содержание золота, г/т - пробирный и гамма-активационный анализы; 4) содержание свинца, % - 33,88 рентгено-радиометрический и $>0,1$ - спектральный анализы; 5) содержание цинка, % - 0,75 рентгено-радиометрический и $>0,1$ - спектральный анализы; 6) прочие элементы, % - рентгено-радиометрический анализ; 23-25 вторичные ореолы рассеяния: серебра (А) 23- 0,3-0,9 г/т; 24- 1,0-9,0 г/т; 25- 10-30 г/т; свинца (Б) 23- 50-90 г/т; 24- 100-250 г/т; 25- 300-1000 г/т; цинка (В): 23- 150-250 г/т; 24- 300-900 г/т; 25- ≥ 1000 г/т.

Рудная зона Кузьминская прослежена в пакете флишоидного чередования песчаников и алевролитов, залегающем в кровле нижнеэчийской подсветы, а ее апофизы осложняют строение ниже залегающего пакета алевролитов, но и здесь они приурочены к маломощным (1-3 м) пластам песчаников.

Протяженность рудных зон составляет от сотен м (зоны Семеновская, апофизы зоны Кузьминская) до более 5 км (Зоны Граничная, Васильевская). В пределах рудных зон по результатам опробования выделяются рудные тела со средними мощностями 0,7 – 1,2 м и средними содержаниями серебра от 500 до 1700 г/т. Свинец и цинк суммарно составляют 30-40% ценности руд. Средние содержания свинца варьируют от 4,5 до 33%; цинка – от 0,1 до 1,5%. Установленная непрерывная протяженность рудных тел составляет от 70 м (рудное тело Граничное) до 4500 м (зона Васильевская). В рудных зонах Михайловская и Васильевская возможно выделение рудных тел средней мощностью 2,5-3,0 м (с раздувами до 15 м), но при этом в 1,5-2 раза падают средние содержания полезных компонентов. Если же рассматривать пакет песчаников, вмещающий рудные тела Михайловское, Жила 2 и Васильевское в качестве единой рудной зоны, то по 10 полным пересечениям пакета поверхностными горными выработками при средней горизонтальной мощности 107 м среднее содержание серебра составляет 55 г/т при длине такого рудного тела 5,0 км, а общие ресурсы серебра составят 15 тыс. т, при подвеске на глубину естественного эрозионного вреза оруденения.

Рудные зоны Михайловская, Васильевская и Жила 2 представляют собой сложное сочетание согласных и слабо секущих по отношению к вмещающим породам минерализованных зон дробления и неориентированного сульфидно-кварц-карбонатного прожилкования, сопровождающихся зонами будинажа и участками рассеянной сульфидной вкрапленности во вмещающих песчаниках. Наиболее богатые в отношении полезных компонентов участки зон фиксируются там, где на брекчии наложены прожилки и жилы мощностью от 2 см до 0,6 м карбонат-сульфосольно-сульфидного (сидерит, мангансидерит, кварц, галенит, блеклая руда, пираргирит) состава. Прожилки и жилы имеют длину от десятков до сотен м и содержат до 11 кг/т серебра и до 75% свинца. В целом, падение рудных зон – северо-восточное под углами 20-60°, согласное с вмещающими породами, но иногда западный их контакт имеет субвертикальное падение, что свидетельствует о наложении на послойные внутрирудные срывы, сбросо- и взбросо-сдвигов, принадлежащих системе Ньюектаминского регионального разлома. На некоторых участках внутри зон отмечаются линзы до 7,0 м мощности и протяженностью до первых десятков м песчаников практически не затронутых гидротермальными преобразованиями. В них проявлена лишь трещиноватость, подчеркивающая их локализацию внутри рудных зон.

Оруденение распространено по рудной зоне волнообразно. Так по рудному телу Михайловское намечаются четыре участка резкого падения концентраций полезных компонентов в рудной зоне с поверхности и на глубину. Имеющиеся данные позволяют предполагать относительно пологое склонение как рудных столбов, так и участков убогого и богатого оруденения в юго-восточном направлении в плоскости рудной зоны (рисунок 3.14).

В наиболее протяженных рудных зонах Мангазейского «месторождения» (Васильевская, Михайловская, Кузьминская) фиксируется латеральная зональность, выраженная в смене с севера на юг по простиранию зон серебро-полиметаллического оруденения серебро-сурьмяным. Массивные галенитовые жилы и прожилки в составе рудных тел сменяются кварц-карбонатными жилами и прожилками полосчато-зонального строения, насыщенными минералами различных парагенезов сульфидно-сульфосольного состава. Зальбанды прожилков сложены кварцем с вкрапленностью пирита, галенита и марматита. Далее следуют полосы сульфосольно-сидерит-кварцевого состава (диафорит, овихиит, пираргирит, галенит, сфалерит и др.). Наблюдаются пустоты с выделениями самородного серебра и крупных (до 1 см) кристаллов диафорита и пираргирита. В центральной части жил наблюдается зона развития крупнокристаллического сидерита с вкрапленностью и кристаллами высокосеребристых блеклых руд, галенита, реже сфалерита. Концентрации серебра в таких жилах достигают 40,0 кг/т.

Изменения состава рудных зон в пределах участка Мангазейский является отражением общей субконцентрической зональности оруденения Мангазейского рудного поля. Полиметал-

лическое с серебром оруденение на флангах рудного поля (за пределами участков детальных работ сменяется серебро-полиметаллическим на участках Мухалкан, северо-западная часть участка Мангазейский на севере и северо-западе рудного поля, Мысовом на востоке рудного поля, участке Порфиновый (месторождение Вертикальное и рудопроявление Привет) на западе и юго-западе и рудопроявлении Жильное южнее участка Порфиновый. В центральной части рудного поля развито преимущественно свинцово-сурьмяно-серебряное (участок Восточный), существенно свинцово-сурьмяно-серебряное (Безымянное) и сурьмяно-медно-серебряное (Стержневое) оруденение. При этом на самом нижнем уровне эрозионного среза в рудных телах Нижне-Эндыбальского «месторождения» также наблюдается значительное развитие серебро-полиметаллических минеральных парагенезов.

Вероятно, в пределах рудного поля имеет место инверсированная зональность оруденения. После формирования первичной нормальной зональности с серебро-сурьмяным оруденением в наиболее удаленной зоне от нескрытого гранитоидного массива, центральная часть рудного поля находилась в частном структурном прогибе, сформированном в процессе складчатости и орогенеза, так что проявления удаленной серебро-сурьмяной формации были слабо эродированы.

В начале кайнозоя, при формировании современной орогении Верхоянского хребта оформилось структурное поднятие, возможно связанное с изостатическим «всплыванием» гранитоидного массива, апикальной частью которого является Эндыбальская флюидно-эксплозивная структура. В результате проявления удаленной серебро-сурьмяной формации были выведены на один эрозионный уровень (или даже расположены гипсометрически выше) с объектами серебро-полиметаллической формации, наблюдаемыми сегодня на флангах рудного поля и в эрозионных врезях в центральной его части.

Рудопроявление Восточное, локализованное в пределах одноименного участка (рис. 4.5.) включает пять субслоистых субмеридиональных рудных зон, рудные тела внутри которых выделяются по результатам опробования. Рудные зоны приурочены к пакетам песчаников верхнекыгылтасской и нижнехорокытской подсвит. Зоны представлены субсогласными системами сближенных жил мощностью до 0,3 м сульфосолюно-кварц-сидеритового, редко сульфидно-сидеритового состава, сопровождаемых рудными бречиями, зонами будинажа и неориентированного тонкого сульфидно-сидеритового прожилкования. Для рудопроявления характерна сульфосолюная (высокосеребристые блеклые руды, сульфосоли серебра, акантит) минерализация. Рудные зоны прослежены по простиранию на 2 – 5 км. Средние содержания серебра по имеющимся редким пересечениям составляют 400-1200 г/т. Перспективы участка представляются значительными, учитывая протяженность рудных зон.

Проекция северо-западной части (блока авторских запасов кат. С₂) рудного тела зоны Михайловская на вертикальную плоскость

масштаб - 1:8000

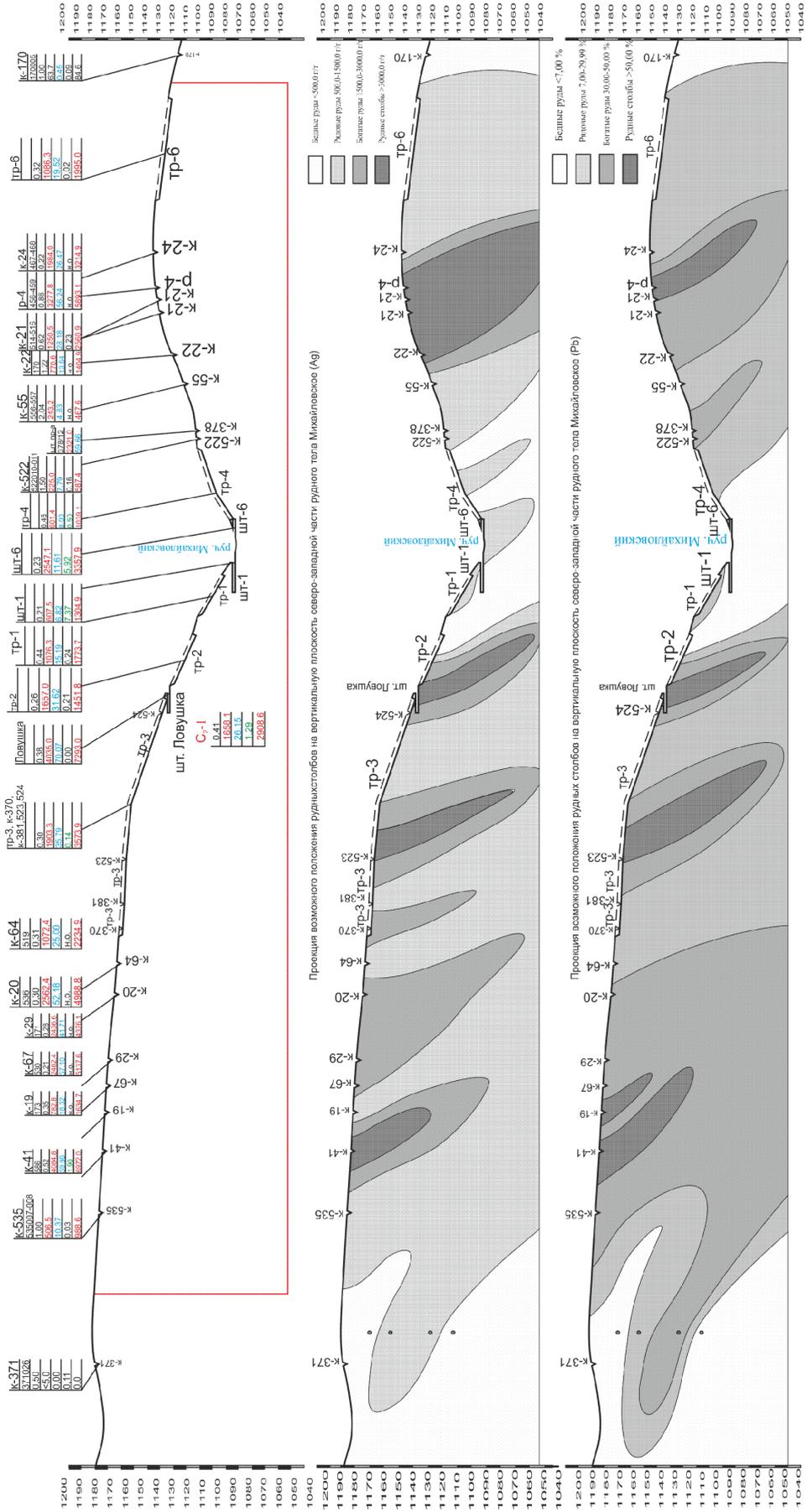


Рисунок 3.14.

Проекция наиболее детально изученного северо-западного участка рудного тела Михайловское на вертикальную плоскость и вероятное положение рудных столбов в плоскости рудного тела по концентрациям серебра и свинца. Составлен автором.

Рудопроявление Мысовое одноименного участка (рисунок 4.5.) локализовано в восточном крыле Эндыбальской антиклинали. Породы хорокытской и эчийской свит раннепермского возраста имеют здесь северо-западное простирание. С запада на восток вкrest простирания углы падения пород закономерно возрастают от 10 до 50°. Рудовмещающими являются породы эчийской свиты, хотя геохимические аномалии серебра, цинка и в меньшей степени свинца, выявлены, в том числе и в рыхлых отложениях над песчанистым пакетом кровли хорокытской свиты. В районе развития рудных зон наблюдается ореол березитизации поздней субщелочной стадии. Рудные зоны прослеживаются на расстояние от 1 км (Восточная) до 3 км (Западная). Вскрыты канавами 30-х годов прошлого века. К сожалению, в канавах опробована только сульфосольно-галенитовая жила мощностью 0,1 – 0,55 м. Вмещающая ее зона прожилкования и брекчирования не опробовалась. Вероятно, рудное тело представлено серией кулисообразно надстраиваемых сульфосольно-галенит-сидеритовых жил протяженностью в десятки – первые сотни м каждая, сопровождаемые сульфидизированной зоной дробления и сульфидно-сидеритовым прожилкованием. Это позволяет объединять отдельные жилы в составе рудной зоны в единые рудные тела, прослеживаемые на значительное расстояние.

Нижне-Эндыбальское «месторождение» одноименного участка (рисунок 3.15.) расположено в обрыве левого борта р. Сирелендже в ее устьевой части. Локализовано преимущественно в верхнем (кровельном) и среднем песчанистых пакетах второй пачки нижнекыгылтаской подсвиты. Наиболее богатые рудные интервалы приурочены к пластам средне-крупнозернистых песчаников.

Центральная часть «месторождения» представляет собой слегка вытянутый вдоль простирания пород площадной штокверк, мощностью от 15,0 до более 100 м, протяженностью – 150,0 м. На уровне бортовых содержания 100 г/т мощность штокверка составляет более 80,0 м (рис. 3.14.). Границы штокверка, как впрочем и рудных тел внутри него, определялись по результатам опробования и не соответствуют геологическим границам вмещающих пород. Рудные тела (№№ 1 и 2), выделяемые внутри штокверка, прослеживаются к юго-востоку за его пределы под аллювием р.р. Сирелендже – Большой Эндыбал на расстояния от 200 до 300 м. Штокверк и выделенные в нем рудные тела по морфологии представляют собой минерализованные зоны прожилкования. Рудное тело № 3 локализовано за пределами штокверка и морфологически близко к рудным зонам рудопроявления Восточное. Следует отметить, что увязка рудных тел, за исключением площади штокверка (где есть регулярная сеть сечений бороздогового

опробования), носит несколько искусственный характер, что объяснимо низкой степенью изученности рудных тел, как по простиранию, так и на глубину. Рудные тела изучены штольнями и шурфом глубиной 40 м, пройденными в 18 веке, по которым отсутствуют данные опробования. В 90-х годах «месторождение» изучено сплошным бороздовым опробованием в обрыве р. Сирелендже (рис. 3.15.) канавами и одной скважиной. Штокверковое распространение оруденения на глубину в настоящее время подтверждено скважинами, пройденными ЗАО «Прогноз».

Рудные тела представлены сложно построенными зонами сульфосольно-сульфидного и сульфидно-мангансидерит-сидерит-анкеритового прожилкования. Сульфосольно-сульфидно-кварцевые прожилки являются редкостью. В зависимости от литологического состава вмещающих толщ различаются два типа прожилкования. В пластах мощностью до 12,0 м средне-крупнозернистых песчаников с крупноплитчатой и глыбовой отдельностью преобладают разноориентированные тонкие (мм до 2-5 см) прожилки, сложенные почти нацело галенитом или агрегатами блеклых руд с пираргиритом и диафоритом. Протяженность таких прожилков – до первых м.

Объекты золото-серебро-полиметаллической формации

Рудопроявления объединенные в данную формацию установлены в центральной части Западно-Верхоянской провинции (рис. 2.4.), а в геолого-структурном плане в пределах Западно-Верхоянского сектора центрального сегмента Верхоянского складчатого пояса. В открытой печати эти объекты подробно охарактеризованы А.В. Костиным (Костин, 2001, 2002; Тектоника..., 2001; Костин, Денисов, 2007) и автором (Некрасов, 2004^{в, г}).

Чочимбальское и Кысылтасское рудные поля образуют единый Ньюектаминский рудный узел, так что граница между ними весьма условна. Оба рудные поля локализованы в ядерной части Кысылтасской антиклинали, сложенной средне-позднекаменноугольными песчаниками и алевролитами с отдельными черносланцевыми горизонтами. Свод антиклинали ундулирует в северном направлении. Рудные поля расположены в зоне пересечения Кысылтасского разлома Верхоянской системы северо-западного простирания и Северо-Тирехтяхского разлома субширотного простирания, а также в надинтрузивной зоне нескрытого гранитоидного интрузива, апофизы которого обнажаются в виде отдельных гранитных штоков. Рудные поля характеризуются сочетанием субпластовых и секущих рудных зон. Особенностью рудных полей является их золото-серебро-полиметаллическая специализация. По извлекаемой ценности доли золота, серебра и суммы полиметаллов в рудных телах примерно равны.

Геолого-структурный план «месторождения» Нижне-Эндыбальское. Составлен автором. 1- крупнозернистые алевролиты; тонкозернистые песчаники; 2- мелкозернистые комковатые песчаники; 3- крупно-зернистые песчаники; 4- мелкозернистые тонкослоистые песчаники; 5- речные наносы; 6- сечение бороздowego опробования и его номер; 7- скважина КБ, её номер, конечная глубина; 8- элементы залегания; 9- место отбора штуфной пробы; 10- штольни XVII века, данных нет; 11- марматит-галенитовые жилы с сульфосолями Ag и друзовидным кварцем; 12- галенитовые жилы с пираргиритом; 13- марматит-галенит-диафорит-блеклые руды; 14- сульфидно-карбонатные прожилки; 15- интенсивная трещиноватость; 16- тектоническая трещина с глиной трения; 17- зона грубого дробления по породам; 18- «пестрые» глины с дресвой, мелким щебнем брекчий, прожилкованных пород; 19- лимонитизация; 20- сульфидизация; 21- трещиноватость; 22- системная трещиноватость; 23- контуры рудных тел; 24- элементы слоистости пород; 25- элементы залегания жил, даек, трещин, зон дробления; 26- геологические границы: четкие и нечеткие; 27-29 – опробование; 27- бороздowego; 28- задирковое; 29 а) номер пробы; б) мощность интервала, м; в) содержание Ag, г/т; г) содержание Au, г/т; д) содержание Pb, %; е) содержание Zn, %; ж) содержание Cu, %.

Соответственно, в пределах рудных зон фиксируется телескопирование минеральных парагенезов золото-кварцевой, золото-сульфидной, серебро-полиметаллической и полиметаллической формаций. Зональность оруденения выражена в том, что в рудных зонах Кысылтасского рудного поля серебро-полиметаллическое оруденение наложено и пространственно совмещено с таковым золото-кварцевой формации. а в пределах Чочимбальского рудного поля золотое оруденение представлено рудами золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций. Стадийность минералообразования в рудопроявлениях Ньюектаминского рудного узла приведена в таблице 3.4. Основные рудные тела формировались в три стадии и характеризуются различными парагенетическими ассоциациями (марматит-пирит-пирротиновую, галенит-марматит-арсенопирит-пиритовую, кварц-арсенопирит-пиритовую). Рудопроявления полиметаллической формации, формировались в две подстадии, из которых первая, сложенная кварц-пиритовой ассоциацией развита ограниченно, а в течении основной – представленной галенит-сфалеритовой ассоциации продолжали формироваться и образовываться субсогласные жильные системы. Отложение галенита и сфалерита сопровождалось также выделением халькопирита и низкотемпературных сульфосолей (бурнотит, пираргирит, блеклые руды) с которыми связаны повышенные концентрации серебра, частично золото.

Внутреннее строение, типичное для рудных тел можно проиллюстрировать на примере рудного тела Пентиум-1 Кысылтасского рудного поля. Рудная зона Пентиум-1 в настоящее время прослежена на 3км (предполагаемая длина - 6-8км), рудное тело в составе зоны имеет следующие основные средние параметры: мощность 3,5м; Au - 3,5 г/т; Ag – 350 г/т; Pb - 6,0%; Zn - 2,0%. Внутренне строение и последовательность формирования рудной зоны следующие. На раннем этапе оруденения сформировалась мощная (10-50 м) зона трещиноватости (рисунок 3.16.) с прожилками ранних карбонатов (анкерит, сидерит) и рассеянной сульфидной вкрапленностью, частью возможно аутигенной. Главным минералом является пирит, редко арсенопирит, спорадически распространены галенит, сфалерит. На позднем рудном этапе зона служила кварцевых жил (0,6-3,0 м) с золото-кварцевой, малосульфидной минерализацией, имеющей не-

которые черты золото-редкометалльного оруденения (повышенные концентрации мышьяка, сурьмы, висмута).

Наряду с самородным золотом, выделялись слабо сереброносные блеклые руды, галенит, сфалерит, редко арсенопирит. Продуктивность этой стадии: Au - 1,0-85,0 г/т; Ag - 0-300 г/т.

Вполне вероятно, что представленные объекты являются типичными для серебряного оруденения ВКСО (по крайней мере для Верхоянского пояса). Соответственно Кысылтасское рудное поле может служить эталоном предложенного нового типа комплексных благороднометалльных месторождений.

Объекты олово-серебро-полиметаллической субформации олово-серебряной формации

Месторождения и проявления субформации широко распространены в пределах Яно-Индибирской провинции и локально в Западно-Верхоянской провинции (рисунок 2.4.), а в геолого-структурном отношении они локализованы в пределах Яно-Охотского, Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов.

В последних двух структурах они пространственно и генетически ассоциируют с апикальными участками, надинтрузивными зонами коллизионных гранитоидов и связанных с ними субвулканов вулcano-плутонического пояса Черского (Курдат, Вешнее, Купольное – Западно-Верхоянская провинция). В Яно-Охотском поясе они приурочены к апикальным зонам гранитоидов поперечных рядов, выведенным здесь на поверхность. Менее характерны объекты этого типа для Верхоянского складчатого пояса, в пределах которого гранитоиды поперечных рядов обычно не вскрыты эрозией. Здесь они приурочены к апикальным мелким штокам или субвулканам, трассирующим поперечные ряды гранитоидов.

Рудопроявление Борисовское локализовано на северном фланге Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры, осложняющей геологическое строение Мангазейского рудного поля. В пределах рудопроявления прослежены четыре крутопадающие, меридиональные (0-355⁰) зоны дробления с серебро-полиметаллической и олово-серебро-полиметаллической минерализацией.

Наиболее протяженная минерализованная зона дробления прослежена на 750 м Обломочная часть зоны представлена вмещающими березитизированными песчаниками и алевролитами. Цемент – сульфидно-карбонатно (сидерит, анкерит)-кварцевый. Главные рудные минералы представлены марматитом, галенитом, арсенопиритом, пиритом, станнином, тетраэдритом; второстепенные – халькопиритом, сфалеритом; редким является касситерит. Здесь наблюдается телескопирование руд олово-серебро-полиметаллической и серебро-полиметаллической формаций.

Минеральный состав гипогенных руд Ньюектаминского рудного узла. Составлена автором.

Относительная распространённость	Минеральный парагенетический комплекс			
	Пирротиновая стадия (метасоматические тела) с марматитом	Марматит-пирит-пирротиновая стадия	Галенит-марматит-арсенопирит-пиритовая стадия	Сфалерит-галенитовая стадия
Главные	Пирротин (50-95 %) Кварц (5-40 %)	Пирротин (15-97 %) Пирит (0-85 %) Марматит (1-30 %) Халькопирит (0-35 %) Кварц (1-75 %)	Пирит (5-90 %) Арсенопирит (5-40 %) Марматит (3-60 %) Галенит (3-60 %) Кварц (0-95 %) Мангансидерит (0-70 %)	Галенит (5-70 %) Сфалерит (5-50%) Анкерит и мангансидерит (0-60 %) Кварц (10-95 %)
Второстепенные	Халькопирит (до 1-5 %) Марматит (0-10 %) Пирит, марказит Блеклая руда Арсенопирит Мангансидерит Мусковит Серицит Хлорит	Арсенопирит (0-25 %) Мангансидерит (0-5 %) Анкерит Кальцит Мусковит Серицит Марказит	Халькопирит (0-25 %) Блеклая руда (0-10 %) Пирротин Серицит	Пирит (0-25 %) Халькопирит (0-5 %) Арсенопирит (0-5 %) Бурнотит (0-5 %) Блеклая руда (0-15 %)
Малораспространённые и редкие	Апатит, кордиерит, циркон, флюорит, топаз, касситерит, рутил, вольфрамит, станнин, висмутин, шеелит.	Галенит, валлериит, блеклая руда, аргентит, кубанит, касситерит, станнин, марказит, рутил, шеелит, висмут, висмутин, вольфрамит, хлорит.	Бурнотит, буланжерит, пираргирит, валлерит, графит, хлорит, золото.	Пирротин, станнин, пираргирит, борнит, золото.
Рудопроявления	Сульфидизированные песчаники руч. Кыгыл-1,2, Пирротиновый, Красный, зоны ГИС-1 и ГИС-2	Зоны ГИС-1 и ГИС-2 и др.	Рудные тела № 1, 2, 3, 3 ^А , 14, Ржавое, Шар, Анка; жильные системы Позолота, Пентиум и др.	Жильная система Пентиум, жилы Пентиум-2, Неожиданная, Коротышка, Согласная, Блин и др.

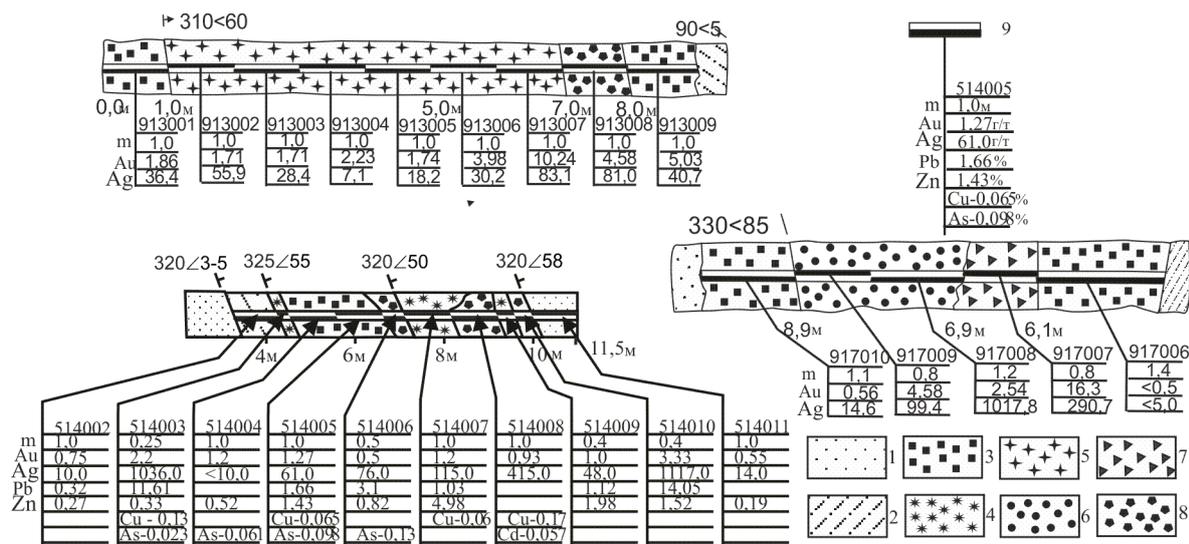


Рисунок 3.16.

Строение рудного тела Пентий-1 Кысылтасского рудного поля (по деталям пересечений поверхностными горными выработками). Масштаб – 1:120. Составлен автором. 1 - песчаники; 2 - алевролиты и аргиллиты; 3 - зоны трещиноватости с рассеянной сульфидной вкрапленностью раннего этапа оруденения; 4-8 - гидротермальные образования позднего рудного этапа: 4 - кварцевые жилы и зоны прожилкования; 5 - кварцевые жилы, рассеченные карбонат-кварц-сульфидными прожилками; 6 - карбонат-кварц-сульфидные жилы и зоны прожилкования; 7 - брекчии по карбонатно-кварц-сульфидным жилам и зонам прожилкования; 8 - брекчии по кварцевым жилам и зонам прожилкования; 9 - результаты бороздового опробования.

В рудах наблюдается наложение поздней серебро-полиметаллической формации на ранние золото-редкометаллическую и олово-серебро-полиметаллическую формации. Наиболее ранней является золото-арсенопиритовая ассоциация, на которую наложена халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая ассоциация. В рудах развиты касситерит-станнин-арсенопиритовый минеральный тип, представленный касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовым парагенезом, и галенит-сфалеритовый, представленный блеклорудно-галенит-марматит-пиритовым парагенезом. На данные минеральные ассоциации наложены руды сульфосольно-галенит-сфалеритового типа фрейбергит-галенит-сфалеритовой минеральной ассоциации. По рудной зоне наблюдаются следующие концентрации полезных компонентов: серебро – от 52,9 до 657,7 г/т; олово – от 0,1 до 0,652%; свинец – от 0,4 до 5,45%; цинк – от 1,02 до 10,0%.

Меникенское рудное поле (рисунок 2.4.) площадью до 110 км² контролируется сводом Алгыйской антиклинали, пересеченным поперечной тектономагматической структурой Халтысинского ряда (Эге-Хайская ветвь Вилуйско-полоусненской системы разломов). Субмеридиональные разрывы Джарджан-Брюнгадинского разлома приурочены к осевым плоскостям линейных складок и к ограничениям свода Алгыйской антиклинали. Геолого-генетическая модель рудопроявления будет приведена в соответствующей главе работы.

По минеральному составу выделяются карбонатные, существенно кварцевые, кварц-сульфидные и сульфидные зоны дробления. Кроме того, встречаются штокверкообразные

зоны мелких кварцевых прожилков. Распространены линейно-площадные локальные ореолы серицит-кварцевых метасоматитов, развитых по контактовым роговикам (Тютюнников, 1974ф). Карбонатные зоны приурочены к разломам широтного направления. Существенно кварцевые зоны имеют преимущественно северо-восточное, реже широтное простирание. Штокверкообразные зоны мелких кварцевых прожилков приурочены к разломам меридионального направления. Сложены маломощными (1 – 10 мм) разно ориентированными прожилками молочно-белого кварца, иногда кавернозного, с мелкими жеодами, ожелезненного. Прожилкование составляет 1 – 5 % общего объема штокверковых зон. Кварц-карбонат-сульфидные и карбонат-кварц-сульфидные зоны составляют основную массу выявленных на участке минерализованных зон дробления. Являются многостадийными образованиями с неравномерным распределением и соотношением жильных и рудных минеральных компонентов.

Всего в пределах рудного поля установлено более 30 жильно-прожилковых зон, сгруппированных в линейно-штокверковые системы с содержаниями серебра по отдельным сечениям от десятков до 2500 г/т. Практически все олово-серебро-полиметаллические месторождения (**Илин-Тас, Алыс-Хая, Улахан-Эгелях** и др. – рисунок 2.4.) и проявления (**Бургавли, Быстрое, Алыс-Хая** и др. – рисунок 2.4.) Яно-Индибирской провинции локализованы в пределах Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов (**Купольное**) изучены в середине прошлого века и, как правило, результаты изучения широко освещены в открытой печати (Ивенсен и др., 1975; Индолев, 1979; Матвеевко, Шаталов, 1958; Некрасов, 1962; Ненашев, 1979, 1989; Тектоника..., 2001 и др.). Практически все объекты, в свое время, рассматривались в качестве оловорудных или вольфрам-оловорудных, в соответствии с существовавшими металлогеническими построениями об оловоносной специализации ВКСО. Хотя ценность серебра в рудах этих месторождений и проявлений составляет 20-40% общей ценности сырья в недрах. Объекты локализованы в апикальных зонах гранитоидных интрузивов и их обрамлении, сложенном терригенными породами верхоянского комплекса. Оруденение сопровождается ореолами грезенизации и березитизации. Как правило, жильно-прожилковые зоны, участками сгущаются до образования линейных штокверков мощностью до 50-70м и длиной до 500м и имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание. Жильные зоны имеют турмалин-кварц-сульфидный и кварц-сульфидно-смеридитовый состав. Олово концентрируется в касситерите и станнине, вольфрам – в шеелите, реже вольфрамите, золото присутствует в теллуридах и в виде тонкодисперсной вкрапленности в арсенипирите, висмутине и в составе мальдонита. Серебро – в теллуридах, пираргирите, аргентите и в самородном виде. Концентрации серебра в рудных телах колеблются от десятков до 2500 г/т.

Несколько особняком в этом ряду стоит **месторождение Купольное** (Гамянин, Горячев, 1988; Константинов и др, 2003, Тектоника..., 2001; Филимонов, Сулейманов, 1994). Это единственный объект, приуроченный к крупной субкольцевой вулcano-плутонической структуре Сарычева, ядром которой является Тарынский субвулкан. Однако, оруденение и здесь приурочено к раннемеловым гранитоидам, прорывающим субвулканическую структуру, а также к терригенным складчатым породам их обрамления. Олово-серебро-полиметаллическое оруденение приурочено к минерализованным зонам дробления, развитым по разрывам северо-восточного реже широтного, северо-западного простирания. Формирование его происходило, вероятно, в три этапа: редкометальный, олово-серебро-полиметаллический, серебро-сурьмяный. С первым этапом связано формирование касситерит-кварцевой, со вторым – касситерит-сульфидной (галенит-сульфидный тип) и с третьим – свинцово-серебро-сурьмяной формации. Основные рудные минералы: касситерит, арсенопирит, пирит, аргентит, пираргирит, миаргирит, полибазит, канфильдит, тетраэдрит, фрейбергит, стефанит, буланжерит, джемсонит, бертьерит, халькопирит, пирротин, марказит, самородное серебро, станин, галенит, сфалерит и др. Месторождение Купольное является наиболее крупным объектом рассматриваемой формации с балансовыми запасами серебра – 2 тыс. т со средним содержанием – 400 г/т, олова – 1-1,5%.

В данном разделе предлагаемого исследования, представляется целесообразными кратко охарактеризовать несколько типичных для рассматриваемой формации объектов, практически неизвестных широкому кругу исследователей.

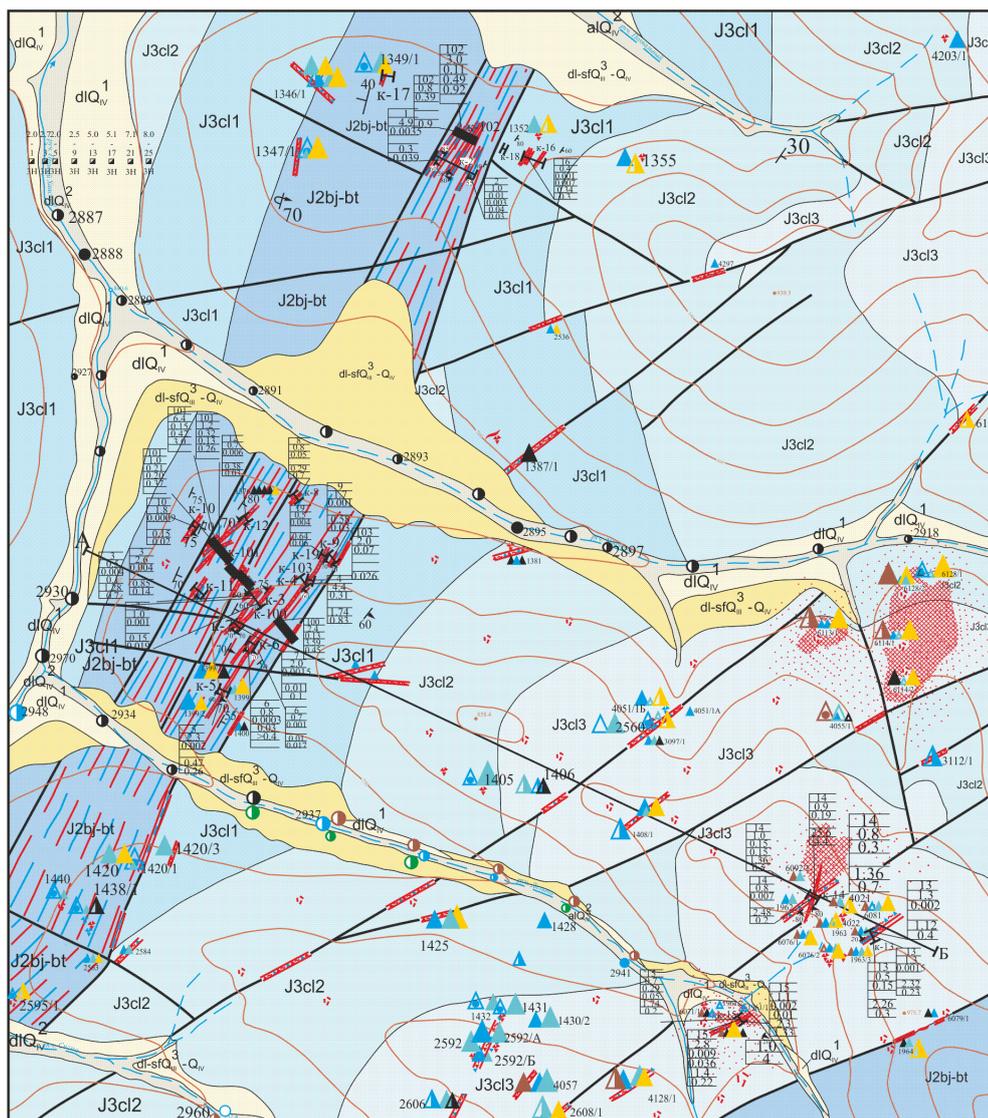
Рудопроявление Хастыр (рисунки 2.4., 3.17.) приурочено к ядру и юго-восточной приядерной части брахиморфной антиклинальной складки субмеридионольного (север-северо-восточного) простирания в позднеюрской сланцево-песчаной толще. Ось складки ундурирует в северном и южном направлениях, так что оруденение локализовано в поперечном антиклинорном изгибе складки. Структуру рудопроявления осложняют левосдвиговые разрывы северо-восточного простирания, согласного с надрегиональной Вилуйско-Полоусненской системой разломов. К данной системе приурочены отдельные минерализованные зоны дробления и прожилкования, а также поля сульфидизации пород. Оловянно-серебро-полиметаллическое оруденение наблюдается как в системе трещин кливажа осевой плоскости антиклинали (наиболее мощные и протяженные брекчиево-жильно-прожилковые зоны), так и в разломах Вилуйско-Полоусненской системы. Концентрации серебра с отдельных массивных галенитовых жилах мощностью до 0,5м достигают 44 кг/т (Султанаев, 1982ф). Единственная канава, опробованная сплошной бороздой при ревизии проявления на олово-серебряное оруденение показала среднее содержание серебра – 183 г/т на 50м мощно-

сти. Среднее содержание олова составило 0,2%. Свинец и цинк не проанализированы. Рудные минералы – галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, самородное серебро, самородное золото, касситерит, акантит, блеклая руда, сульфосоли серебра. Рудопроявление не оконтурено, перспективы его до конца не раскрыты.

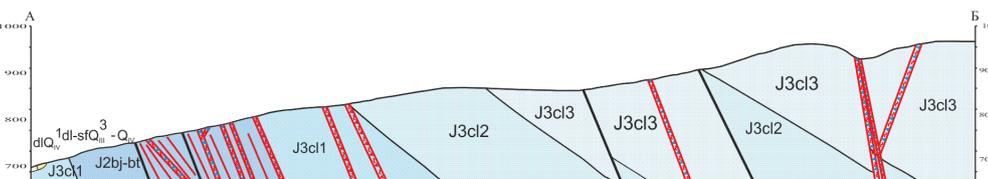
Рудопроявления **Булат**, **Юбилейное** (рисунок 2.4.) и близкое по геологическому строению и формационному типу руд проявление Ласточка расположены в 5-7км от (на южном фланге) Депутатского оловорудного месторождения на южном фланге одноименного рудного поля. Верхние горизонты Депутатского оловорудного месторождения, имеющего вертикальный размах оруденения более 800м, представлены телескопированными рудами касситерит-кварцевой и олово-серебро-полиметаллической формаций, при подчиненной роли последней. Проявления приурочены к субширотным (северо-восточным) разрывам Вилюйско-Полоусненской системы и диагональным, также субширотным юго-восточным (на проявлении Булатское) и северо-восточным (на проявлении Юбилейное) сдвигам между отдельными швами разломов этой системы.

Вмещающие глинисто-песчанистые толщи позднеюрского возраста собраны в брахиформные широкие, открытые складки широтного простирания, так что рудовмещающие разломы Вилюйско-Полоусной системы и их оперяющие диагональные срывы расположены вдоль осей складок, но имеют гораздо более крутое северное падение. Система субмеридиональных взбросо-сдвигов контролирует поперечные поднятия и мульды второго порядка, осложняющие складчатую структуру. Оруденение часто приурочено к таким осложняющим поднятиям и мульдам.

Проявления представлены сочетанием сульфидно-кварцевых, кварц-карбонат-сульфидных жил и зон дробления субширотного простирания мощностью 1-5 м и протяженностью в сотни м с содержаниями серебра 800-5000 г/т. (среднее 900 г/т). Серебро концентрируется в галените, сфалерите и собственных сульфидах и сульфосолях. Интерес представляют участки сближения рудных зон, где могут быть выявлены крупнообъемные линейные штокверки. Так на проявлении Булат по спектральному анализу проб из магистральных канав выявляются интервалы по 30-40м в которых содержания серебра близки или превышают 100 г/т. Имеющиеся данные позволяют предполагать наличие на флангах Депутатского рудного поля самостоятельного крупного сереброрудного объекта олово-серебро-полиметаллической формации. По оценке В.И. Панфилова (исполнителя поисково-реvisionsных работ) ресурсы серебра только кат Р₁ каждого из проявлений составляют 2000 т.



Масштаб 1 : 20 000



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Результаты анализа штурфовых проб

Элементы	Спектральный анализ в %					Химаналит в %
	0.001	0.01	0.05	0.1	0.1-0.4	
Олово	▲	▲	▲	▲	▲	0.5-2.0
Свинец	▲	▲	▲	▲	▲	
Цинк	▲	▲	▲	▲	▲	
Серебро	▲	▲	▲	▲	▲	
Мышьяк	▲	▲	▲	▲	▲	

Результаты штурфового опробования по данным работ 1968 года

Наименование минералов	Содержание в г/м ³ знаков	1-10
Касситерит	●	
Галенит	●	
Сфалерит	●	

- а1 Современные русловые и пойменные отложения: песок, галечники, супесь (мощность до 4 м)
- а2 Современные отложения I надпойменной террасы: супесь, песок, гравий, галька (мощность до 4 м)
- а3 Современные отложения II надпойменной террасы: супесь, суглинок, щебень, галька (мощность до 15 м)
- J3cl3 Верхняя юра. Келловейский ярус. Алеронито-песчаниковая свита. Верхняя толща. Песчаники
- J3cl2 Верхняя юра. Келловейский ярус. Алеронито-песчаниковая свита. Нижняя толща. Песчаники, алерониты
- J3cl1 Верхняя юра. Келловейский ярус. Свита глинистых песчаников
- J2bj-bt Средняя юра. Байос-батский ярус. Верхняя толща. Песчаники пятнистые
- Тектонические разрывные нарушения: а) установленные, б) под четким четвертичными отложениями
- К-элементы: 1-слоистости пород, 2-зона дробления, 3-зрелые выветленные складки

- Береговые кварцево-карбонатные жилы, прожилки и их развалы: 1- без видимой минерализации; 2- с галенитом и сфалеритом
- Участки развития сульфидизированных пород (S) и окисления (O)
- Мощные зоны рассеивания осадочных пород с прожилками и линзами галенит-сфалеритового состава
- Минерализованные зоны дробления и смятия: 1- кварцево-карбонатного состава, 2- со жем с галенитом и сфалеритом
- Геологические границы
- ПОИСКОВО-РАЗВЕДОННЫЕ ДАННЫЕ
- Канавы и их номера (пройденные в 1968 году)
- Канавы и их номера (пройденные в 1980 году)
- Шурфы (пройденные в 1968 году)
- Шурфовые пробы и их номера
- Шлифовые пробы и их номера

СРЕДНИЕ ПАРАМЕТРЫ РУДНЫХ ЗОН

1-5	Номер канавы
0.7-2.5	Мощность рудного интервала
0.02-0.2	Среднее содержание олова в %
0.02-0.2	Среднее содержание свинца в %
0.02-0.2	Среднее содержание цинка в %
0.02-0.2	Среднее содержание серебра в %
0.02-0.2	Среднее содержание мышьяка в %
1-10	Мощность опробованного участка по делению
1-10	Среднее содержание касситерита в г/м ³
8.0	Глубина шурфа
25	Мощность песков
25	Номер шурфа
3Н	Шурф
3Н	Среднее содержание касситерита в г/т ³

Рисунок 3.17.

Геолого-структурный план рудопоявления Хастыр. Составлен Р.Г. Султанаевым (ЯнГРЭ) с изменениями автора.

Оценивая масштабы серебряного оруденения всего серебро-полиметаллического ряда формаций провинций ВКСО, можно констатировать, что по общему металлогеническому потенциалу оно сопоставимо с таковым Андийского сектора Тихоокеанского пояса, превосходит масштабы подобного типа оруденения в пределах крупных континентальных плит. При этом, наиболее значительные объекты Андийского сектора локализованы в субвулканах и вулканогенных толщах вулcano-плутонических поясов. Напротив, своеобразие серебро-полиметаллического оруденения ВКСО обусловлено его приуроченностью к мощной толще терригенных отложений верхоянского комплекса, а месторождения и проявления в телах субвулканов и вулканогенных толщах практически неизвестны. Сравнивая близкие по геолого-структурной позиции вулcano-плутонические пояса переходной зоны Северной и Южной Америки и вулcano-плутонический пояс Черского, можно констатировать, что даже в результате специальных исследований (Наумов, 1987ф) в последнем не выявлено сколь-нибудь значительных проявлений серебро-полиметаллической формации в субвулканах и вулканогенных толщах пояса, хотя обычна распространенность в его пределах серебросодержащих объектов колчеданного семейства. Другой особенностью серебрянорудных объектов семейства серебро-полиметаллических формаций ВКСО является высокий средний уровень содержания серебра, обусловленный почти повсеместным телескопированием (в большей или меньшей степени) руд серебро-полиметаллической формации и оруденения серебро-сурьмяной формации. В целом, серебрянорудное оруденение ВКСО является уникальным примером крупной минерально-сырьевой базы серебра мирового значения, сосредоточенной в терригенных слабо метаморфизованных породах континентальной окраины. Безусловно также, что серебряное оруденение является одной из наиболее характерных черт минерагении ВКСО.

3.2.2. Серебросодержащие объекты Верхояно-Колымской складчатой области

Все серебросодержащие объекты ВКСО локализованы в пределах Яно-Индибирской провинции а в геолого-структурном плане они приурочены к северным сегментам Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов, где они связаны с коллизионными гранитоидами поперечных рядов, а также к образованиям вулcano-плутонического пояса Черского (Черско-Полоусненский пояс).

Серебросодержащие объекты довольно уверенно можно отнести к серебро-колчеданно-полиметаллической формации, связанной с позднеюрскими вулканитами, субвулканами вулканоплутонического пояса Черского и вмещающими их ранне-среднепалеозойскими терригенно-карбонатными породами и серебро-полиметаллической формации, связанной с апекальными и надинтрузивными зонами коллизионных гранитоидов.

Объекты серебро-колчеданно-полиметаллической формации

Все проявления этой формации локализованы в вулканогенной толще позднеюрского возраста Черско-Полоусненского пояса (**Хотойдох, Умба, Авар** – рис. 2.4.) или связаны с комагматичными позднеюрскими субвулканами (**Этынское** – рис. 2.4.). Они представляют собой классические объекты осадочно-вулканогенного генезиса типа «куроко». Часто проявления этого типа пространственно ассоциируют с рудопроявлениями серебро-полиметаллической формации во вмещающей раме (терригенно-карбонатные породы палеозоя) позднеюрских вулканитов (**Восточное, Агаткино, Право-Докучанское** – рис. 2.4.), а иногда совмещены с ними в пределах единых рудных зон (Этынское). Руды этих проявлений серебро-полиметаллической формации всегда содержат значительные количества пирита и пирротина, что подчеркивает их генетическую связь с колчеданным оруденением. Объектом-лидером всей группы серебро-колчеданно-полиметаллических объектов является **рудопроявление Хотойдох**. Подробная характеристика проявления приведена в многочисленных опубликованных работах и производственных отчетах (Кравцов, 1970ф; Наумов, Наумов, 1987ф; Шпикерман, 1998; Тектоника..., 2001 и др.). Линзы различных типов руд (полосчатые халькопирит-галенит-сфалеритовые; неясно полосчатые пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые; массивные пирит-галенит-сфалеритовые и пирит-халькопиритовые) имеют между собой постепенные переходы. Кроме перечисленных, в состав руд входят следующие минералы: арсенопирит, блеклые руды, самородное серебро и его сульфосоли. Жильные минералы представлены кварцем кальцитом, баритом. Золото присутствует в виде электрума, предположительно связано с блеклыми рудами. Серебро связано с галенитом (до 3500 г/т), и блеклыми рудами, а также присутствует в составе матильдита и андорита.

Изученное автором **рудопроявление Этынское** (рисунки 2.4, 3.18.) было известно с 50-х годов прошлого века как полиметаллическое. Жилы массивного галенита мощностью 0,5-1,5м, субширотного – северо-восточного простирания были вскрыты штольной и несколькими канавами, но работы не получили дальнейшего развития из-за небольшой протяженности жил – от десятков метров до 150м. Ревизионными работами автора установлено, что серебро-полиметаллическое оруденение (кварц-сидерит-галенитовые жилы и прожилки)

наложено на серебро-колчеданно-полиметаллическое оруденение. Проявление расположено в пределах Тас-Хаяхтахского сегмента Черско-Полоусненского пояса на восточном крыле Догдинской грабен-синклинали, сложенной пропилитизированными и аргиллизированными средними-кислыми вулканитами и аргиллитами позднеюрского осадочно-вулканогенного комплекса.

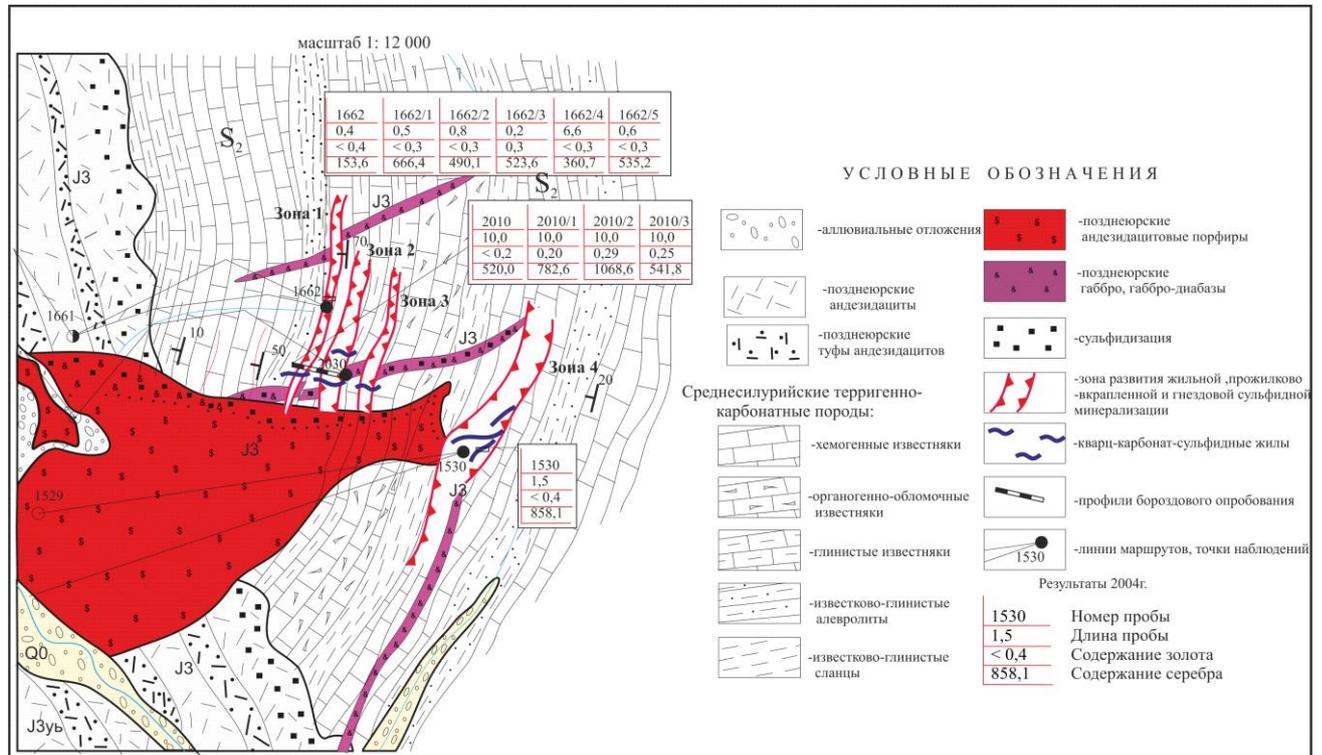


Рис. 3.18.

Геолого-структурный план рудопроявления Этынское с результатами поисково-ревизионных работ. Составлен автором.

Рудные тела представлены субмеридиональными крутыми согласными с вмещающими породами зонами мощностью до 35м и установленной протяженностью до 550м сплошной и гнездово-вкрапленной сульфидизации в известняках и сланцах, отдельными карбонат-галенитовыми секущими жилами мощностью до 1,5м в пределах этих зон. По контактам зон развиты рудокласты. Руды представлены массивными и густовкрапленными агрегатами пирита и пирротина с гнездами галенита и сфалерита, либо массивным галенитом с гнездами сфалерита. В обоих видах руд установлены аргентит, акантит, сульфосоли серебра и серебро-содержащие блеклые руды. Фланги проявления не изучены, потенциал его сереброносности составляет не менее 5000 т.

Объекты серебро-полиметальной формации

Месторождения и проявления формации выявлены в пределах Яно-Охотского, Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов. Они локализованы, как правило на периферии золоторудных и оловорудных районов и узлов в апикальных зонах ультракислых гранитоидных интрузий или кислых интрузий с щелочным или щелочноземельным уклоном, а также в надинтрузивных зонах гранитоидных батолитов нормального ряда (**Укачилкан, Амандыкан, Кестер** и др. – рисунок 2.4.). Отличительной особенностью серебросодержащих объектов серебро-полиметальной формации, является преобладание или присутствие руд редких металлов (олова, вольфрама, висмута, кобальта, тантала, ниобия). В данном исследовании приводятся в качестве примеров два месторождения, хотя их в пределах ВКСО гораздо больше, тем более, что границы формации можно определить весьма условно.

Месторождение Укачилкан (рисунок 2.4.) локализовано в поздне триасовой алевролитовой и аргиллитовой толще зоны сочленения на северном фланге Полоусненского сегмента Черско-Полоусненского пояса со структурами Яно-Колымского пояса в надинтрузивной зоне влияния эродированного гранодиоритового массива.

Зона сочленения Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов маркируется крутыми взбросо-сдвигами Вилюйско-Полоусненской системы разломов северо-восточного простирания, вмещающей главные рудные зоны. Другая рудовмещающая система разрывов (крутопадающие на восток сдвиги) имеет северо-западное простирание. Рудные тела имеют сложную морфологию, длину до 1 км, мощность до 10 м, карбонат-кварц-сульфидный состав. В центральной части месторождения сближенные прожилково-жилые зоны (возможно представляющие в совокупности площадной штокверк) несут оруденение касситерит-сульфидной (галенит+сфалерит) формации с попутным серебром – до 250 г/т. На флангах преобладают сближенные группы жил и рудных столбов (на пересечении разнонаправленных рудных зон) олово-серебро-полиметаллической формации с концентрациями серебра в среднем 150-300 г/т (до 1,5 кг/т в отдельных сечениях). Кроме галенита и сфалерита и касситерита в рудах установлены арсенопирит, пирит, халькопирит, станнин, висмутин, густавит, серебросодержащие блеклые руды ряда тетраэдрит-аннивит, сурьмяные сульфосоли серебра. Ресурсы и запасы серебра месторождения не оценены. По нашей экспертной оценке они могут составлять не менее 7000 т.

Месторождение Кестер (рисунок 2.4.) расположено в пределах Центрально-Янского сегмента Яно-Охотского пояса в серповидном штоке апогранитов с площадью выхода около 1 км², прорывающих Арга-Ыннах-Хайский массив адамеллитов (Флеров, 1976). Субщелочные граниты штока – альбитизированы. Залежь грейзенов в штоке прослежена по падению

на 50м (карьерная добыча 40-х годов прошлого века). В грейзенах концентрации олова составляют в среднем – 0,4%, ниобия – 0,2%, тантала, лития и рубидия – 0,0п%. На серебряность шток не изучен. Серебро наблюдается в самородном виде и связано с блеклыми рудами сурьмяного ряда. В отдельных пробах концентрации его достигают 500 г/т.

Серебросодержащие полиметалльные объекты ВКСО обнаруживают ряд общих черт с месторождениями Тихоокеанского пояса, они также сопоставимы с таковыми месторождений крупных континентальных плит (Митчел, Гарсон 1984), где входят в состав оловорудных узлов, располагаясь на их периферии (Корнуолл, Индокитай). Однако в пределах континентальных плит оловорудные узлы тяготеют к активизированным кристаллическим массивам.

Серебро-колчеданно-полиметаллические проявления ВКСО по своим масштабам и характеристикам близки месторождениям типа «куроко» (Япония, Филиппины, Новая Зеландия). Они также локализованы в ассоциации с серебро-полиметаллическими объектами, как и по всей восточному сектору Тихоокеанского пояса (Радкевич, 1974; Ициксон, 1979; Хомич, 1995; Миронов и др. 1999). Другими словами, минералогия серебросодержащих месторождений и проявлений ВКСО, обладает синтетическими характеристиками, с чертами присущими металлогении как крупных континентальных плит (в частности Евразийской) так и Тихоокеанского подвижного пояса. В то же время редкометальность таких объектов является одной из отличительных минералогических характеристик регион.

3.3. Платинометальное оруденение Верхояно-Колымской складчатой области

Интерес к металлам платиновой группы (МПГ) и оценке на платиноносность структур, ранее считавшихся малоперспективными, объясняется прежде всего чрезвычайно высокой ликвидностью этого вида минерального сырья и исключительно благоприятной конъюнктурой МПГ на мировом рынке в последние два десятилетия (Додин и др., 2000).

Все это повлекло за собой бурное развитие поисково-разведочных работ на МПГ во всем мире. В 70-х годах прошлого века введены в эксплуатацию платиновые месторождения Стиллуотерского расслоенного базит-анортозит-ультрабазитового комплекса (The Stillwater..., 1985) и медно-никелевые с МПГ месторождения Талнахского рудного района (Додин, 2002). В России в последние 50 лет открыты и разведаны ряд объектов, часть кото-

рых успешно эксплуатируется. Это прежде всего, россыпи Алданской (Петрология..., 1994), Корякско-Камчатской (Платина..., 1999) провинций и Гулинской интрузии на севере Сибирской платформы (Малич, 1996). Особенно активными были работы в последние 20 лет, с введением в действие программы “Платина России”. На огромном пространстве от Балтийского щита и Воронежского кристаллического массива, до Камчатки и Сахалина переоценены на МПГ известные и найдены новые объекты (Додин и др., Чернышев, 2000; Платина..., 1999), в том числе с нетрадиционными типами благороднометалльной минерализации. Однако, технологические ограничения, накладываемые на процессы добычи и извлечения МПГ из руд, позволяют с уверенностью предполагать, что в течении длительного промежутка времени, основными источниками сырья останутся базит-ультрабазитовые комплексы платформ и складчатых областей.

На этом фоне особенно выделялась совершенно не изученная в отношении платиноности территория Верхояно-Колымской складчатой области. В настоящей работе (см. Главу 2) приведены схемы расположения платинометалльных проявлений ВКСО на структурно-формационной и рудно-формационной основах (Некрасов, Каскевич, 2002ф; Некрасов, 2004^а).

В рамках данной работы не рассматриваются платиноносные конгломераты Витватерсранда, дававшие еще недавно более половины мировой добычи металлов платиновой группы (МПГ), т.к. объекты с подобным набором промышленно значимых компонентов неизвестны не только в ВКСО, но и нигде более в мире. Не рассматривается также россыпная платиноносность, ввиду отрывочности, даже мифологичности сведений о ней по региону (изложенных в главе 2) и чисто теоретической возможностью их будущего выявления. Платиноносные рудные формации, признаки которых выявлены в пределах ВКСО, рассматриваются в последовательности их промышленной значимости в современном производстве МПГ. Следует отметить, что подходя к классификации платиноносных формаций с теми же критериями, что и к золоторудным и сереброрудным формациям, можно констатировать, что собственно платинометалльных формаций (т.е. тех, где МПГ представляют единственный промышленно ценный компонент или его ценность составляет более 80%) всего две. Это собственно платинометалльная формация (Петрология, 1994) в кольцевых щелочно-ультраосновных комплексах (массивы Кондер, Чад, Инагли где добыча из коренных пород пока не осуществляется) и близких к ним трубках гортонолитовых дунитов Бушвельда (единственных объектах формации, добыча из которых производилась). Указанием на возможность выявления единичного объекта этой формации является находка шлиховой платины в неизвестной пока точке хр. Тас-Хаяхта в 20-х годах прошлого века (см. главу 2). Вто-

рой собственно платиметальной формацией является платиносодержащая хромитовая. Из мелких объектов этой формации платиноносного пояса Урала производилась добыча МПГ в XIX – начале XX веков. МПГ в дунитах и гарцбургитах сконцентрированы в шлирах, обогащенных высокохромистым хромитом, содержания МПГ в среднем по шлирам составляли 6–10 г/т. При этом сами шлиры не являлись богатыми хромитовыми рудами, а в хромитовых рудах этих же массивов с содержаниями Cr_2O_3 35–45%, как раз содержания МПГ редко превышали 1 г/т. Повышенные концентрации платиноидов (таблица 3.5.) установлены в дунитах, гарцбургитах и габбро офиолитового комплекса Южно-Анжуйской зоны (Некрасов 2004^a – рисунок 2.8., 2.9.), т.е. за пределами ВКСО.

Таблица 3.5.

Результаты анализов на ЭПГ базитов и ультрабазитов Южно-Анжуйской шовной зоны. Данные автора.

№ п/п	№№ проб	Pt г/т	Pd г/т	Rh г/т	Ir г/т	Сумма ЭПГ
1	2Г	0,015	0,015	н.о.	н.о.	0,03
2	7/1Г	0,04	0,003	н.о.	н.о.	0,043
3	7/3Г	н.о.	0,011	н.о.	н.о.	0,011
4	8/1Г	н.о.	0,021	н.о.	н.о.	0,021
5	8/2Г	н.о.	0,005	н.о.	н.о.	0,005
6	8/4Г	0,02	0,013	н.о.	н.о.	0,033
7	8/5АГ	0,12	0,044	н.о.	н.о.	0,164
8	8/11Г	0,015	0,07	н.о.	н.о.	0,085
9	9/2Г	0,015	0,005	н.о.	н.о.	0,02
10	14/8Г	0,01	0,03	н.о.	н.о.	0,04

Химико-спектральный анализ. Лаборатория анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Аналитик Сычкова В.А. Ведущий инженер Белоусов Г.Е.

3.3.1. Сульфидная платиноидно-медно-никелевая формация

В настоящее время в пределах ВКСО выявлен единственный пункт минерализации который (причем весьма условно) можно сопоставить с объектами данной формации (рисунок 2.8., 2.9.). В Уяндинском блоке Селенняхского сегмента Черско-Полоусненской системы локализован Лево-Уяндинский «массив» оливинитов (рисунок 2.6.), с переходами в гарцбургиты и верлиты, представляющий собой цепочку линзовидных тел, вытянутых в широтном направлении. Здесь в полуразрушенном коренном выходе установлено тело гнездово-вкрапленных магнетит-пирротиновых руд (**Лево-Уяндинское проявление**) видимой мощностью 0,5м. Главные рудные минералы представлены магнетитом и пирротинном. В

сростках с последним наблюдаются пентландит и халькопирит. В бороздовых пробах содержания МПГ составляют: Pt - до 0,03 г/т, Pd - 0,05-0,1 г/т, Rh - до 0,02 г/т, Ni – до 1,1%, Cu – до 0,4%. В целом, состав и взаимоотношения и состав пород практически всех базит-ультрабазитовых лиз и пластин Черско-Полоусненского пояса не позволяет предполагать значительных масштабов оруденения данной формации.

3.3.2. Платиносодержащая хромит-титаномагнетитовая формация

Проявления формации (рисунок 2.8., 2.9.) выявлены в дунитах Селенняхского и Тас-Хаяхтахского сегментов базит-ультрабазитового пояса Черского (рис. 1.3.). В Селенняхском сегменте **Право-Уяндинское проявление** МПГ установлено в дунитах одноименного массива Уяндинского блока Селенняхского сегмента Черско-Полоусненского пояса (рисунок 2.6., 2.7.), а в Тас-Хаяхтахском сегменте аномальные концентрации МПГ выявлены в лизе дунитов Мунилканского тектонического блока (рудопроявление Брэм – рисунок 2.6., 2.7.).

В южном контакте Право-Уяндинского массива, в подошвенной его части установлено поле развития хромитовых руд с подчиненным количеством пирротина, магнетита и титаномагнетита площадью 0,28 км², слегка вытянутое вдоль контакта массива в западном направлении. Здесь в серпентинитах наблюдают округлые нодулы хромититов диаметром до 1,5см. По направлению к кровле массива (к северному контакту) хромитовое оруденение постепенно замещается пирит-пирротинным. С учетом элементов залегания массива и его внутренней складчатости, мощность оруденелых серпентинитов в приподошвенной части массива, вероятно, не превышает 10м. В среднем по всей выборке проб из массива содержание суммы ЭПГ в ультрабазитах участка составляет 0,1 г/т (таблица 3.6.). Это в целом, значительно выше фоновых содержаний в платиноносных комплексах.

Рудопроявление Брэм (рисунки 1.10, 2.6., 2.7.) выявлено в Мунилканском тектоническом блоке Тас-Хаяхтахского сегмента базит-ультрабазитового пояса Черского. Во всех тектонических линзах ультрабазитов участка Брэм распространена площадная (до 0,3 км²) убого вкрапленная (менее 1%) пирит-пирротинная минерализация в metabазальтах, реже в ультрабазитах. Она обнаруживает приуроченность к крупным фрагментам пластин, реже фиксируется в блоках и обломках в зонах меланжа. Распространенность ее в пределах участка очень широка (10-20% всех пород). Содержания ЭПГ в таких минерализованных породах составляют 0,04-0,07 г/т.

Содержания МПГ в породах базит-ультрабазитового комплекса Уядинского блока. Данные автора.

№ п/п	порода	Pt г/т	Pd г/т	Rh г/т	Ir г/т	Сумма ЭПГ
1	габбро-амфиболит	0,02	0,01	н.о	н.о	0,03
2	габбро-амфиболит	0,015	0,01	н.о	н.о	0,025
3	габбро-амфиболит	-	0,02	н.о	н.о	0,02
4	перидотит	0,04	0,023	н.о	н.о	0,063
4	перидотит	0,02	0,03	0,007	н.о	0,057
6	габбро-амфиболит	0,02	0,05	н.о	н.о	0,07
7	перидотит	0,03	0,015	н.о	н.о	0,045
8	перидотит	0,015	0,01	н.о	н.о	0,025
9	оливинит	0,05	0,021	н.о	н.о	0,071
10	габбро	0,02	0,02	н.о	н.о	0,04
11	оливинит	0,02	0,04	н.о	н.о	0,06
12	оливинит	0,01	н.о	н.о	н.о	0,01
13	оливинит	0,02	0,03	н.о	н.о	0,05
14	оливинит	0,01	0,02	н.о	н.о	0,03
15	оливинит	0,12	0,32	0,017	н.о	0,457
16	оливинит	0,01	0,002	н.о	н.о	0,012
17	габбро-амфиболит	0,03	0,1	н.о	н.о	0,13

Метод анализа: химико-спектральное определение элементов группы платиновых металлов (Pt, Pd, Rh, Ir). Максимальное значение случайной средней квадратической погрешности – менее 30%, при доверительной вероятности 0,95. Категория точности – III. Аналитик – Сычкова В.А.

Отмечены также зоны вкрапленной (1-5%) площадной титаномагнетит-хромит-пирротиновой минерализации. Тяготеют они к блокам (до 0,2 км²) и мелким обломкам (до десятков м) в зонах меланжа. Содержания суммы ЭПГ в них достигают 0,087 г/т..

Наиболее богатые «руды» встречены в обломках (фактически в делювии) в верхнем течении ручьев Брэм и Тас. В коренном залегании не наблюдались. Однако вся западная линза участка Брэм, а также ее северное (верховье р. Тенкелях) и южное (ручей Тас) продолжения перспективны на обнаружение таких руд. Судя по обломкам мощность зон оруденых серпентинизированных оливинитов достигает 1,0 м. Рудные минералы группируются в нодули (до 10,0 см в диаметре) и образуют гнездовую вкрапленность (гнезда до 2,0 см). Содержания рудных минералов варьируют от 3-5 до 50-60%. По данным предшествующих исследователей (Левшунов, 1983ф) нодули представлены хромитом. По нашим данным главным рудным минералом является титаномагнетит, второстепенным пирротин, а хромшпинелид отмечается спорадически. Содержания суммы ЭПГ в таких рудах достигают 0,065 г/т.

В среднем течении ручья Брэм в его левом борту уставлена зона вкрапленной халькопирит-пирит-пирротиновой минерализации (до 1-3%) минерализации в серпентинизированных и катаклазированных гарцбургитах. Зона имеет мощность от 2,0 до 50,0 м, установленную протяженность до сотен м. Рудные минералы распределены по зоне относительно рав-

номерно. Кроме перечисленных минералов, в аншлифах установлены: галенит, миллерит, магнетит, хромшпинелид, непуит, фуксит, а также редкий минерал из группы гидроталькита. Последовательность выделения минералов устанавливается достаточно четко. Наиболее ранний хромшпинелид, замещается магнетитом, пирротином, фукситом, непуитом, гидроталькитом. Затем выделялся пирит кубического габитуса и миллерит. Самая поздняя ассоциация представлена сростками галенита и халькопирита. Собственных минералов платиновых металлов в аншлифах не обнаружено. Содержания в пробе составили: палладия - 1,1 г/т, платины - 0,02 г/т, никеля - 0,119%, остальных компонентов - незначительные. В целом, по отобранным и проанализированным пятнадцати пробам из западной полосы выходов базит-ультрабазитового комплекса Мунилканского блока (рис. 1.10.) среднее содержание суммы ЭПГ составило 0,12 г/т.

3.3.3. Малосульфидная медь-никельсодержащая формация

Формация (рисунок 2.8., 2.9.) представлена зонами метасоматоза и рассеянной сульфидной вкрапленности в ультрабазитах Селенняхского и Тас-Хаяхтахского сегментов базит-ультрабазитового пояса Черского. В Селенняхском сегменте практически все серпентинизированные оливиниты и гарцбургиты участков Анхайдаах и Бурхан содержат рассеянную вкрапленность магнетита, пирротина и пирита. В протолочках проб установлены также пентландит, миллерит и халькопирит. На отдельных участках площадью не более первых десятков м² вкрапленность рудных минералов составляет 3-7%. В валовых пробах, отобранных с таких участков сумма МПГ составляет 0,02-0,07 г/т. Тем не менее, данные концентрации находятся на уровне фоновых для платиноносных ультрабазитов Урала, Камчатки и Алданского щита (The Stillwater..., 1985; Столяренко, Шашкин, 1998; Платина..., 1999; Додин и др., 2000). В пределах Мунилканского блока Тас-Хаяхтахского сегмента повышенные концентрации платиноидов (до 0,07 г/т) связаны с субмеридиональными зонами метасоматоза пирит-серицитового состава по серпентинизированным оливинитам на участках **Пустой, Тенкелях, Двойной и Рассвет**. Вкрапленность пирита, пирротина, миллерита и халькопирита в зонах метасоматоза шириной в первые десятки м не превышает 1%.

3.3.4. Платиносодержащая титаномагнетитовая формация

Рудопроявления формации установлены в пределах Селенняхского сегмента Черско-Полоусненского пояса и связаны с субщелочными ультрабазит-базитовыми массивами Томмотского рифтогенного комплекса позднедевонского-раннекаменноугольного возраста.

Рудопроявление Кюрюэлях (рисунки 2.6., 2.7.) приурочено к одноименному расслоенному силлообразному интрузиву гранодиорит-монцонит-габбро-пироксенитового става (рисунок 3.18.). Титаномагнетитовое оруденение, приурочено к слюдистым пироксенитам и амфибол-полевошпат-флогопит-пироксеновым пегматитам. По всей рудной зоне развития ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд среднее содержание по данным химико-спектрального анализа ЭПГ и золота составляют 0,25 г/т. Выделяется горизонт мощностью не менее 7,0–15,0 м, протяженностью более 2,0 км с средними содержаниями ЭПГ – 0,15 г/т; суммы благородных металлов – 0,3 г/т. Это приблизительно в 100 раз выше фоновых для такого типа руд. В отличие от ультрабазитов, в пироксенитах Кюрюэляхского массива, в целом преобладает платина, которая является главным компонентом всех россыпей платиноидов.

Следует отметить присутствие мелких золотинок (до 0,05мм) комковатой формы (в одном случае кристалл октаэдрического габитуса) в протолочках штуфных и бороздовых проб рудной зоны, а также единичного зерна поликсена. Это единственный идентифицированный минерал МПГ, установленный в процессе поисковых работ на платиновое оруденение в хр. Черского.

3.3.5. Малосульфидная платинометальная формация

Весьма условно автор соотносит с оруденением этой формации проявление Илин-Тас, (рис. 2.6., 2.7.), локализованное в зоне сочленения Илин-Тасского пояса с Алазейским сегментом ВКСО.

Позднеюрские породы пояса надвинуты здесь на средне-позднепалеозойские вулканогенно-терригенные толщи Алазейского сегмента. Зона надвига «залечена» меловыми турригенно-вулканогенными образованиями и перекрыта палеоген-неогеновыми конгломератами. С меловыми вулканитами связаны комагматичные малые интрузивные тела щелочных габбро. В зонах экзоконтакта массивов наблюдается убогая (до 2-3%) вкрапленность пирита и пирротина.

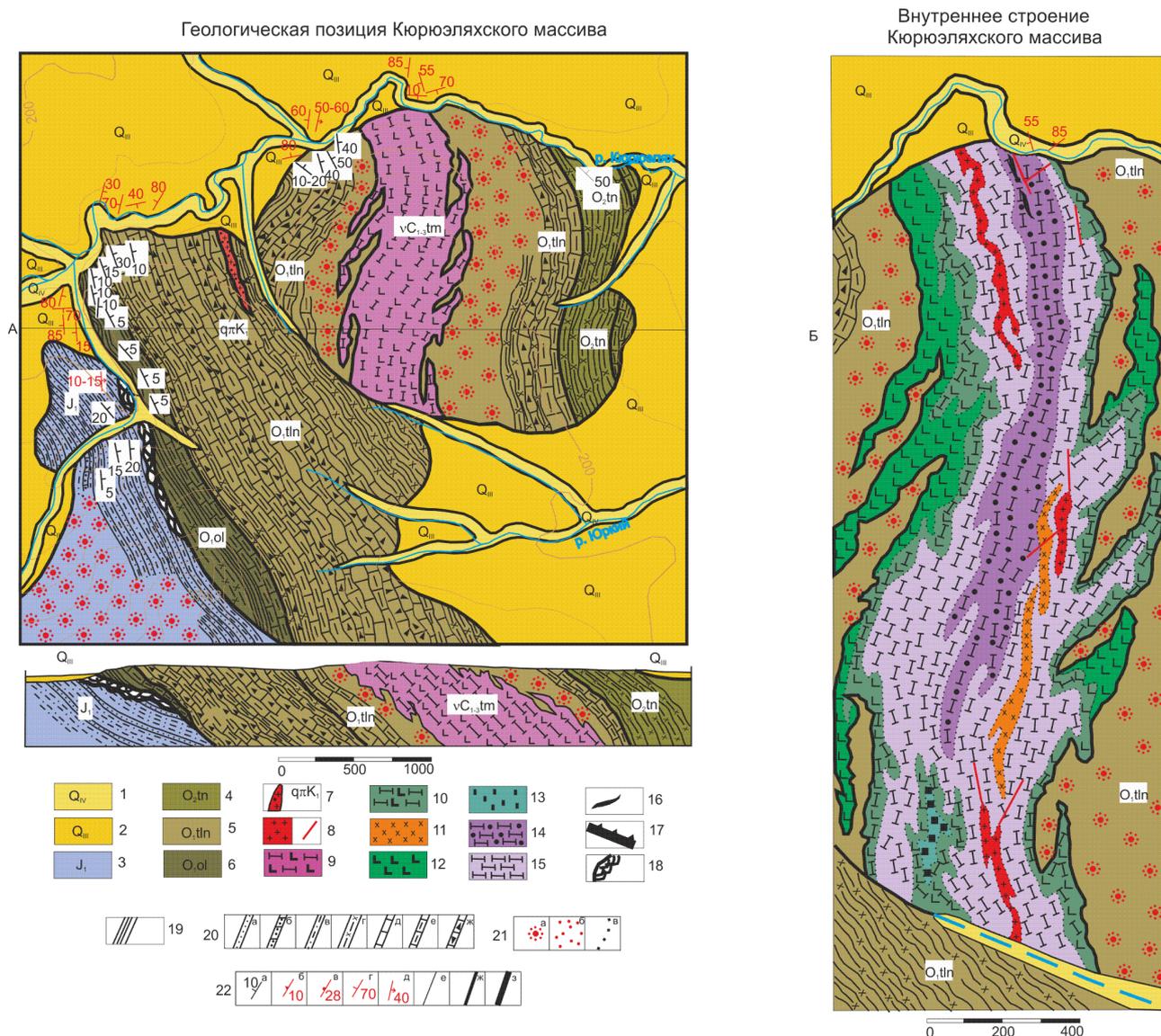


Рисунок 3.18.

Геологический план и внутреннее строение Кюрюэляхского массива. Составлены автором. 1. Q_{IV} – четвертичная система, современный отдел. Галечно-гравийные, песчано-суглинистые, илистые отложения; 2. Q_{III} – четвертичная система, верхний отдел. Супесчано-суглинистые отложения; 3. J_1 – юрская система, нижний отдел. Алевролиты с прослоями песчаников, редко известковистых песчаников; 4. O_{2tn} – ордовикская система, средний отдел, лландвирский и лландейлский ярусы, тингская свита. Чередование пачек (5-70м) хлорит-сланцев и слюдяных мраморизованных известняков; 5. O_{1tn} – ордовикская система, нижний отдел, аренигский ярус, талындинская свита. Чередование мощных пачек доломитизированных, мраморизованных известняков, калькаренитов и хлорит-сланцев; 6. O_{1ol} – ордовикская система, нижний отдел, тремадокский ярус и нижняя часть аренигского яруса, олындынская свита. Чередование, часто тонкое: хлорит-сланцев, мраморизованных известняков, метаалевролитов; 7. раннемеловой магматический комплекс гранитоидных батолитов Главного пояса. Дайка кварцевых порфиров; 8а – гранофиры, 8б – мелкие (m-0,1м) жилы гранофиров; 9 – габбро-пироксениты Кюрюэляхского массива нерасчлененные (на геологическом плане и разрезе); 10 – габбро-пироксениты; 11 – гранодиориты, кварцевые диориты, монцодиориты; 12 – мелко-среднезернистые лейко- и мезократовые габбро, крупно- и гигантозернистые меланократовые габбро; 13 – крупно- и гигантозернистые горнблендиты; 14 – средне-крупнозернистые биотит-флогопитовые пироксениты; 15 – разномасштабные пироксениты; 16 – сульфидизированные жилы амфибол-полевошпат-пироксен-сланцевых пегматитов с титаномagnetитом; 17 – надвижки с указанием направления падения сместителя; 18 – тектонический полимиктовый сланцевый меланж; 19 – пачки тонкого чередования калькаренитов, кальцилютитов, хлорит-сланцев, метаалевролитов; 20. а – песчаники, б – известковистые песчаники, в – алевролиты, г – карбонат-хлорит-серицитовые сланцы, слюдяные, хлоритизированные алевролиты с линзами калькаренитов, д – слюдяные мраморизованные известняки с прослоями хлорит-серицитовых сланцев, е – глинистые и кремнисто-глинистые, доломитизированные мраморизованные известняки,

ж – калькарениты, кльцилютиты; 21. а – биотитовые роговики, скарноиды, мраморы, б – ороговикованные породы, в – фациальные границы между разновидностями магматических пород; 22. элементы залегания: а – пород, наклонные; б - разрывных нарушений; в – мелких жил гранофиров; г – трещин; д – осей аксоноклиналей. Геологические границы: е – слоев, ж – литологических пачек, з – стратиграфических подразделений.

В эндоконтакте одного из таких интрузивов размерами 1 х 2 км из сульфидизированных габбро отобрана проба, в которой химико-спектральным анализом определена платина – 10,0 г/т (Шустов, 1965ф). Подобные мелкие интрузивы, дайки и силы субщелочных габбро характерны также для позднекаменноугольной увязкинской толщи хр. Арга-Тас Омuleвского сегмента Черско-Полоусненского пояса. Однако на платиноносность породы интрузивов никогда не анализировались.

3.3.6. Платиносодержащая полиметальная формация черных сланцев

Аномальные концентрации благородных, цветных и редких металлов наблюдаются в подвергшихся метасоматозу регионально метаморфизованных в зеленосланцевой фации черносланцевых пиритизированных горизонтах ($C_{орг.} - 1,5-4,5\%$) пассивной окраины Северо-Азиатского кратона. Метасоматоз выражен в березитизации пород – серицитизации и образовании пиритовых стяжений и мм линз в породах.

Исследования углеродистых сланцев верхоянского комплекса на МПГ проводились в пределах Сете-Дабанского складчато-надвигового пояса (рисунок 2.6., 2.7.), где установлены горизонты черных сланцев рифейского возраста мощностью до десятков метров с содержанием суммы элементов платиновой группы (ЭПГ) – 0,1-1,0 г/т (до > 2,0 г/т). Преобладают тяжелые платиноиды – платина и иридий. В целом эти горизонты составляют 10% от общей мощности черносланцевых толщ района. Такие горизонты занимают около 10% площади развития рифейских отложений Сете-Дабана (Гурская и др., 1999).

3.3.7. Платиносодержащая золоторудная формация в черносланцевых толщах

На данном этапе исследований отдельными пробами на платиноносность изучены лишь единичные золоторудные тела месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой

формаций, локализованные в черносланцевых толщах верхоянского комплекса и его аналогов в возрастном диапазоне вмещающих пород от ранней перми до позднего триаса. Причем на **золоторудном месторождении Кючус** (рисунок 3.1.) Яно-Охотского пояса опробованы не только рудные тела в геологических границах, но и околорудные метасоматиты. На **золоторудном проявлении Ган-Андреевское** (рисунок 3.1.) Яно-Колымской провинции, локализованном в зоне влияния Адыча-Тарынского глубинного разлома опробованы только золоторудные кварцевые жилы. Вмещающие породы на обоих объектах на платиноносность не изучались. Минералы платиновых металлов не установлены. Предполагается, что платиноиды концентрируются в составе металлоорганических соединений (Москвитин, 2002).

Можно отметить, что на месторождении Кючус (таблица 3.7.), в среднем, содержания ЭПГ практически на порядок выше, чем на проявлении Ган-Андреевское (таблица 3.8.). Не исключено, что в пределах последнего при анализе платиноносности околорудных метасоматитов, концентрации МПГ будут сопоставимы с таковыми на месторождении Кючус.

Кроме приведенных данных, имеются сообщения о повышенной (до 1-2 г/т) платиноносности руд Наталкинского золото-кварцевого месторождения (Буряк и др., 2002; Григоров и др., 2007), однако анализы проведены вольт-амперметрическим методом и к их результатам следует относиться с большой осторожностью.

Таблица 3.7.

Результаты анализов на ЭПГ по месторождению Кючус. Данные С.Г. Москвитина, 2002.

Выработка	n	Pt	Pd	Сумма ЭПГ
Скважина 90	8	$\frac{0,0342-1,10}{0,25}$	$\frac{0,0033-0,0250}{0,0133}$	0,263
Скважина 112	29	$\frac{0,0648-6,53}{1,23}$	$\frac{0,0041-0,0220}{0,0123}$	1,242
Скважина 146	5	$\frac{0,0617-1,53}{0,74}$	$\frac{0,0057-0,0180}{0,0118}$	0,752
Скважина 147	8	$\frac{0,0640-4,83}{1,00}$	$\frac{0,0040-0,0100}{0,007}$	1,007

n – количество проб; в числителе – максимальное и минимальное содержания, в знаменателе – среднее.

Таблица 3.8

Результаты анализов на ЭПГ по месторождению Ган-Андреевское. Данные автора.

№ п/п	№ пробы	Pt г/т	Pd г/т	Rh г/т	Сумма ЭПГ
1	2	3	4	5	6
1	8806	0,069	0,024	0,009	0,102

2	8807	0,023	0,025	0,002	0,05
3	8808	0,054	0,006	0,002	0,062
4	8809	0,06	0,029	0,003	0,092
1	2	3	4	5	6
5	8810	0,036	0,041	0,008	0,085
6	8814	0,062	0,029	0,014	0,105
7	8814/1	0,073	0,023	0,003	0,099
8	8814/2	0,79	0,079	0,004	0,162
9	8814/3	0,058	0,007	0,001	0,066
10	8814/4	0,042	0,01	0,001	0,053
11	8815	0,063	0,011	0,002	0,076
12	8816	0,049	0,014	0,002	0,065
13	8817	0,059	0,012	0,001	0,072
14	109/14	0,079	0,016	0,002	0,097

Анализы выполнены химико-спектральным методом в ГУП «Центргеоаналитик» Госкомгеологии РС (Я)

3.3.8. Платиносодержащая золоторудная формация в терригенных толщах

Впервые, на Северо-Востоке России платиноиды в золоторудных месторождениях были установлены в рудах **Нежданинского месторождения** (Гамянин и др., 2000), где концентрации платины колеблются от сотых долей г/т до более 50,0 г/т и возможно выделение контура промышленного оруденения.

При проведении поисковых работ по оценке платиноносности ВКСО (Некрасов, Каскевич, 2002) ЭПГ зафиксированы в рудах **Аркачанского проявления** (Верхоянский пояс – рисунок 3.1.) и **Кысылгинского месторождения** (зона сочленения Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов – рисунок 3.1.), так что, можно говорить о повышенной платиноносности золоторудных объектов в терригенных толщах верхоянского комплекса, как об одной из типоморфных особенностей металлогенического облика региона. Хотя в рудах золото-сульфидно-кварцевой формации проявления Аркачан (Pd – до 0,3 г/т; Pt – до 0,04 г/т) и золото-кварцевого редкометального месторождения Кысылга (таблица 3.9.) концентрации платиноидов на два порядка ниже, чем максимальные для Нежданинского месторождения, следует учесть, что по первым двум объектам мы имеем случайную выборку анализов единичных проб внутри отдельных сечений. Нежданинское месторождение – единственное, в котором платиноносность изучалась на систематической основе.

3.3.9. Платино-золотосодержащая полиметалльная формация

На платиноносность единичными пробами изучено лишь одно проявление, которое можно соотнести с данной формацией. Это рудопоявление Лево-Неннелийское (рисунок 3.1.) в пределах Туостахского антиклинория в зоне сочленения Яно-Колымского и Черско-Полоусненского поясов. Характеристика проявления приведена выше в главе 4 в подразделе: «Золотосодержащие объекты». На рудопоявлении на МПГ проанализированы штучные пробы из кварцевых жил с арсенопиритом, никель-герсдорфитом, кобальтином, серебросодержащим тетраэдритом, аннивитом, висмутином, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Установлены концентрации платиноидов на уровне большинства изученных на МПГ золоторудных объектов (Pt – до 0,06 г/т; Pd – до 0,08 г/т). Можно предположить, что повышенная платиноносность будет характерна для золоторудных месторождений ВКСО с повышенными концентрациями редких металлов – кобальта, висмута, теллура, селена, например, для проявления Кандидатское.

3.3.10. Платиносодержащая золото-сурьмяная и палладий-золото-кварцевая формации

В зоне Адыча-Тарынского глубинного разлома в пределах Яно-Колымской провинции сконцентрированы многочисленные золоторудные и золото-сурьмяные месторождения региона, в том числе крупные и уникальные. К настоящему времени получены данные по платиноносности золото-сурьмяных объектов и вмещающих их березитов, в которых также установлено прожилкование золото-кварцевого типа. В рудах золото-сурьмяного **месторождения Сарылах** (табл. 3.9.) содержания МПГ сопоставимы с таковыми в рудах Нежданинского золоторудного месторождения, при очень высоком Pt/Pd отношении. Причем все высокие содержания МПГ связаны с околорудными метасоматитами. В золото-сурьмяном штокверке **рудопоявления Пролет** (рисунок 3.1.), локализованного в шовной зоне одной из ветвей Адыча-Тарынского разлома севернее Яно-Колымской провинции в валовой пробе химико-спектральным анализом установлены содержания Pt – 0,079 г/т, Pd – 0,016 г/т (Некрасов, 2004^a), т.е. порядок содержаний и Pt/Pd соотношение аналогичны таковым в антимонитовых рудах Сарылахского месторождения. Рудопоявление Пролет пространственно сопряжено с золото-редкометальным рудопоявлением Кысылга, расположенным на фланге той же ветви Адыча-Тарынского разлома. В рудах месторождения резко преобладает палладий. В пределах Сентачанского рудного поля

(рисунок 3.1.) данные о платиноносности золото-сурьмяных руд и околорудных березитов отсутствуют, но поскольку месторождение во всех отношениях аналогично Сарылахскому, можно предположить аналогичную высокую платиноносность егоруд и околорудных метасоматитов с высоким Pt/Pd отношением (таблица 3.9.). На фланге шовной зоны Адача-Тарынского разлома, вмещающей Сентачанское месторождение развиты многочисленные мелкие проявления золото-кварцевой и золото-кварцевой редкометальной формаций, являющиеся основным источником богатых россыпей ручьев, дренирующих рудное поле. В россыпи ручья Соревнование, по сообщению директора ОАО «Золото Верхоянья» Б.Г. Назарова (предприятия, отрабатывающего россыпи) установлены мелкие самородки золото-палладиевого минерала порпецита с высоким (более 30%) содержанием палладия и палладистого золота. Месторождения с значительными концентрациями порпецита и палладистого золота характерны для палладий-золото-кварцевых прожилково-жильных месторождений бразильского штата Минас-Жерайс (Пара, Сера-Пелада, Концекао), локализованных в метаморфизованных терригенных и вулканогенно-терригенных породах палеопротерозоя. Можно с большой осторожностью предположить, что в пределах Яно-Колымской провинции руды двух формаций могут быть совмещены в зоне влияния Адыча-Тарынского разлома.

Таблица 3.9.

Результаты анализов на ЭПГ малых технологических проб по месторождению Сарылах.

п/п	№ пробы	Характеристика образца	Pt	Pd	Сумма ЭПГ
1	Сар-ЮВ-2А	Апоалевролитовый березит с вкрапленностью арсенопирита и пирита	1,03	0,027	1,057
2	Сар-ЮВ-3	Апоалевролитовый березит с вкрапленностью арсенопирита и пирита	0,873; 0,601	0,02	0,757
3	Сар-ЮВ-4	Кварц-антимонитовая жила	0,147	0,012	0,159
4	Сар-ЮВ-6	Апоалевролитовый березит с вкрапленностью арсенопирита, пирита и бертьерит-антимонитовыми прожилками	3,690; 1,970	0,008	2,838
5	Сар-ЮВ-9	Апоалевролитовый березит с вкрапленностью д/п арсенопирита, пирита и прожилками антимонита	4,14	0,015	4,155
6	Сар-ЮВ-10	Апоалевролитовый березит с вкрапленностью арсенопирита, пирита и прожилками антимонита	7,430; 6,120	0,037	6,812
7	Сар-ЮВ-13	Апопесчаниковый березит с вкрапленностью арсенопирита, пирита, антимонита	5,84	0,006	5,846
8	Сар-5	Апоалевролитовый березит с вкрапленностью арсенопирита и пирита	14,4	0,018	14,418

Анализы предоставлены Г.Н. Гамяниным, ИГЕМ РАН.

3.3.11. Серебро-полиметаллическая платиносодержащая формация

На серебро-полиметаллическом месторождении Прогноз (Западно-Верхоянская провинция) по данным Н.П. Задорожного и Г.Д. Золотилиной (2000ф) платиноиды представлены осмием, иридием и рутением. Повышенные концентрации платиноидов установлены в сульфосолях свинца, выделившимся в третий, серебро-полиметаллический этап оруденения. В геокроните содержится 7,77 г/т осмия, 15,5 г/т иридия и 30,1 г/т рутения. Кроме того, в геокроните установлены повышенные концентрации золота – 9 г/т, а также хрома (1160 г/т). В фрейбергите содержится 9,3 г/т осмия, 18 г/т иридия и 20,6 г/т рутения. Содержание золота при этом составляет 9,3 г/т. Фрейбергит характеризуется также высоким содержанием кобальта – 390 г/т, элемента-спутника платиноидов. Миаргирит отмечается низкими концентрациями платиноидов – 0,07 г/т, иридия и 1,3 г/т рутения. Пираргирит содержит 3,98 г/т осмия, 8,96 г/т иридия и 2,3 г/т рутения. Что касается других минералов, то они отличаются гораздо более низкими содержаниями – осмия около 0,3-0,6 г/т, иридия 0,1-0,4 г/т, рутения 2,0-7,5 г/т. Все сульфосоли, отличающиеся высокими концентрациями платиноидов характеризуются повышенными содержаниями селена – до 100 г/т. При пересчете на рудоконцентрат содержания платиноидов могут составлять первые г/т, а в промышленных рудах десятые - сотые доли г/т, что хорошо коррелирует с содержаниями суммы ЭПГ в рудах в другом объекте той же Западно-Верхоянской провинции – Мангазейском рудном поле (месторождения Безымянное, Васильевское, Михайловское – таблица 3.10.).

Таблица 3.10.

Содержания платиноидов в валовых пробах руд из рудопроявлений Мангазейского рудного поля. Данные автора.

Кол-во анализов	Месторождение	Pt г/т	Pd г/т	Сумма ЭПГ
1	Безымянное	н.о.	0,03	0,03
5	Васильевское	н.о.	0,026	0,026
2	Михайловское	н.о.	0,006	0,006

Метод анализа: химико-спектральное определение элементов группы платиновых металлов (Pt, Pd, Rh, Ir). Максимальное значение случайной средней квадратической погрешности – менее 30%, при доверительной вероятности 0,95. Категория точности – III. Аналитик – Сычкова В.А.

В Полоусненском оловорудном районе локализовано крупнейшее в России месторождение олова – Депутатское. На флангах его локализованы небольшие по масштабам олово-серебряные месторождения – Булат, Юбилейное и др. Единственным указанием на возможную платиноносность сульфидных руд этих месторождений служат анализы проб воды из минерализованного источника (минерализация 44,52 – 66,38 г/л) на р. Иргичан в 5,0 км от центральной

части Депутатского месторождения. Концентрации платины здесь колеблются от 2,0 до 3,3 мг/л.

Совершенно очевидно, что платинометальное оруденение в масштабах, наблюдаемых в пределах консолидированной литосферы континентальных плит, несопоставимо с локальными проявлениями такового в пределах Тихоокеанского пояса и ВКСО. Однако, наличие в пределах последней прямых и косвенных признаков оруденения сульфидной платиноидно-медно-никелевой формации, платинометальной формации в кольцевых щелочно-ультраосновных комплексах, малосульфидной медь-никельсодержащей в дифференцированных базит-ультрабазитовых массивах и платиносодержащей титаномагнетитовой формаций подчеркивает глубинную минерагеническую взаимосвязь литосферы ВКСО и континентальной литосферы Северо-Азиатского кратона. То же можно сказать и в отношении платинометального оруденения в черносланцевых и терригенных толщах и приуроченных к ним золоторудных месторождений. Такие типы оруденения известны в пределах осадочных палеобассейнов и золоторудных провинций и районов Евразийской плиты (прежде всего отложения цехштейнского бассейна Западно-Европейской плиты, гигантские золоторудные месторождения Мурунтау, Сухой Лог и др.).

Платинометальное оруденение крупных континентальных структур и Тихоокеанского подвижного пояса сближает распространенность в этих структурах проявлений платиносодержащей хромитовой формации в ультрабазитах офиолитовых поясов, энсиматических островных дуг и «глубоко» эволюционировавших континентальных рифтовых систем. А вот в пределах ВКСО этот тип оруденения до настоящего времени не установлен. Это может являться дополнительным свидетельством того, что деструкция литосферы в процессе эволюции региона проявлялась в ограниченном масштабе.

3.4. Сравнительная характеристика геотектонических особенностей размещения благороднометальной минерагении ВКСО

В данном разделе предпринята попытка сравнительного анализа масштабов благороднометального оруденения крупных континентальных плит, Тихоокеанского подвижного пояса с его внутренней (приокеанической) и внешней приконтинентальной) зон и ВКСО в качестве примера переходной зоны от структур Тихоокеанского пояса к континентальным. Сравнительная характеристика проявленности оруденения основных благороднометальных формаций этих

структурных элементов литосферы показана в таблице 3.11. Выводы по не благороднометалльной металлогении базируются на обзоре, приведенном в главе 2. В таблице нашли отражение только те формации, которые проявлены в двух и более структурных элементах континентальной литосферы по которым проводился сравнительный анализ. Соответственно в таблицах не представлены, главным образом, формации, характерные только для континентов с раннедокембрийским основанием, такие как кимберлитовая и лампроитовая, медистых песчаников и сланцев, редкометальные формации в карбонатитах, пегматитах и платформенных осадочных бассейнах и др., а в отношении благороднометалльной металлогении – это золото-железистая, золото-урановая формации, формация древних платина-уран-золотоносных конгломератов, большая группа субформаций колчеданной формации, серебро-арсенидная (пятиэлементная), собственно платинометальные формации кольцевых щелочно-ультраосновных массивов и дифференцированных базит-ультрабазитовых альпинотипных комплексов и др.

Значительные проблемы при построении и написании текста были связаны с мозаичностью и фрагментарностью металлогенического образа региона в сознании автора. В итоге металлогеническая панорама ВКСО оказалась намного сложнее и разнообразнее той выстроенной десятилетиями схемой, которая образно характеризовала минерагению области в двух фразах: «золотая Колыма» и «оловянная Яна».

В целом, в ряде работ на рубеже веков (Металлогеническая..., 1994; Парфенов и др., 1999; Сидоров и др., 1993; Схема..., 2001; Тектоника..., 1990; Тектоника..., 2001; Шпикерман, 1998; Nokleberg W.J., et al., 1997, 1998) металлогения ВКСО обобщена и «привязана» к геодинамическим событиям в регионе. Выделяются доаккреционные, аккреционные (коллизийные) и постааккреционные (фактически позднеколлизийные) металлогенические пояса. При этом, спецификация выделенных металлогенических поясов не определена, а таковая выделенных металлогенических зон только фрагментарно увязана с рудно-формационными рядами и не проецируется на структурно-формационные ряды определенных геодинамических обстановок. В результате картина минерагении получается достаточно полной, но исключительно описательной, что делает ее анализ с позиций НГТ несколько формальным. Однако, главный вывод из металлогенического анализа обсуждаемых работ, хотя и не озвучен в ней, но очевиден. Минерагения ВКСО определяется коллизией Колымо-Омолонского микроконтинента с Северной окраиной Евразии. В предлагаемой работе, использован несколько другой путь. Определена геодинамическая позиция региона в эволюции литосферы Земли за тот период, в который была создана «минерагеническая летопись» ВКСО. Это позволило воспользоваться элементами сравнительного анализа применительно к минерагении каждого рудно-формационного ряда.

Насколько продуктивен такой подход - судить читателем. Во всяком случае, он позволил сформировать вышеприведенные итоговые таблицы и сформулировать следующие выводы.

Принадлежность Верхояно-Колымской складчатой области к пограничной области между Северо-Азиатским кратоном и Тихоокеанским подвижным поясом определила нелинейный характер эволюции региона. Нелинейность эволюции ВКСО выражена прежде всего в незавершенности как процессов формирования древней платформы или «молодой» плиты, так и деструкции консолидированной коры до стадии океанообразования.

Это подчеркивается отсутствием или сугубо локальным проявлением целых групп формаций полезных ископаемых, которые можно охарактеризовать как терминальные – т.е. характерные исключительно для докембрийских платформ и молодых плит, так и для палеоокеанических комплексов внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса.

Это такие индикаторные для докембрийских щитов и кристаллических массивов молодых платформ типы, как весь формационный ряд урановых месторождений, хромитовая формация в расслоенных базит-ультрабазитовых комплексах, формационные семейства редкометалльных месторождений в пегматитах и карбонатитах, проявлениями алмазоносных формаций. Благороднометальная металлогения не представлена золото-урановой и золото-железистой формациями, древними золотоносными конгломератами, проявлениями серебро-сульфидной (сульфидно-арсенидной или пятиэлементной) формации, собственно платинометалльными формациями в расслоенных базит-ультрабазитовых комплексах и кольцевых щелочно-ультрабазитовых комплексах. Отсутствие в пределах региона характерных для плит и платформ, палеобассейнов эпиконтинентальных морей и сопряженных с ними областей длительного высокого «стояния» суши, обусловило отсутствие в регионе месторождений осадочных марганцевых руд и бокситов, всей группы месторождений неметаллов, связанных с платформенными осадочными бассейнами – солей, песков, глин и др.

Неполная деструкция консолидированной коры региона подчеркивается отсутствием проявлений таких океанических рудных формаций как хромитовая в офиолитовых комплексах и платинометалльная в дифференцированных габбро-ультрабазитовых комплексах, а также отсутствием проявлений яшм и руд марганцевой силикатной формации, связанных с осадочным членом офиолитовой ассоциации. Практически не проявлена цинково-медная колчеданная формация, чрезвычайно локально проявлены золото-медно-порфировая и золото-серебряная формации, месторождения-гиганты которых в пределах Тихоокеанского пояса связаны с энзиматическими островными дугами.

Особенно ярко эта черта проявлена в полном отсутствии в пределах ВКСО столь характерных для внутренней зоны Тихоокеанского пояса месторождений золото-теллуридного и золото-селенидного минеральных типов золото-серебряной формации.

С другой стороны, принадлежность Верхояно-Колымской складчатой области к пограничной зоне (с полным латеральным рядом структурно-формационных комплексов от Сибирской платформы до конвекгентных границ с Тихоокеанским поясом) обусловило сочетание различных превалирующих формационных минерагенических типов – континентального, тихоокеанского профиля, «сквозных» формаций, характерных для обоих типов структур, типовых формаций пограничных зон между структурами, а также минерагенических сочетаний, подчеркивающих своеобразие минерагении ВКСО.

Большинство рудно-формационных рядов, формационных семейств и конкретных минерагенических формаций, характерных для крупных континентальных плит проявлены в пределах ВКСО локально, и это соответствует общей минерагенической структуре переходной зоны (табл. 3.16-3.17.). К таковым относятся: признаки газоносности, наличие проявлений битумов и распространение на нескольких стратиграфических уровнях доманикитовых, потенциально нефтематеринских толщ; ограниченные по масштабам угольные бассейны. Перспективные нефтегазоносные площади и угольные бассейны сформированы в пределах ВКСО в конце мезозоя – кайнозое, в период, когда в регионе началось формирование платформенного чехла молодой плиты, т.е. протекал процесс вхождения региона в состав Евразийской плиты.

Данный процесс протекает и ныне, но нелинейная геодинамика региона в течение кайнозойского времени не позволяет полностью соотносить регион с Евразийским континентом даже в настоящее время; К локально проявленным формационным типам можно отнести молибденурановое оруденение в умеренно кислых континентальных эффузивах дифференцированных позднемезозойских вулканических серий, залегающих на докембрийском фундаменте и среднепалеозойском метаморфизованном плитном комплексе Алазейского сегмента; формацию железистых кварцитов Омолонского массива; стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных раннепалеозойских шельфовых отложениях (Сардана, Кыллах, Уруй, Перевальное и др.); оруденение джеккаганского типа в медистых песчаниках и медное оруденение в базальтах средне-позднепалеозойских рифтогенных комплексов (Ороекское проявление Приколымского сегмента Черско-Полоусненского пояса, Джалканская рифтовая зона Сете-Дабанского пояса); редкоземельное оруденение в кольцевых многофазных щелочно-ультраосновных массивах рифтогенной природы (Томмотский, Горноозерский массивы)/

Сравнительная проявленность благороднометалльных рудных формаций крупных континентальных плит, внутренней и внешней зон Тихоокеанского подвижного пояса и Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО). Составлена автором.

Формация, субформация	Крупные континентальные плиты	Внутренняя зона Тихоокеанского подвижного пояса	Внешняя (приконтинентальная) зона Тихоокеанского пояса	Верхояно-Колымская складчатая область	Особенности минерогенеза ВКСО
1	2	3	4	5	6
Золоторудные и золотосодержащие формации:					
Золото-кварцевая формация	+	+-	+	+	Определяет минерогенезический «облик» ВКСО
Золото-сульфидно-кварцевая	+	+-	+-	+-	
Золото-сульфидная	+	+-	-+	-+	Лишь один потенциально крупный объект – Тамарское проявление. Общие перспективы – не высокие
Золото-меднопорфировая	+-	+	+	-+	Перспективы неясны из-за слабой изученности
Золото-полиметаллическая	+	-	-+	-+	Высокие концентрации Co, Ni, редких металлов
Золото-сурьмяная	+	-+	+	+	Определяет минерогенезический «облик» ВКСО
Золото-сурьмяно-ртутная	+	-+	+	-+	Перспективы неясны из-за слабой изученности
Золото-серебряная	+-	+	+	-+	Общие перспективы неясны. Вероятность открытия крупных объектов – низкая
Формация золотоносных конгломератов	+	-	-	+	Потенциально, одна из ведущих формаций ВКСО

1	2	3	4	5	6
Сереброрудные и серебросодержащие:					
Сурьмяно-медно-серебряная субформация серебро-сурьмяной формации	+	-+	-+	+	Широкое распространение объектов формации, в том числе уникальных по качеству руд – характерная особенность сереброрудной минерагении ВКСО
Свинцово-сурьмяно-серебряная субформация серебро-сурьмяной формации	+				
Ртутно-серебряная субформация серебро-сурьмяной формации	+				
Серебро-полиметаллическая	-+	-	-+	+	Определяет минерагенический «облик» ВКСО
Золото-серебро-полиметаллическая	-+	+-	+-	+-	Вероятно, типоморфна для ВКСО
Олово-серебро-полиметаллическая субформация олово-серебряной формации	-+	+-	+	+	Типоморфна для ВКСО
Серебро-колчеданно-полиметаллическая	+	+	+	+-	Установлена локально, только в коллизии-онном поясе Черского
Серебро-полиметаллическая	+	-+	+-	-+	Отличается высокими содержаниями редких металлов
Платинометалльные формации:					
Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	+	-+	-+	-+	Только единичные пункты минерализации
Малосольфидная медь-никельсодержащая и малосольфидная платинометаллическая	+	-	-	-+	Только единичные пункты минерализации
Платиносодержащая хромит-титаномагнетитовая и платиносодержащая титаномагнетитовая	+	-+	-+	-+	Единичные проявления
Платиносодержащая хромитовая	+-	-+	-+	-	Теоретические предпосылки. Перспективы низкие
Платиносодержащая полиметаллическая в черносланцевых и терригенных толщах	+	-	-+	+-	Перспективы высокие, учитывая платиноносность крупнейших м-й ВКСО

1	2	3	4	5	6
Платиносодержащая золото-сурьмяная и палладий-золото-кварцевая	+	-	-+	-+	Высокие концентрации МПГ в околорудных березитах
Платиносодержащие: серебро-полиметаллическая, молибден-медно-порфировая, полиметальная	+	-+	-+	-+	МПГ установлены в крупнейших объектах ВКСО, но концентрации низкие.
Аллювиальных и прибрежно-морских россыпей	+	+	+	-	Теоретические предпосылки. Перспективы неясны из-за слабой изученности

⊕ - широкое распространение, включая суперконцентрации (месторождения-гиганты), определяют минерагенический облик крупных тектонических единиц;

⊕- - распространены, определяют облик минерагенических, провинций, районов и зон в составе крупных тектонических единиц, либо представлены отдельными крупными объектами;

■⊕ - локально распространены, представлены, как правило, рядовыми по масштабам объектами, но иногда с уникальными концентрациями полезного ископаемого;

- - не характерны, или представлены единичными рядовыми объектами.

Среди благороднометалльных формаций это: локально проявленное оруденение золото-сульфидной и золото-полиметалльной формаций; слабо выраженное оруденение серебро-сульфидной и серебросодержащей полиметалльной в терригенных и вулканогенных толщах коллизионного пояса Черского; платиносодержащее оруденение, представленное лишь единичными проявлениями таких формаций как сульфидная платиноидно-медно-никелевая и малосульфидная медь-никельсодержащая, малосульфидная платинометалльная, платиносодержащие хромит-титаномагнетитовая и титаномагнетитовая, платиносодержащая полиметалльная в черных сланцах, платино-золотосодержащая полиметалльная.

Вместе с тем, существует целый ряд рудных формаций, широко проявленных в пределах ВКСО. По масштабам, оруденение этих формаций сопоставимо с таковым металлогенических поясов и провинций мирового значения в пределах крупных континентальных структур. Все формации связаны с позднемезозойской внутриплитной коллизией в пределах ВКСО. В составе крупных континентальных плит такие формации также связаны с коллизионными поясами. Это подчеркивает взаимосвязь эволюционного развития литосферы крупных континентальных плит и их переходных (окраинных) зон, в частности ВКСО. К таким формациям, прежде всего, относятся: скарновая железорудная формация, связанная с коллизионными гранитоидами. Она слабо изучена и недостаточно освещена в литературе, только из-за не востребоваемости таких руд в столь удаленном от инфраструктурных центров регионе; полный ряд вольфрам-оловянных формаций, связанных с коллизионными гранитоидами и их апикальными зонами; олово-редкометалльная формация в грейзенах, связанная с ультракислыми дифференциатами коллизионных гранитоидов. Этот ряд формаций формирует оруденение Верхояно-Колымской оловорудной провинции мирового класса сопоставимой с оруденением Корнуольского рудного района эпигерцинской Западно-Европейской плиты и оловянным поясом Юго-Восточной Азии. Это золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая формации, составляющие основу золоторудной металлогении ВКСО и являющиеся основными типами оруденения Яно-Колымской золотоносной провинции мирового класса. По масштабам оруденения и наличию супергиганского месторождения-лидера (Наталкинское) проявленность формации в ВКСО соответствует таковой в складчатых поясах Евразийской плиты (байкалит Средней Сибири с месторождением Сухой Лог, каледонид Средней Азии с месторождением Мурунтау и др.). Это формация золотоносных конгломератов, приуроченная к палеоген-неогеновым отложениям межгорной Абыйской впадины; серебро-сурьмяная и серебро-полиметаллическая формации в терригенных толщах, также определяющие металлогенический облик ВКСО. Объекты, представленные рудами серебро-сурьмяной и серебро-полиметаллической формаций формируют наиболее крупные ме-

таллогенические единицы – провинции, которые характеризуются наличием крупных месторождений-лидеров (Прогноз, Мангазейское рудное поле). В этом отношении серебряное оруденение ВКСО сопоставимо по масштабам с крупнейшими рудными районами Евразийской и Северо-Американской плит, такими как: Монголо-Охотская складчатая область с месторождением Асхатин, месторождения герцинид Западной Европы и районом Керр-д-Ален Северной Америки; платиносодержащая золоторудная формация в черносланцевых и терригенных толщах. Несмотря на отрывочность данных, концентрации платиноидов в крупных золоторудных месторождениях ВКСО (Нежданинское, Кючус и др.) сопоставимы с таковыми в таких гигантах Евразийского континента, как Мурунтау и Сухой Лог.

Рудные формации, индикаторные для металлогенического профиля Тихоокеанского пояса, проявлены в пределах ВКСО в ограниченном масштабе. Выше уже говорилось о слабой проявленности оруденения золото-медно-порфировой и золото-серебряной формаций. Тоже можно сказать в отношении: удаленной шеелитоносной формации в скарнах и скарноидах, представленной единственным месторождением (Агылки); серебро-колчеданно-полиметаллической благороднометальной формации (тип Куроко), представленной несколькими проявлениями (Хотойдох, Умба, Этынское и др.).

Под так называемыми «сквозными» формациями автор понимает оруденение, распространенное в пределах большинства крупных геотектонических единиц планетарного масштаба, и связанное со сквозными зонами проницаемости литосферы, выраженными глубинными разломами, надсубдукционными вулканическими поясами, энсиматическими островными дугами и плутоническими поясами корово-мантийных гранитоидов повышенной основности. Оруденение большинства таких формаций либо отсутствует: золото-железо-медно-полиметаллическая формация в шошонитовых комплексах; колчеданная формация энсиматических островных дуг; либо развиты в ограниченном масштабе: вольфрам-молибден-меднопорфиновый ряд формаций, связанный с корово-мантийными гранитоидами повышенной основности; золото-ртутная формация карлинского типа.

Из всего многообразия «сквозных» формаций в ВКСО широко представлен весь непрерывный ряд сурьмяно-золото-ртутных объектов. Это семейство также является минерагенической «печатью» рассматриваемого региона. При этом, отсутствие целого ряда «сквозных» формаций в пределах ВКСО, дополнительно свидетельствует об ограниченной деструкции консолидированной коры региона в процессе его геодинамической эволюции.

Среди ряда формаций, индикаторных для переходной зоны, в ВКСО практически не проявлены или не изучены: железооксидно-золото-медная формация, в субвулканических кислых массивах повышенной основности и их обрамления коллизионных и надсубдукционных

вулкано-плутонических поясов; золото-порфировая редкометальная формация в гранитоидах повышенной основности типа Форт-Нокс; олово-серебряная в кислых субвулканических телах и их терригенно-вулканогенной раме.

В то же время, принадлежность ВКСО к переходной зоне подчеркивается: широким развитием боро-оловянного оруденения; распространением объектов касситерит-кварцевой формации в гранитоидах; крупными месторождениями и проявлениями серебро-полиметаллической и олово-серебро-полиметаллической формаций.

Эти формации генетически связаны с процессом позднемезозойской коллизии и также определяют металлогенический облик ВКСО.

Своеобразие металлогенического паспорта Верхояно-Колымской складчатой области обусловлено: наличием уникальной Верхояно-Индигорской олово-бороносной провинции, связанной с коллизионными гранитоидами; широким развитием россыпей и россыпепроявлений куларита – редкоземельного аутигенного аналога монацита (его генезис связан с особенностями формирования осадочных бассейнов ВКСО в предколлизионный период с позднего палеозоя до позднего мезозоя); масштабами развития золотого оруденения золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сурьмяной формаций и сереборудного оруденения серебро-сурьмяной, серебро-полиметаллической и олово-серебро-полиметаллической формаций, распространением практически монометальных сереборудных месторождений и проявлений; «стратифицированностью» золотого и серебряного оруденения – приуроченности месторождений и проявлений к определенным стратоединицам терригенных толщ верхоянского комплекса и его аналогов; широким развитием проявлений золотосодержащей полиметальной (редкометальной) формации с нетрадиционным профилем оруденения (золото, серебро, полиметаллы, висмут, никель, кобальт, селен, теллур) и нестандартными физико-химическими условиями формирования; распространением палеоген-неогеновых золотоносных конгломератов; пространственным совмещением промышленного золотого и оловянного оруденения (Алыс-Хая, Илин-Тас и др.), золотого, серебряного и полиметаллического оруденения (Нюектаминский рудный узел и др.) на уровне рудных узлов, полей, месторождений и порой на уровне рудных тел; высокой платиноносностью околорудных березитов и руд месторождений золото-сурьмяной формации, наличием признаков пространственно совмещенной с ней палладий-золото-кварцевой формации.

Таким образом, благороднометальная минерализация Верхояно-Колымской складчатой области представлена индикаторными формациями, характерными как для крупных консолидированных континентальных блоков, так и Тихоокеанского подвижного пояса. А некоторые формационные типы по определенным показателям являются уникальными в планетарном

масштабе. На основании приведенных выводов предлагается следующее защищаемое положение, иллюстрируемое также таблицей 3.12.

Благороднометальная минерагения ВКСО представлена индикаторными рудными формациями, характерными как для крупных континентальных блоков с консолидированной литосферой, так и для Тихоокеанского подвижного пояса. Особенности размещения месторождений в провинциях региона заключаются в преимущественном сосредоточении объектов золото-кварцевой формации в Яно-Колымской золотоносной провинции, серебро-сурьмяной и серебро-полиметаллической формации в Западно-Верхоянской сереброрудной провинции, олово-серебро-полиметаллической, золото-серебро-колчеданно-полиметаллической и серебросодержащей вольфрам-оловянной грейзеновой (серебро-полиметальной) формаций - в Яно-Индибирской сереброносной провинции.

Таблица 3.12.

Сравнительная минерагения Верхояно-Колымской складчатой области на рудно-формационной основе. Составлена автором.

Широко распространенные формационные ряды, семейства и рудные формации, являющиеся основой наиболее крупных минерагенических единиц - провинций	Локально распространенные формационные ряды, семейства и рудные формации	Формации отсутствуют или проявлены только на уровне поисковых признаков
1	2	3
(Индикаторные формации континентальных плит (континентальный минерагенический профиль))		
Общая минерагения		
<p>Полный ряд вольфрам-оловорудных формаций: касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная, касситерит-кварцевая (олово, вольфрам). Четвертичные вольфрамит-шеелит-касситеритовые россыпи. Верхояно-Колымская оловоносная провинция. Скарново-магнетитовая формация в контактах коллизионных гранитоидов.</p>	<p>Угольные бассейны. Молибден-урановая. Формация железистых кварцитов. Медистых песчаников и меденосных базальтов. Стратиформная свинцово-цинковая. Редкометалльная (редкоземельная) в кольцевых многофазных щелочно-ультраосновных массивах.</p>	<p>Нефтегазоносные перспективные площади. Хромитовая в ультрабазитах. Марганцвоносные осадочная и метаморфогенная. Бокситоносная. Формационный ряд урановых месторождений. Колчеданная формация энсиалических островных дуг. Формационные семейства редкометалльных месторождений в пегматитах и карбонатитах Алмазоносных формаций. Формации эпиконтинентальных осадочных бассейнов (соленосная, кварцевых песков, каолиновых глин и др.).</p>
Благороднометалльная минерагения		
<p>Золото-кварцевая и золото-сульфидно-кварцевая. Четвертичные золотые россыпи. Яно-Колымская золотоносная провинция Палеоген-неогеновые золотоносные конгломераты Абыйской впадины. Серебро-сурьмяная и серебро-полиметаллическая формации в терригенных толщах (серебро, свинец, цинк, медь, сурьма). Верхоянская серебрянорудная провинция. Платиносодержащая золоторудная формация в черносланцевых и терригенных толщах.</p>	<p>Золото-сульфидная. Золото-серебряная. Золото-медно-порфировая. Золотосодержащая полиметаллическая. Серебросодержащая полиметаллическая.</p>	<p>Золото-железистая. Золото-урановая. Древних золотоносных конгломератов. Серебро-сульфидная (пятиэлементная). Платинометаллические в кольцевых щелочно-ультраосновных и расслоенных базит-ультрабазитовых комплексах Сульфидная платиноидно-медно-никелевая. Малосульфидная медь-никельсодержащая. Малосульфидная платинометаллическая. Платиносодержащие хромит-титаномагнетитовая и титаномагнетитовая. Платиносодержащая полиметаллическая в черных сланцах. Платино-золотосодержащая полиметаллическая.</p>

1	2	3
Индикаторные формации Тихоокеанского пояса (океанический минерагенический профиль)		
Общая минерагения		
-	«Удаленная» шеелитоносная формация в скарнах и скарноидах в карбонатно-терригенных и вулканогенно-карбонатно-терригенных толщах.	Хромитовая в офиолитовых комплексах.
Благороднометальная минерагения		
-	Золото-серебряная. Золото-медно-порфировая. Серебро-колчеданно-полиметаллическая.	Платинометальная в офиолитовых комплексах. Прибрежно-морских россыпей МПГ.
«Сквозные» индикаторные формации трансконтинентальных зон высокой проницаемости литосферы		
Общая минерагения		
Семейство сурьмяно-ртутных формаций (сурьмяная, сурьмяно-ртутная, ртутная)	Вольфрам-молибден-меднопорфировое семейство формаций.	Семейство колчеданных формаций энсиматических островных дуг
Благороднометальная минерагения		
Золото-сурьмяная	Золото-ртутная (карлинский тип).	Золото-железо-медно-полиметальное семейство формаций в шошонитовых комплексах
Индикаторные формации пограничных зон между еонтиентами и Тихоокеанским поясом		
Общая минерагения		
Боро-оловянная редкометальная формации (железные руды, бораты, олово, скандий, индий, висмут). Верхояно-Индибирская олово-бороносная провинция	Касситерит-кварцевая в гранитоидах.	Железооксидно-золото-медное семейство формаций, в субвулканических кислых массивах повышенной основности и их обрамления коллизионных и надсубдукционных вулканоплутонических поясов
Благороднометальная минерагения		
Олово-серебро-полиметаллическая и серебро-полиметаллическая. Яно-Индибирская сереборудная провинция	-	Золото-порфировая. Олово-серебряная

Глава 4

Геолого-структурные и геолого-генетические модели благороднометалльных объектов Верхояно-Колымской складчатой области. Условия локализации рудных узлов, полей, месторождений и проявлений внутри благороднометалльных провинций региона

«Теории имеют преходящее значение, хотя нередко являются живыми многие столетия и в глазах современников, благодаря своей стройной системе, кажутся главным содержанием научного знания.»

В.И. Вернадский

Избранные сочинения. Изд-во АН СССР. Том. IV. 1955. С. 306.

«Как металл весьма подвижный, золото активно участвует в круговороте вещества не только на этапах седиментации ..., но и последующего метаморфизма – регионального, гидротермального и околоинтрузивного.»

Е.А. Радкевич (Типы рудных провинций Тихоокеанского пояса. В кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во ДВНЦ АН СССР. 1974 г. С. 16).

Многофакторное моделирование рудных объектов осуществляется, как правило, для крупных месторождений, имеющих сложную историю развития и телескопирование нескольких формационных типов оруденения. На основе выделенных закономерностей формирования месторождений (в том числе полигенных и полихронных) возможно построение многофакторных геолого-структурных и геолого-генетических моделей. Такие модели влекут за собой практические выводы, выраженные в определении и ранжировании поисковых признаков обнаружения месторождений, и используются в прогнозировании при поисках новых объектов, как правило, не выявляемых стандартными поисковыми методами.

Вопросам полигенности-полихронности оруденения геологи стали уделять внимание относительно недавно. Это связано, прежде всего, с развитием методов прогнозирования и поисков «трудно открываемых» месторождений. В полной мере это касается и благороднометалльных объектов Верхояно-Колымской складчатой области. Возможная полихронность и полигенность благороднометалльного оруденения обсуждалась М.М. Константиновым (2006). Им было показана приуроченность некоторых месторождений (в том числе Мангазейского рудного поля) Верхояно-Колымской складчатой области к определенным дискретным стратоуровням. Полихронность и полигенность была установлена для таких месторождений региона как золоторудные: Наталкинское (Григоров и др., 2007), Нежданинское (Гамянин и др., 2000), Бадран (Кокин, 2001), Аркачан (Аристов и др. 2003), Кючус (Конышев 1995) и некоторые другие (Тектони-

ка...2001); серебряные: Прогноз (Гамянин и др., 1998), Купольное (Филимонов, Сулейманов, 1994), Мангазейское (Костин, 2008; Некрасов, 2009).

Многофакторному моделированию рудных благороднометалльных объектов региона посвящен целый ряд специализированных работ (Аристов и др., 2003, 2006; Гамянин, 1971; 1974; Гамянин и др., 1998, 2000; Григоров и др., 2007; Денисов, 2008; Константинов, 1991, 2006; Константинов, Косолец, 1996; Константинов и др., 1998; 2000, 2001; Коньшев, 1995; Костин, Денисов, 2007; Многофакторные..., 1992; Наталенко и др., 2002; Некрасов, 2007^г, 2009^б; Некрасов, Яковлева, 2006; Некрасов и др., 1987; Савва, Ворцепнев, 1990; Сидоров и др., 1989; Степанов, Шишакова, 1994; Стружков и др., 2006; Тихонова, Задорожный, 2007; Томсон, Полякова, 1994; Щепотьев и др., 1989). Задача настоящего раздела работы показать на примере конкретных рудных полей, месторождений и проявлений (как правило, еще широко не освоенных в открытой печати) взаимосвязь условий локализации и генезиса, казалось-бы разноплановых объектов региона в двух крупных минерагенических единицах, определяющих металлогенический «облик» ВКСО – Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской серебрянорудной провинциях.

4.1. Геолого-структурные и геолого-генетические модели золоторудных и золотосодержащих объектов Верхояно-Колымской складчатой области (на примере конкретных месторождений и проявлений)

В данном подразделе приводятся модели золоторудных объектов Яно-Колымского складчато-надвигового пояса, причем, выбраны объекты, сосредоточенные в пределах северного, наименее изученного фланга Яно-Колымской золотоносной провинции, а также объект (рудное проявление «Ветвистое»), локализованный в пределах Яно-Колымского пояса, но севернее общепринятых контуров одноименной золотоносной провинции. Это позволяет, в сопоставлении с объектами более изученных центральной и юго-восточной частей Яно-Колымской золотоносной провинции, сделать определенные выводы о едином стиле локализации золоторудных месторождений в масштабе провинции. В разделе работы в рамках представления модели Мангазейского серебрянорудного поля, также приведены исходные модельные данные по золото-серебро-медно-порфировому, серебро-оловянному и серебро-полиметаллическому оруденению участка «Порфиновый», что позволяет учитывать ее особенности при определении условий локализации серебрянорудного оруденения Западно-Верхоянской провинции.

4.1.1. Геолого-генетическая модель рудопроявления «Ветвистое» (Туостахский антиклинорий Яно-Колымского складчато-надвигового пояса)

Геолого-структурная позиция Халдыкчанского рудного поля, включающего несколько рудопроявлений золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формации, в том числе и рудопроявление Ветвистое была охарактеризована в Главе 3. В данном разделе приводятся данные о физико-химических параметрах оруденения, на основании которых, сделаны определенные генетические выводы. Они важны в плане практических рекомендаций по проведению поисковых работ в северо-восточной части Яно-Колымского пояса. Для продолжения поисковых работ в северо-восточной части Яно-Колымского пояса, важно понять является ли отсутствие (на современном уровне исследований) крупных золоторудных объектов следствием худшей изученности этой части Яно-Колымского пояса, или это фундаментальное свойство асимметрии его вещественных и структурных особенностей.

Богатые рудные тела проявления Ветвистое золото-редкометальной группы (золото-висмутового минерального типа) расположены на удалении 500-700м от Хадараньинского интрузива в экзоконтакте куполовидного апикального штока, где представлены серицит-кварцевыми линзующимися жилами, сопровождаемыми зонами дробления и прожилкования. Тела являются субсогласными со слоистостью и приурочены к границам пачек аргиллитов и алевролитов (рисунок 3.3.) и залегают в поле развития кварцевых жил, несущих оруденение только ранних, слабо золотоносных рудных ассоциаций.

Характерной особенностью оруденения этой приконтактной полосы явилось преимущественное проявление ранних высокотемпературных ассоциаций, что вероятно связано с локализацией рудных тел вблизи интрузива. Только в одном рудном теле, представляющим собой серицит-флюорит-кварцевую жилу, проявлена наиболее поздняя продуктивная золото-халькопирит-сфалерит-галенитовая ассоциация. Химический состав сульфидов этой ассоциации приведен в таблице 4.1. Общая редкометальная специализация региона проявилась в значительных примесях селена и висмута в галените (таблица 4.1.). Несколько повышенная температура формирования этой ассоциации, отрицательно повлиявшая на продуктивность тела, выражена в присутствии значительных примесей олова в сфалерите и никеля в пирротине (таблица 4.1.).

В большинстве кварцевых жил с рудами золото-редкометальной группы золото-кварцевой формации сформированы минералы только ранних Co-Ni арсенопирит-пирит-леллингитовой метасоматической и пирротин-пирит-арсенопиритовой жильной ассоциаций (таблица 4.2.).

Таблица 4.1.

Состав сульфидов поздней ассоциации золото-кварцевого минерально-геохимического типа одноименной формации рудопроявления «Ветвистый».

Минерал	№ ан.	Э л е м е н т ы , м а с с %													
		Fe	Zn	Pb	Cu	S	As	Se	Ni	Au	Ag	Bi	Sn	Σ	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Галенит	1	-	-	84,17	-	10,64	0,12	0,40	-	-	3,57	-	-	-	98,90
	2	0,58	-	82,87	1,51	12,59	-	1,12	-	-	-	1,34	-	-	100,01
	3	-	-	81,60	-	12,28	-	0,66	-	-	3,63	0,10	-	-	98,27
	4	-	2,01	78,84	-	13,41	-	0,91	-	-	5,68	-	-	-	100,85
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
	5	1,14	-	82,15	1,83	14,30	-	-	-	-	0,58	-	-	-	100,00
	6	-	2,56	79,97	-	16,47	-	-	-	-	-	-	-	-	99,00
	7	-	-	85,06	-	14,94	-	-	-	-	-	-	-	-	100,03
Сфалерит	1	2,84	61,82	-	1,25	32,41	-	-	-	-	-	-	-	1,69	100,01
	2	2,42	64,18	-	0,36	32,69	-	-	-	-	-	-	-	0,35	100,00
Халько-	1	34,69	-	-	35,74	34,22	-	-	-	0,02	-	-	-	-	104,67
пирит	2	29,43	0,18	-	35,84	33,80	-	-	-	-	-	-	-	0,30	99,55
Пирротин	1	61,05	-	-	-	39,69	-	-	0,28	-	-	-	-	-	101,02
	2	63,00	-	-	3,08	36,40	0,48	-	-	-	-	-	-	-	102,96

Анализы выполнены в рентгеноспектральной лаборатории кафедры минералогии МГУ на микроанализаторе JSM-820 с энергодисперсионной приставкой «Link-A-10/853» (Оператор: Варламов Д.А.).

Таблица 4.2.

Состав сульфидов ранней кобальт - никеленозной пирит-арсенопиритовой ассоциации главной рудной жилы рудопроявления «Ветвистый».

№ п/п	Минерал	Э л е м е н т ы , м а с с . %						
		Fe	Cu	Co	Ni	S	As	Σ
1	пирит	36,68	-	1,48	0,44	47,51	5,03	91,14
2 ^x	леллингит	27,02	-	0,32	0,60	0,75	71,62	100,50
3	халькопирит	30,48	34,49	-	-	34,90	-	99,87
4	пирит	30,73	34,86	-	-	34,95	-	100,54
5	пирротин	59,79	-	-	-	39,29	-	99,08
6	пирит	46,54	-	-	-	52,36	0,06	99,96
7 ^x	арсенопирит	34,07	-	-	-	19,05	47,03	100,28
8 ^x	пирит	33,80	-	-	-	17,68	48,77	100,36
9	пирит	39,33	-	0,60	0,15	47,23	2,95	90,26
10	пирит	46,39	-	-	-	52,81	0,51	99,71

x - содержания сурьмы : 2 - 0,19 ; 7 - 0,09 ; 8 - 0,11

Анализы выполнены в ЦНИГРИ МинГео СССР на микроанализаторе «Самбах» при V-20 кв (оператор : Сандомирская С.М.).

Кристаллохимические формулы :

1. $(\text{Fe}_{0,88} \text{Co}_{0,03} \text{Ni}_{0,01})_{0,92} (\text{S}_{1,99} \text{As}_{0,05})_{2,004}$; 2. $(\text{Fe}_{0,98} \text{Ni}_{0,02} \text{Co}_{0,01})_{1,01} (\text{As}_{1,94} \text{S}_{0,05})_{1,99}$;
3. $\text{Fe}_{1,00} \text{Cu}_{1,00} \text{S}_{2,00}$; 4. $\text{Cu}_{1,00} \text{Fe}_{1,01} \text{S}_{1,98}$; 5. $\text{Fe}_{0,87} \text{S}_{1,00}$; 6. $\text{Fe}_{1,01} \text{S}_{1,93}$; 7. $\text{Fe}_{1,00} \text{As}_{1,03} \text{S}_{0,97}$; 8. $\text{Fe}_{1,00} \text{As}_{1,08} \text{S}_{0,92}$; 9. $(\text{Fe}_{0,95} \text{Co}_{0,01})_{0,96} (\text{S}_{1,99} \text{As}_{0,05})_{2,04}$; 10. $\text{Fe}_{1,00} (\text{S}_{1,99} \text{As}_{0,01})_{2,00}$

Температура формирования этих руд по сосуществующим пириту, пирротину и арсенопириту составляла 500-600°C. В целом, оруденение этой приконтактной полосы сформировано из щелочных боросодержащих растворов при повышенной активности мышьяка и низком потенциале кислорода, что подтверждается соответствующими метасоматическими изменениями пород. Такой характер рудообразования обусловил низкую продуктивность тел и отсутствие поздних золотоносных минеральных ассоциаций. Лишь в одном теле, где возможно был существенно гологенидный состав растворов, содержание золота составляет 5,0-10,0 г/т.

Богатое же орудение сосредоточено в кварцевой жиле (рудном теле) мощностью (в раздуве) до 3,0 м. Главным жильным минералом в рудном теле является кварц. В зальбандах (до 3-5% объема) развиты оторочки серицит-турмалинового состава. Вкрапленность рудных минералов (менее 1%) представлена двумя минеральными ассоциациями: ранней кобальт-никеленосный арсенопирит-леллингитовой и поздней золотоносной мальдонит-висмут-сульфотеллуридной

Помимо арсенопирита, леллингита, пирита и пирротина в ранней ассоциации изредка отмечаются никелин, герсдорфит, данаит, ульманит и пирит. Последовательность отложения минералов ранней здесь совершенно отчетливая.

Наиболее ранними являются арсениды: никелин и леллингит, которые в совместных сростаниях не отмечаются. В то же время наблюдаются хорошо ограниченные кристаллы никелина, обрастающие герсдорфитом (рисунок 4.1.а), в свою очередь окаймленные иногда Ni - данаитом или Co - арсенопиритом. Реже, непосредственно на никелине, отмечается кайма ульманита. Удлиненные обособления леллингита также постоянно окаймлены арсенопиритом. В арсенопирите и леллингите встречаются мельчайшие включения золота и иногда самородного висмута. В леллингите они обычно приурочены к границе с арсенопиритом. Наиболее насыщены включениями микрозолотин обособленные зерна арсенопирита, содержащие до четверти площади таких овальных (0,001 мм) включений. Состав Co-Ni-содержащих минералов арсенопирит-леллингитовой ассоциации приведен в таблице 4.3. Как видно из таблицы, для ассоциации ранних сульфидов характерны широкие вариации содержания железа, кобальта, никеля. Интересно, что безжелезистые разновидности герсдорфита присутствуют лишь в виде включений в никелине. Они же наиболее богаты сурьмой.

Ассоциация висмутовых минералов приурочена, главным образом, к микропустотам в кварце, его межзерновому пространству, а также микротрещинам, пересекающим кварц. Нередко комплекс висмутовых минералов приурочен к обособлениям Co-арсенопирита, в том числе и мелких кристаллов его, иногда находящихся в ассоциации с тонкими лейстами молибденита (таблица 4.4.).

Для жозеита В характерна нестехиометричность состава (таблица 4.4.), - постоянный избыток серы, недостаток теллура и широкие вариации содержания висмута. Характерно, что среди жозеита А довольно обычны мелкие овальные выделения галенита, достигающие размера 0,1 мм. Интересно, что в двух случаях отмечен галенит с содержанием висмута от 8,0 до 10,11 % масс. и теллура от 2,0 до 2,4% масс. (таблица 4.4.). В литературе ранее описан квиригит из Сьерры Альмагреры (Испания) как тетрагональный минерал ($30\text{PbS} \times 11\text{TeS} \times \text{Sb}_2\text{S}_3$) который по рентгеновским данным оказался галенитом особого искаженного облика (Garrido, 1932). В непосредственном контакте с жозеитом А среди жозеита В наблюдалось светло-серое, с более низким отражением, чем жозеит В, призматическое зерно свинцово-висмутового теллурида с трещинами спайности, хорошо рассчитывающего на кристаллохимическую формулу $(\text{Pb}_{5,413}\text{Bi}_{4,541}\text{Au}_{0,053})_{9,997}\text{Te}_{2,0} (\text{S}_{6,804}\text{Se}_{0,153})_{6,957}$ (таблица 4.5.).

Основными минералами данной ассоциации являются самородные висмут и золото, мальдонит, сульфотеллуриды висмута (главным образом жозеит В), золото-висмутовый сульфид, висмутин.

Кроме того, спорадически встречаются хедлейит, тетрадимит, бисмит, арсенопирит сульфотеллурид свинца и висмута, окисел золота и висмута, галенит, молибден, халькопирит, сфалерит. Наиболее ранним минералом ассоциации является висмутин, располагающийся в виде агрегата призматических зерен по стенкам пустоток. С висмутином наиболее тесно контактирует жозеит В. Это наиболее распространенный из сульфотеллуридов. Он образует мономинеральные мелкозернистые (0,01 мм) агрегаты, так и тесные срастания с редким жозеитом А, а наиболее часто с самородным висмутом. Для жозеита В характерна нестехиометричность состава (таблица 4.4.), - постоянный избыток серы, недостаток теллура и широкие вариации содержания висмута. Характерно, что среди жозеита А довольно обычны мелкие овальные выделения галенита, достигающие размера 0,1 мм.

Интересно, что в двух случаях отмечен галенит с содержанием висмута от 8,0 до 10,11 % масс. и теллура от 2,0 до 2,4% масс. (таблица 4.4.). В литературе ранее описан квиригит из Сьерры Альмагреры (Испания) как тетрагональный минерал ($30\text{PbS} \times 11\text{TeS} \times \text{Sb}_2\text{S}_3$) который по рентгеновским данным оказался галенитом особого искаженного облика (Garrido, 1932). В непосредственном контакте с жозеитом А среди жозеита В наблюдалось светло-серое, с более низким отражением, чем жозеит В, призматическое зерно свинцово-висмутового теллурида с трещинами спайности, хорошо рассчитывающего на кристаллохимическую формулу $(\text{Pb}_{5,413}\text{Bi}_{4,541}\text{Au}_{0,053})_{9,997}\text{Te}_{2,0} (\text{S}_{6,804}\text{Se}_{0,153})_{6,957}$ (таблица 4.4.).

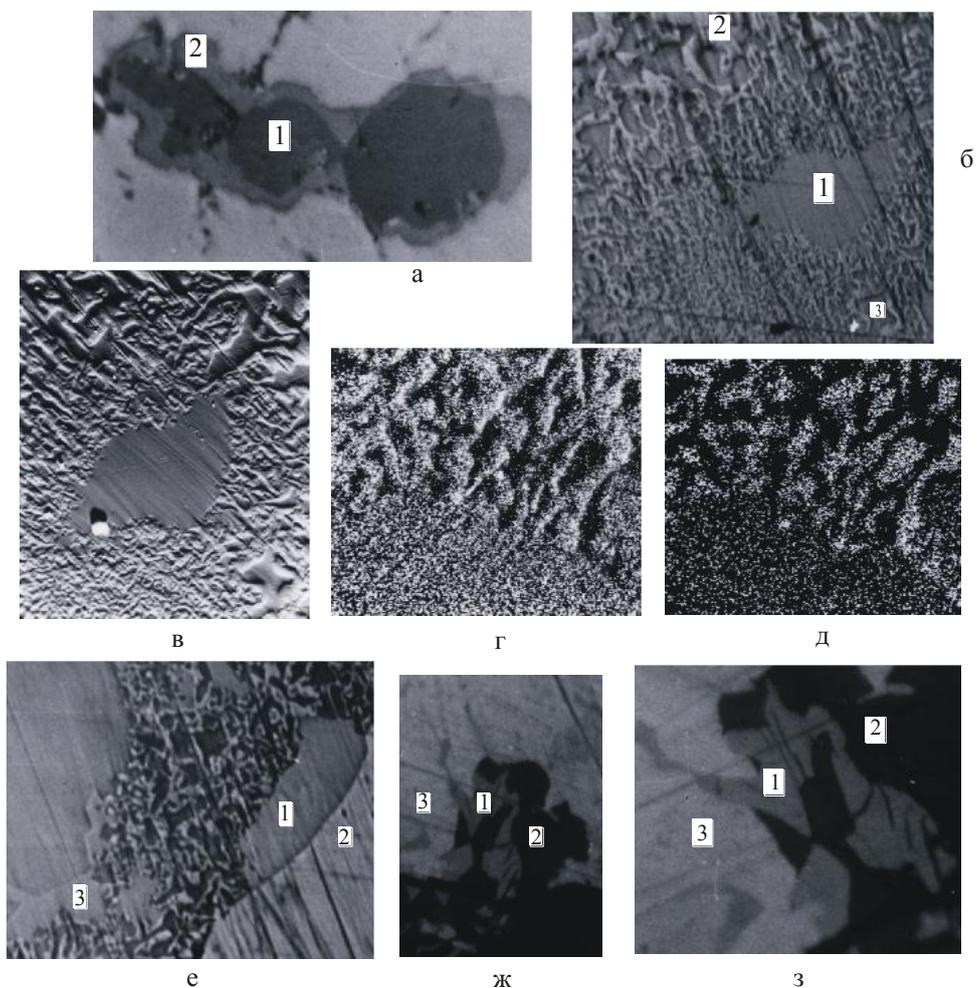


Рисунок 4.1.

Взаимоотношения минералов в главной рудной жиле с золото-висмутовой минерализацией. Фото автора. а – об-растание кристаллов никелина (1) герсдорфитом (2) в отраженном свете, 100^x; б – субграфические сростания само-родного золота (3) и самородного висмута (2), окружающие выделение мальдонита (1) в отраженном свете, 300^x; в – то же, что и (б) в обратно рассеянных электронах, 300^x; г – распределение золота в характеристическом рентге-новском излучении, 1400^x; д – распределение висмута вхарактеристическом рентгеновском излучении, 1400^x; е – структура распада мальдонита (1) на самородное золото (3) и самородный висмут (2) в отраженном свете, 300^x; ж – общий вид зерна золото-висмутового сульфида в отраженном свете, 300^x (1 – золото-висмутовый сульфид, 2 – бисмит, 3 – самородный висмут); з – зерно золото висмутого сульфида в отраженнос свете, 300^x (1-3 – то же, что и на (ж)).

Достаточно широким распространением среди комплекса висмутовых минералов поль-зуется мальдонит, относящийся к редко встречающимся минералом. В подобного типа жильных образований Восточной Якутии он описан (Некрасов и др., 1988), но также практически как редкий, экзотический минерал. В данном случае мальдонит встречается часто в ассоциации с золотом и самородным висмутом, окружая выделения золота и висмута в виде субграфической каймы или образует структуры распада с золотом и висмутом (рисунок 4.1.б; в-д.).

К числу редких экзотических минералов относится и золотовисмутовый сульфид. Наиболее крупное выделение этого минерала (около 0,1 мм) встречено среди бисмита в краевой зоне самородного висмута (рисунок 4.1.г.). Состав минерала достаточно стабилен (таблица 4.4.) и хорошо рассчитывается на формулу Bi_5AuS_4 .

Таблица 4.3.

Состав ранних сульфидов из кварцевой жилы с золото-висмутовой минерализацией главной рудной жилы рудопроявления «Ветвистый».

№№ п/п	Минерал	К-во анал.	масс. %						Сумма %
			Fe	Co	Ni	As	Sb	S	
1	Нилеллингит	3	19,3	2,5	6,1	72,6	-	0,4	100,9
2	Никелин	5	0,2	-	44,5	52,8	2,5	-	100,0
3	Герсдорфит	4	2,1	0,2	29,8	56,7	1,4	10,2	100,4
4	Герсдорфит	2	1,8	0,1	32,1	49,0	30,	14,8	100,8
5	Герсдорфит	3	9,6	1,5	23,8	46,1	,9	18,2	100,1
6	Со-герсдорфит	1	9,7	8,5	17,4	45,3	0,2	18,7	99,8
7	Ni-данаит	2	26,5	3,3	4,9	46,1	0,2	18,8	99,8
8	Со-арсенопирит	1	30,4	2,8	1,9	45,2	0,1	19,2	99,6
9	Арсенопирит	3	34,8	-	-	44,3	-	20,6	99,7
10	As- ульманит	2			28,4	6,6	49,2	15,4	99,6

Формульные коэффициенты

№№ п/п	Минерал	Fe	Co	Ni	As	Sb	S
1	Ni-леллингит	0,704	0,086	0,212	1,973	-	0,025
2	Никелин	0,005	-	1,020	0,948	0,027	-
3	Герсдорфит	0,060	0,006	0,931	1,389	0,021	0,584
4	Герсдорфит	0,056	0,003	0,953	1,140	0,043	0,805
5	Герсдорфит	0,288	0,043	0,678	1,029	0,012	0,950
6	Со-герсдорфит	0,289	0,240	0,493	1,006	0,003	0,970
7	Ni-данаит	0,786	0,092	0,138	1,016	0,003	0,968
8	Со-арсенопирит	0,894	0,078	0,053	0,991	0,001	0,983
9	Арсенопирит	1,007	-	-	0,955	-	1,038
10	As- ульманит	-	-	0,997	0,181	0,833	0,989

Анализы проведены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Сатевых», при V - 25 кв, оператор Лескова.

Самородное золото (таблица 4.5.), находящееся в тесной ассоциации с различными висмутовыми минералами (рисунок 4.1.б), различается как по своим размерам, так и по составу. Мелкие золотины, располагающиеся в кварце, часто не имеют общих контактов с висмутовыми минералами. Напротив, крупные золотины буквально насыщены ими. Это связано еще и с тем, что золотины мелкого класса имеют компактное строение, когда как крупные представлены исключительно губчатым агрегатом, либо сочетанием губчатого и монолитного золота.

Изложенный материал позволяет сделать вывод о специфичности минералогии данных жильных образований и некоторых физико-химических условиях их формирования. Связано это прежде всего с малосернистой обстановкой рудоотложения и высокой активностью золота в течение всего гидротермального процесса, благодаря чему золото является сквозным элементом и образует целую группу высокозолотистых минералов.

Состав минералов золото-висмутовой ассоциации главной рудной жилы рудопроявления «Ветвистый».

№№ п/п	Минерал	м а с с . %														Сумма %
		Fe	Cu	Zn	Mo	Ag	Sb	Au	Hg	Pb	Bi	S	As	Se	Te	
Г л а в н ы е м и н е р а л ы																
1	Самор. Bi (6)	-	-	-	-	0,01	-	0,34	0,14	-	97,92	-	-	-	-	98,41
2	Висмутин (1)	-	-	-	-	-	0,25	0,52	0,16	-	82,27	18,12	-	0,14	-	101,46
3	Мальдонит (15)	-	-	-	-	0,01	0,01	64,79	-	0,02	33,21	0,01	0,02	0,02	0,01	98,10
4	Жозеит-В (11)	-	-	-	-	-	0,24	0,01	0,09	0,11	73,63	2,90	0,01	0,10	21,31	98,40
5	Se - Жозеит-В (2)	-	-	-	-	-	0,08	-	-	0,17	72,81	1,99	-	1,85	21,23	98,13
6	Жозеит-А (3)	-	-	-	-	-	-	-	-	1,54	75,46	7,05	-	-	13,42	97,47
7	Au-Bi сульфид (11)	-	-	-	-	0,04	-	13,53	-	-	75,99	8,96	0,02	0,01	0,01	98,56
В т о р о с т е п е н н ы е м и н е р а л ы																
8	Хедлейит (2)	-	-	-	-	-	0,17	0,21	0,13	-	78,54	-	-	-	19,19	98,24
9	Тетрадимит (3)	-	-	-	-	-	-	-	-	0,21	81,39	8,00	0,04	-	10,12	99,76
10	Бисмит (1)	-	-	-	-	-	-	0,53	-	-	87,91	-	-	-	-	88,44
11	Арсенопирит (3)	55,12	-	-	-	-	-	0,39	-	-	0,04	17,36	26,50	-	-	99,41
Р е д к и е м и н е р а л ы																
12	Сульфо-теллу- рид Bi, Pb (1)	-	-	-	-	-	-	0,41	0,27	43,84	37,12	8,54	-	0,48	9,97	100,63
13	Окисел Au, Bi (1)	-	-	-	-	-	-	58,98	-	-	31,07	-	-	-	-	90,05
14	Галенит (3)	-	-	-	-	-	0,01	0,10	0,06	76,62	6,08	12,25	-	0,13	1,46	96,71
15	Молибденит(1)	-	-	-	62,12	-	-	0,99	-	-	-	36,74	-	-	-	99,85
16	Халькопирит (1)	29,60	34,50	0,30	-	-	-	-	-	-	-	35,10	-	-	-	99,50
17	Сфалерит (2)	4,70	59,90	0,20	-	-	-	-	-	-	-	34,05	-	-	-	98,85

(11) – количество анализов

Анализы проведены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Самевах», V - 25 кв , оператор Лескова Н.В.

Состав и пробность самородного золота главной рудной жилы рудопоявления «Ветвистый».

№№ п/п	Разновидность золота	Кол-во анализов	М а с с , %				Сумма %	Проб- ность
			Ag	Au	Hg	Bi		
1	Au-Ag	16	10,89	89,23	-	-	100,11	891
2	Au-Ag-Bi	4	7,60	89,19	-	0,80	97,59	914
3	Au-Ag-Hg	53	11,20	90,74	0,45	-	102,35	887
4	Au	5	0,65	99,62	0,20	-	100,47	992

Анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН на микроанализаторе «Сатевых при V - 25 кв, оператор Павлова Л.А.

Кроме того, высокая примесь золота фиксируется практически во всех минералах, как ранних, так и поздних. Активность теллура и висмута возростала к концу гидротермального процесса, поэтому сульфотеллуриды и золото-висмутовый сульфид могли отлагаться непосредственно из растворов. Однако в отличие от руд, описанных И.Я. Некрасовым и др. (1988), образование сульфида золота и висмута происходило, вероятно, с привнесом теллура и возможно висмута, так как он наблюдается в парагенезисе не только с сульфотеллуридами, но и с мальдонитом и бисмитом. Неустойчивый режим серы-кислорода обусловил образование в локальных участках жил гипогенных окислых минералов - бисмита и золото-висмутового кислородного соединения. Образование богатого рудного «столба» можно связать, во-первых, с быстрым падением температуры рудообразования с 250-300°C, до 150-180°C, что подчеркивается пространственным совмещением ранней и поздней минеральных ассоциаций; во-вторых - со специфическим характером рудоносных растворов полиметалл-щелочно-кремне-кислотного профиля, обогащенных сурьмой, мышьяком и висмутом (Некрасов, Диман, 1989).

Геологическая позиция рудопоявления (рисунок 3.3.) свидетельствует о контроле оруденения лишь штокообразным выступом Хадараньинского гранитоидного батолита. Отсутствует приуроченность совокупности кварцевых жил к какой либо определенной тектонической или пликативной структуре. Хотя золоторудные жилы как проявления Ветвистое, так и в целом Халдыкчанского рудного поля, приурочены к субпослойным трещинам отрыва, не наблюдается их тяготения к какой-либо определенной литологической пачке. Физико-химические условия формирования руд не позволяют сделать выводов о полихронности процесса рудообразования. Руды сформированы в один этап и представлены всего двумя минеральными ассоциациями. Такой характер золотого оруденения вообще характерен для северо-восточной части Яно-Колымского пояса (Туостахская и Полоусненская антиклинорные структуры), где известны десятки мелких золоторудных месторождений и проявлений, но не выявлено ни одного объекта даже среднего по масштабам оруденения. Совершенно иную структурную позицию имеют объекты центральной и юго-восточной частей Яно-Колымского пояса (Аян-Юряхская, Верхне-

Индигирская, Адычанская антиклинорные структуры), где они сгруппированы в одноименную золотоносную провинцию.

4.1.2. Геолого-структурные модели золоторудных объектов Адычанской антиклинорной структуры

Как уже было указано в главе 2 Яно-Колымская провинция локализована в пределах двух основных структур одноименного пояса – синклинойной Иньяли-Дебинской (с которой связан основной россыпной потенциал провинции) и антиклинорной (Аян-Юряхский, Верхне-Индигирский, Адычанский, Туостахский антиклинории), которая вмещает практически все значимые рудные объекты. Эти две мегапластины разделяются Чай-Юрьинским взбросом и его северо-западным продолжением – Чаркы-Индигирским надвигом. Антиклинорная структура расчленена в осевой зоне серией разломов Адыча-Тарынской системы. Каждая антиклинорная структура определенным дискретным возрастом пород, слагающих ядерную часть и вмещающих золотое оруденение (рисунок 2.2.). Возраст вмещающих оруденение пород в мегаскладках закономерно омоложен в северо-западном и далее в северо-восточном направлениях в соответствии с общим планом структур коллизионной области.

Все средние и крупные объекты, а также значительная часть мелких месторождений и рудопроявлений золото-кварцевой формации группируются в градиентных зонах системы Адыча-Тарынского разлома. Ширина шовной зоны разлома, представленная одним или несколькими зонами катаклаза, брекчирования и рассланцевания составляет от 0,5 до 4 км. В этой зоне сосредоточены все золото-сурьмяные объекты и ряд мелких золото-кварцевых проявлений жильного и жильно-прожилкового типов. Градиентные зоны магнитного и гравитационного поля, в пределах которых локализованы все значимые золоторудные объекты провинции расположены висячем и лежащем крыльях шовной зоны, так что общая ширина зоны влияния Адыча-Тарынской системы разломов составляет от 10 до 40 км. Совершенно очевидно, что именно шовная зона Адыча-Тарынского разлома является не только рудовмещающей для золото-сурьмяных объектов, но и рудораспределяющей для объектов золото-кварцевой формации, несмотря на их локализацию вне пределов шовной зоны. Шовная зона Адыча-Тарынского разлома имеет взбросо-сдвиговую кинематику и падает на восток, рассекая мегаскладки, главным образом, по их шарнирам. Зона имеет субсогласное с продольными осями мегаскладок простирание.

Также несколько разноплановым является стиль разрывной тектоники в висячем и лежащем крыльях шовной зоны Адыча-Тарынского разлома. В северо-западном крыле развита система листрических сбросов, сопряженных с шовной зоной разлома (рисунок 4.2.).

Системы листрических сбросов контролируют значительное число объектов провинции (Павлик, Декдеканское, Наталкинское, Верхний Хакчан, Мало-Тарынское, Сюрампинское, проявления Эльгинского рудного узла, Полярник, Делювиальное, проявления Дербекинской группы (рисунок 4.2.). На участках сближенных систем листрических сбросов сформированы объемные, крупные (Павлик, Декдеканское, Верхний Хакчан в Ат-Юрхской антиклинорной структуре, Делювиальное в Адычанской структуре – рисунок 4.2.) и гигантские (Наталкинское) месторождения и проявления.

В юго-восточном (висячем) крыле системы Адыча-Тарынского разлома наблюдается система субпараллельных шовной зоне крутых взбросов, являющихся рудоконтролирующими и рудовмещающими (рисунки 4.2. А, Б).

Объемные объекты связаны, как правило, с ядрами антиклинальных складчатых структур, сопряженными с этими разломами, в которых сформированы, в том числе, самостоятельные объемные рудные тела (рисунок 4.2.). В подобной структурной позиции локализованы месторождения и проявления Родионовское, Олбот, Левобережное, Дражное, Бурустахское, Базовское, Жданное и др.

Важнейшую роль в формировании структур рудных узлов, полей и объемных штокверковых рудных тел играют разломы диагональной (юго-восточного простирания) и поперечной, субширотной (Вилуйско-Полоусненской систем). В отличие от объектов внешней зоны коллизии (Верхоянский и Яно-Охотский пояса, вмещающие Западно-Верхоянскую провинцию), в Яно-Колымской провинции локализованной целиком в одноименном поясе, эти системы разломов практически нигде не являются рудовмещающими, но их рудоконтролирующая роль также велика.

Обе системы представлены левосторонними сдвигами реже взбросо- и сбросо-сдвигами, выполнены брекчиями и рассланцованными вмещающими породами и часто сопровождаются дисгармоничной приразломной складчатостью, согласованной с простиранием разрывов. Взаимоотношения с главными разломами Адыча-Тарынской зоны – сложные. Чаще они смещают отдельные разломы Адыча-Тарынской системы и сопровождающие их жильно-прожилковые зоны (рудопоявление Делювиальное – рисунок 4.2.), но в отдельных случаях сами смещаются ими (рудопоявление Полярник – рисунок 4.2. В).

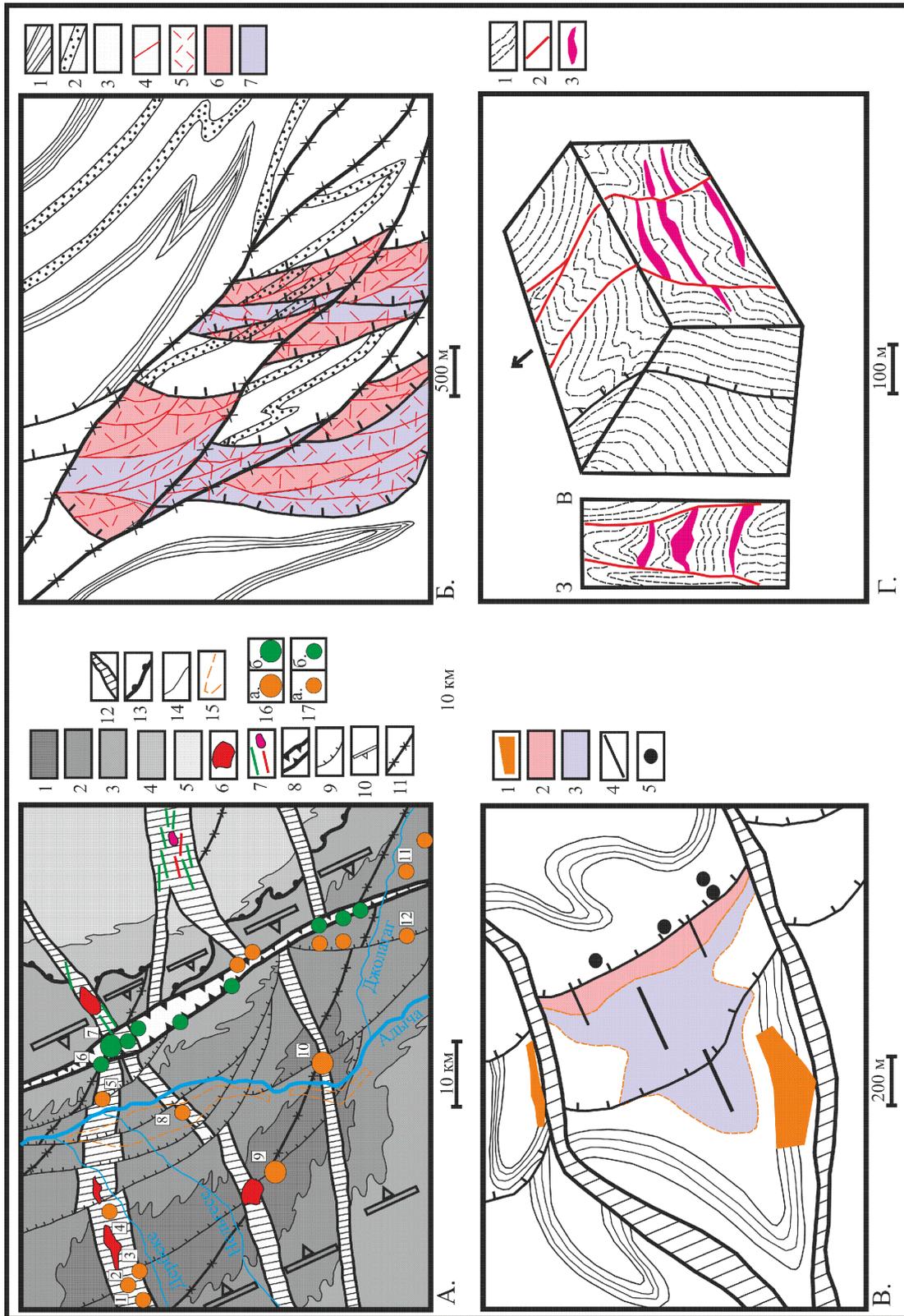


Рисунок 4.2.

Условия локализации золоторудных объектов Яно-Колымской золотоносной провинции в зоне влияния Адыча-Тарынского разлома. Составлен автором. Рис 5.9. А. Схема размещения золоторудных и золото-сурьмяных объектов перспективной площади для поисков крупнообъемных золоторудных объектов на участке максимального «воздымания» Адычанской антиклинорной структуры Яно-Колымского складчато-надвигового пояса. Составлен с использованием материалов В.Н. Соловьева и Р.Г. Султанаева (ОАО «Янгеология») 1 – среднеюрские отложения. Песчаники с пластами алевролитов; 2 – нижнеюрские отложения. Алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников; 3 – верхнетриасовые отложения норийского яруса. Алевролиты и аргиллиты с пластами песчаников, редкими в верхней части разреза; 4 – верхнетриасовые отложения карнийского яруса. Аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников и пачками чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников; 5 – среднетриасовые отложения ладинского яруса. Алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников; 6-7 – магматические комплексы «поперечных» рядов: 6 – биотитовые, амфибол-биотитовые и двуслюдяные граниты; 7 – дайки амфиболовых долеритов, лампрофиров, дайки и штоки гранодиорит-порфиров; 8 – шовная зона Адыча-Тарынского разлома; 9 – оперяющие листрические сбросы зоны Адыча-Тарынского разлома; 10 – границы зоны Адыча-Тарынского разлома; 11 – взбросо-сдвиги «диагональной» Собопольской системы разломов; 12 – взбросы «широтной» Вилюйско-Полоусненской системы разломов; 13 – Чаркы-Индибирский надвиг; 14 – геологические границы; 15 – контур крупной террасовой россыпи р. Адыча; 16 – месторождения и крупные проявления а. – золото-кварцевой; б. – золото-сурьмяной формаций; 17 – недоизученные проявления: а. – золото-кварцевой; б. – золото-сурьмяной формаций; номера на схеме: 1-4 – Дербекинская группа проявлений (1- Хоспох; 2- Роговиковый; 3 – Галечный; 4 – Эннербит, Дионис); 5- Лазо-Рудное; 6 – Марковское; 7 – Сентачан; 8- - Лазо-Терраса; 9 – Делювиальное; 10 – Полярник; 11 – Ганн-Андреевское; 12 – Наледное. Рис. 5.9. Б. Схематический структурный план рудопроявления Делювиальное. Составлен по материалам В.Н. Соловьева и Р.Г. Султанаева (ОАО «Янгеология») с изменениями автора. Пакеты тонкого переслаивания песчаников и алевролитов; 2 – пласты песчаников; 3 – верхнеладинские алевролиты и аргиллиты; 4 – кварцевые жилы и зоны прожилкования субсогласные с разрывами Адыча-Тарынской системы разломов; 5 – тонкое неориентированное сульфидно-кварцевое прожилкование; 6 – блоки со средними содержаниями золота – 1,6-2,4 г/т; 7 – блоки со средними содержаниями золота – 0,8-1,5 г/т. Остальные условные обозначения – см. на рис. 5.9. А. Рис. 5.9. В. Схематический структурный план рудопроявления Полярник. Составлен с использованием материалов А.Н. Вишневого, Р.Г. Султанаева (ОАО «Янгеология»). 1 – контуры богатых отработанных террасовых россыпей; 2 – рудное тело с средним содержанием золота – 2,3 г/т; 3 – контур со средними содержаниями золота – 0,9-1,2 г/т; 4 – канавы; 5 – скважины. Остальные условные обозначения – см. на рис. 5.9. А. и Б. Рис. 5.9. Г. Блок-диаграмма и схематический разрез по месторождению Дрожное. Составлен А.В. Крючковым и Н.Н. Крючковой (2010ф) с изменениями автора. 1 – плотные березитизированные мелкозернистые алевролиты верхнего подъяруса норийского яруса (зона *Monotis scutiformis*) – рудовмещающая пачка; 2 – рудовмещающие разрывы системы Адыча-Тарынского разлома; 3 – субсогласные рудные тела.

Диагональные системы разломов определяют зоны повышенного регионального метаморфизма пород (до начальной ступени амфиболитовой фации) и, вероятно, определяют положение участков березитизированных пород на сочленении с разломами Адыча-Тарынской системы. В этом случае формируются объемные рудные тела как на месторождении Дрожное (рисунок 4.2.). Субширотные разломы Вилюйско-Полоусненской системы контролируют размещение гранитоидных интрузивов поперечных рядов, а в пределах системы Адыча-Тарынского разлома определяют границы рудных полей и узлов (рисунок 4.2.) таких как Делювиальное, Полярникское, Наталкинское рудные поля, Тарынский рудный узел и др.

Крупные по масштабам оруденения, объемно штокверковые объекты часто имеют признаки полихронного генезиса, что выражено в регенерации оруденения. Из рассматриваемых в данном разделе объектов таким примером является Делювиальное (рисунок 4.2. Б). Благодаря неравномерному развитию контастового метаморфизма, можно наблюдать сочетание в объемном рудном штокверке прожилков раннего рисовидного кварца с серицитом и золотом в сростках с минералами висмутин-пирит-арсенопиритовой ассоциации и поздних регенерированных прожилков гранулированного кварца, где крупные выделения золота находятся в сростках с пирротинном.

Локализация крупных золоторудных объектов в разновозрастных структурах и одновременно приуроченность их к определенным стратоединицам также наталкивает на мысль о полигенном и полихронном оруденении. Общие закономерности формирования золоторудных объектов Яно-Колымской золотоносной провинции приведены в таблице 4.6. Но более доказательно тезис о полихронном и полигенном оруденении может быть развернут на примере Западно-Верхоянской провинции, а в частности, геолого-структурной и геолого-генетической модели Мангазейского серебрянорудного поля и отдельных его объектов, вмещающих полиформационное благороднометальное и сопутствующие оловорудное и полиметаллическое оруденение.

4.2. Геолого-структурные и геолого-генетические модели серебрянорудных объектов Верхояно-Колымской складчатой области (на примере конкретных месторождений и проявлений)

По своим структурным и генетическим особенностям серебрянорудные объекты Верхояно-Колымской складчатой области, а в частности месторождения и проявления Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции, имеют значительное сходство с золото-кварцевыми месторождениями, составляющими основу минерально-сырьевой базы Яно-Колымской золотоносной провинции. Среди объектов Западно-Верхоянской провинции установлены как месторождения и проявления терминальных членов ряда базовых формаций, которые являются монохронными и моногенными (Кимпиче), так месторождения и проявления сочетающие в себе черты нескольких формационных типов. К таким объектам принадлежит Меникенское рудное поле. Наконец, такие гиганты, как Мангазейское рудное поле (с ресурсным потенциалом серебра по разным оценкам – от 40 до 80 тыс. т) обладают признаками объектов сложного – полигенного и полихронного генезиса, подобно крупным золоторудным объектам региона.

4.2.1. Геолого-структурная модель месторождения Кимпиче

Кимпиче-Берелехское рудное поле, вмещающее месторождение Кимпиче, локализовано в ядерной части Имтанджинской гребневидной антиклинали (пластины), ограниченной взбросо-надвигами системы Верхоянского глубинного разлома (рисунок 4.3.).

Условия формирования разномасштабных месторождений и рудопроявлений золота в пределах Яно-Колымской золотоносной провинции

Этапы золотого рудообра- зования	Основные рудоконтролирующие Геологические образования и процессы	Масштабы объектов		
		Месторождения		Рудопроявления и зоны с бедным оруденением
		Крупные	Средние и мелкие	
1	2	3	4	5
Конседиментационный	Дистальные терригенные турбидиты и нефелоидиты подножия континентального склона	Дискретные стратоуровни с возрастом: P ₂ – T ₃		Весь стратиграфический интервал P ₂ – J ₂
Линейного, аксонокли-нального складкообразования	Субмеридиональные и субширотные разломы фундамента, синскладчатый метаморфизм филлитовой фации	Замки аксонокли-налей на участках пересечения различных систем разломов	Крылья складок на участках пересечения различных систем разломов	Единичные кварцевые жилы северо-восточного, субширотного простирания
Регионального тектоно-термального и динамометаморфизма	Широкие зоны зеленосланцевого и эпидот-амфиболитового метаморфизма вдоль зон диагональных разломов, катаклаз, милонитизация	В зоне влияния полос регионального метаморфизма, шириной до 40 км, связанного с диагональными системами разломов юго-восточного простирания		Отдельные швы катаклазитов в полосах регионального метаморфизма
Гранитоидного магматизма и формирования систем кулисообразных разломов и листрических сбросов	Контактовый метаморфизм. Активизация разломов фундамента с формированием сложных оперяющих, рудовмещающих систем разрывов с формированием линейных и площадных штокверков. Березитизация, грейзенизация, скарнообразование	В градиентных зонах погружения гранитоидов при наличии систем листрических сбросов, в системах субмеридиональных глубинных разломов	Оперяющие кулисообразные системы разрывов, сопровождающие зоны сочленений субширотных и субмеридиональных разломов	Отдельные жилы и их системы в надинтрузивных зонах и контактах гранитоидов

1	2	3-4	5
Формирования зон окисления над рудными телами	Активизация рудовмещающих трещин. Формирование секущих трещин, сегментирующих рудные тела или напротив, способствующих формированию штокверкового оруденения	Образование обогащенных «железных шляп» на глубину от первых м до первых десятков м	Дезинтеграция верхних горизонтов рудных тел на глубину до нескольких м, без формирования зоны окисления
Формирования аллювиальных (часто золотоносных) отложений, маскирующих рудные месторождения	Формирование межгорных впадин и речных долин, часто полностью перекрывающих рудные объекты	Месторождения часто целиком перекрыты рыхлыми аллювиальными или склоновыми отложениями, фиксируются по косвенным поисковым признакам	Как правило, обнажены на дневной поверхности и установлены прямым штыфтным и бороздовым опробованием

Примеры месторождений и проявлений: крупные золоторудные – Наталкинское, Дегдекан, Павлик, Тарынское рудное поле, Делювиальное, золото-сурьмяные – Сарылах, Сентачан; средние и мелкие золоторудные – Родионовское, Базовское, Эльгинское, Полярник, золото-сурьмяные – Ким, Киньясь, Ганн-Андреевское.

Примечание: таблица составлена автором по макету, разработанному А.И. Ивановым (2010).

Шарнир Имтанджинской антиклинали ундулирует в северо-западном направлении. Рудное поле с севера и юга ограничено субширотными взбросами Эге-Хайской системы разломов, контролирующей одноименный поперечный ряд гранитоидных интрузий. Разрывы Эге-Хайской системы являются по имеющимся данным чистыми взбросами с субвертикальным падением – т.е. смещают рудные зоны только в вертикальной плоскости без разрыва сплошности оруденения. Однако они контролируют ступенчатое погружение шарнира антиклинали в северном направлении и соответственно делят рудные зоны на блоки с различным эрозионным срезов оруденения – минимальным на северо-западе. В этом смысле разломы являются рудоконтролирующими (Широков, Некрасов, 2009ф; Широков, 2012 ф).

В глубинном строении рудного узла выявляются следующие закономерности. Западная его часть расположена на периферии Эчийского регионального гравитационного минимума, интерпретируемого различными исследователями, либо как следствие прогиба докембрийского фундамента (Тектоника..., 2001), либо как гранито-гнейсовый купол (Гриненко, Стогний, 1992). Отрицательное гравитационное поле в восточной части района через узкую высокоградиентную зону, интерпретируемую в качестве Верхоянского регионального глубинного разлома, переходит в спокойное нейтральное поле Сартанского синклиория (Андреев, 1981). В пределах рудного поля гравитационный минимум осложнен поперечным Кимпиченским структурным поднятием (Андреев, , 169ф, 1981ф; Рассолов, 1992ф), где предполагается сокращенная мощность нижнего (рифей-среднепалеозойского) карбонатного чехольного комплекса. Поперечная конфигурация поднятия определяется субширотной – северо-восточной зоной глубинных разломов Эге-Хайской системы.

В современном структурном плане, Кимпиченское поднятие фиксируется локальным воздыманием шарниров антиклинальных складок, при общем их погружении в северном направлении (Тихонова, Задорожный, 2007). Разломы Собопольской системы по всему Верхоянскому поясу контролируют развитие зон максимального регионального метаморфизма – достигающего биотитовой субфации зеленосланцевой фации (Япаскорт и др., 1993). Такие зоны повышенной проницаемости флюидов часто являются рудовмещающими. Именно с ними связано промышленное оруденение Кимпиче-Берелехского рудного поля. В пределах собственно **месторождения Кимпиче** вмещающие породы представлены преимущественно алевролитовой толщей нижней части халджинской свиты (рисунок 4.3.), слагающей ядро Имтанджинской антиклинали. Одной из особенностей месторождения Кимпиче по сравнению с другими объектами Западного Верхоянья является широкое развитие в его пределах метасоматически измененных пород аргиллизитовой линии.

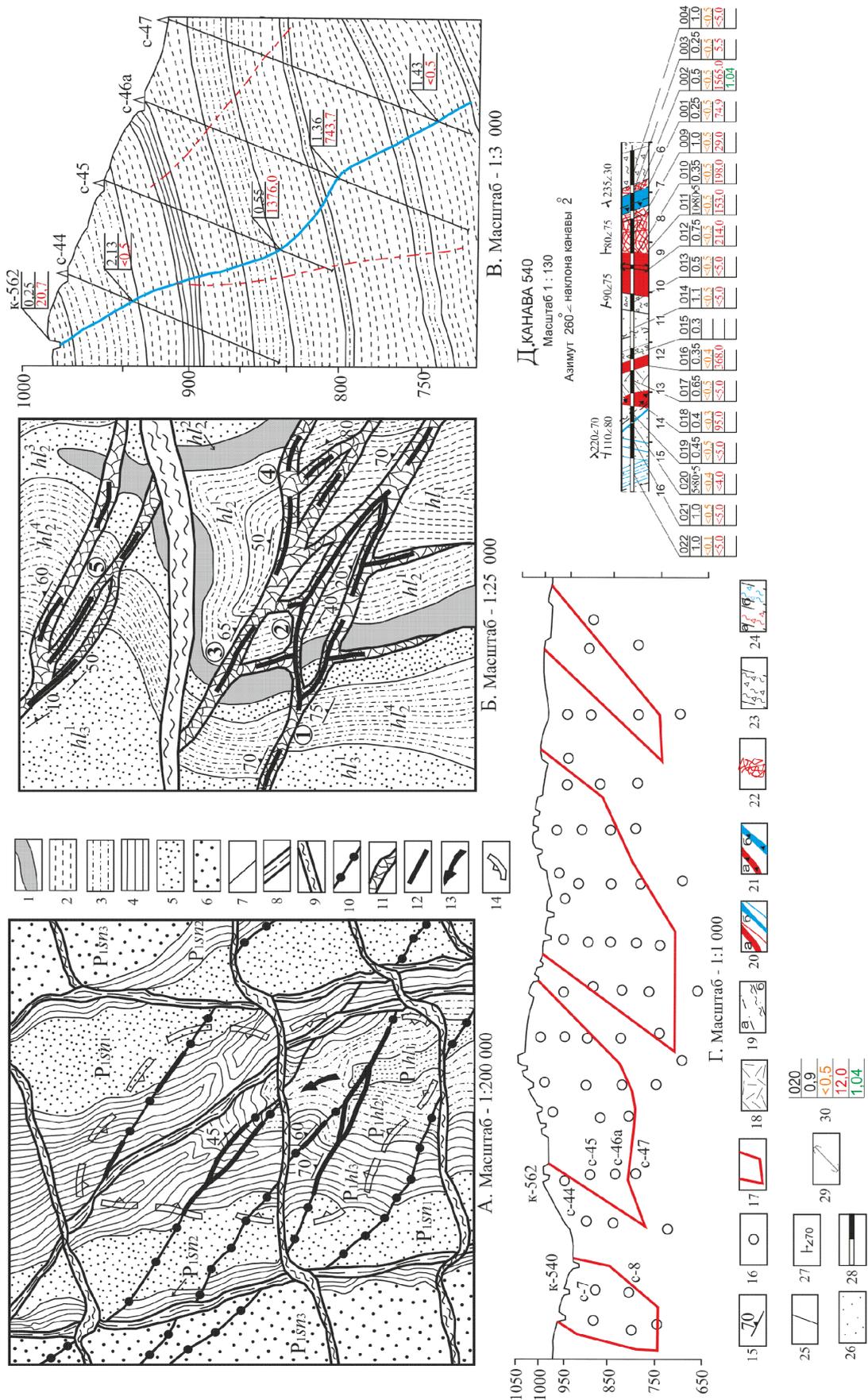


Рисунок 4.3.

Геолого-структурная схема Кимпиче-Берелехского рудного поля (А.) и его центральной части (Б.) с разрезом по скважинам (В.), проекцией рудной зоны 1 на вертикальную плоскость (Г.) и строением рудного тела в канаве 540 (Д.). Составлен автором. подсвиты и литологические пакчи терригенных пород верхоянского комплекса халджинской (P_{1hl}) и сюренской (P_{2sn}) свит: 1 – чередование мелкозернистых и крупнозернистых алевролитов с редкими прослоями алевритистых песчаников, 2 – крупнозернистые алевролиты с переходами до алевритистых песчаников, 3 – неритмичное, до флишоидного чередование крупнозернистых и мелкозернистых алевролитов с пластами алевритистых песчаников и пакетами тонкослоистых алевритистых пород (нефелоидитов), 4 – неритмичное чередование разнозернистых алевролитов и алевритистых песчаников с пакетами мелкозернистых и алевритистых песчаников, 5 – мелкозернистые песчаники с прослоями крупнозернистых алевролитов, 6 – средне-мелкозернистые до крупнозернистых песчаники с пакетами чередования разнозернистых алевролитов и алевритистых песчаников и пакетами нефелоидитов; 7 – геологические границы на рис. 6А и 6Б; 8 – взбросо-надвиговые разрывы системы Верхоянского глубинного разлома; 9 – взбросы Эге-Хайской системы разломов; 10 – рудовмещающие левые сдвиги Собопольской системы разломов; 11 – рудные зоны; 12 – рудные зоны и рудные тела с сурьмяно-медно-серебряным оруденением; 13 – направление ундуляции шарнира Имтанджинской антиклинали; 14 – контур поля развития метасоматитов аргиллизитовой формации; 15 – элементы залегания рудных зон; 16 – скважины КБ; 17 – контуры рудных тел на проекции рудной зоны 1; 18 – участки повышенной трещиноватости; 19 – тектонические трещины (а – «сухие», б – с глиной трения); 20 – жилы и прожилки (а – кварц-сидеритовые, б – кварц-сидерит-сульфидные); 21 – брекчии (а – с кварц-сидеритовым, б – кварц-сидерит-сульфидным цементом); 22 – брекчированные и прожилкованные алевролиты и песчаники с кварц-сидеритовым цементом; дроблёные до глины, дресвы и щебня (60–70% и более); 23 – зоны дробления с глинисто-железистым цементом; 24 – зоны дробления: а – тонкие прос кварц-сидеритовым, б – кварц-сидерит-сульфидным цементом; 25 – геологические границы на рис. 6В и 6Д; 26 – алевритистые песчаники на рис. 6Д; 27 – элементы залегания трещин, прожилков, жил, брекчий, дроблёных пород; 28 – бороздовые пробы; 29 – задиrkовые пробы; 30 – результаты опробования (сверху вниз длина пробы, содержание Au (г/т), Ag (г/т), Cu (%)); цифры в кружках: 1 – месторождение Кимпиче, зона 1, 2 – месторождение Кимпиче, зона 1а, 3 – рудопроявление зона Розовая, 4 – рудопроявление Малахитовое, 5 – рудопроявление Промежуточное.

Метасоматозу подвержены все породы вне зависимости от их первоначального состава, однако максимальной проработке подвергнуты породы нижней и средней подсвит халджинской свиты. Для метасоматически измененных пород характерны полосчатые и пятнистые текстуры, особенно отчетливо проявленные на выветрелых поверхностях. При изучении шлифов установлен преимущественно кварц-гидрослюдистый состав центральных зон и карбонат-кварц-серпичитовый состав внешних зон метасоматитов. Анализ химического состава пород позволил установить, что по сравнению с исходной породой, в метасоматически измененной повышаются содержания К, Fe, CO₂, SiO₂ и понижаются - Mg, Na, Mn, Сорг. Другой особенностью месторождения (как и всего рудного поля) является отрицательная корелляция серебра со свинцом и цинком в геохимических полях. Серебро кореллирует только с сурьмой и медью.

Основными рудовмещающими зонами объекта являются разломы Собопольской системы (Аристов и др., 2006) и сопряженные с ними субвертикальные трещины осевой плоскости кливажа Имтанджинской антиклинали, которыми сформированы оперяющие рудные зоны. Субширотные разломы Эге-Хайской системы, как уже указывалось, являются чистыми взбросами с субвертикальным падением – т.е. смещают рудные зоны только в вертикальной плоскости без разрыва сплошности оруденения. Субмеридиональные разрывы Верхоянской системы ограничивают оруденение с запада и востока. Сочетание разрывных систем обуславливают скошено ромбовидную структуру рудного поля в плане. Нетрудно видеть, что структурная позиция месторождения близка таковой выше охарактеризованных золоторудных объектов Яно-

Колымской провинции. Это подчеркивает структурное единство региона в целом, и коллизионной системы в частности.

4.2.2. Геолого-генетическая модель Меникенского рудного поля

Меникенское рудное поле (рисунок 4.4.) площадью до 110 км² контролируется сводом Алгыйской антиклинали, пересеченным поперечной тектономагматической структурой Халтысинского ряда (Эге-Хайская ветвь Вилуйско-полоусненской системы разломов). Субмеридиональные разрывы Джарджан-Брюнгадинского разлома приурочены к осевым плоскостям линейных складок и к ограничениям свода Алгыйской антиклинали. Они ограничивают рудное поле с запада и востока. Строение Меникенского рудного поля асимметрично-зональное по причине размещения над нескрытым гранитоидным плутоном, выделяющимся по геолого-геофизическим данным. Соответственно дисимметрии этого плутона в западной части рудного поля проявления полезных ископаемых на дневной поверхности не установлены; над апиксом выявлена медно-молибденовая минерализация, полуокруженная ареалом пунктов минерализации и точечных геохимических аномалий свинца, цинка, серебра и редко олова, наиболее значимые из которых связаны с зонами карбонатного, реже карбонат-кварцевого прожилкования на северо-восточном и восточном флангах поля (юго-восточный фланг обнажен хуже, но очевидно не менее насыщен минерализованными зонами (Федянин, Некрасов, 2005ф). Все известные здесь олово-серебро-полиметаллические проявления приурочены к поперечно-секущим разрывам субширотного простирания, оперяющим сбросо-сдвиги северо-восточного простирания в алевролит-песчаниковых толщах терминальных слоев перми, нижнего и среднего триаса. Магматические образования представлены многочисленными дайками диоритовых порфириров.

По минеральному составу выделяются карбонатные, существенно кварцевые, кварц-сульфидные и сульфидные зоны дробления. Кроме того, встречаются штокверкообразные зоны мелких кварцевых прожилков. Распространены линейно-площадные локальные ореолы серицит-кварцевых метасоматитов, развитых по контактовым роговикам (Тютюнников, 1974ф). Карбонатные зоны приурочены к разломам широтного направления.

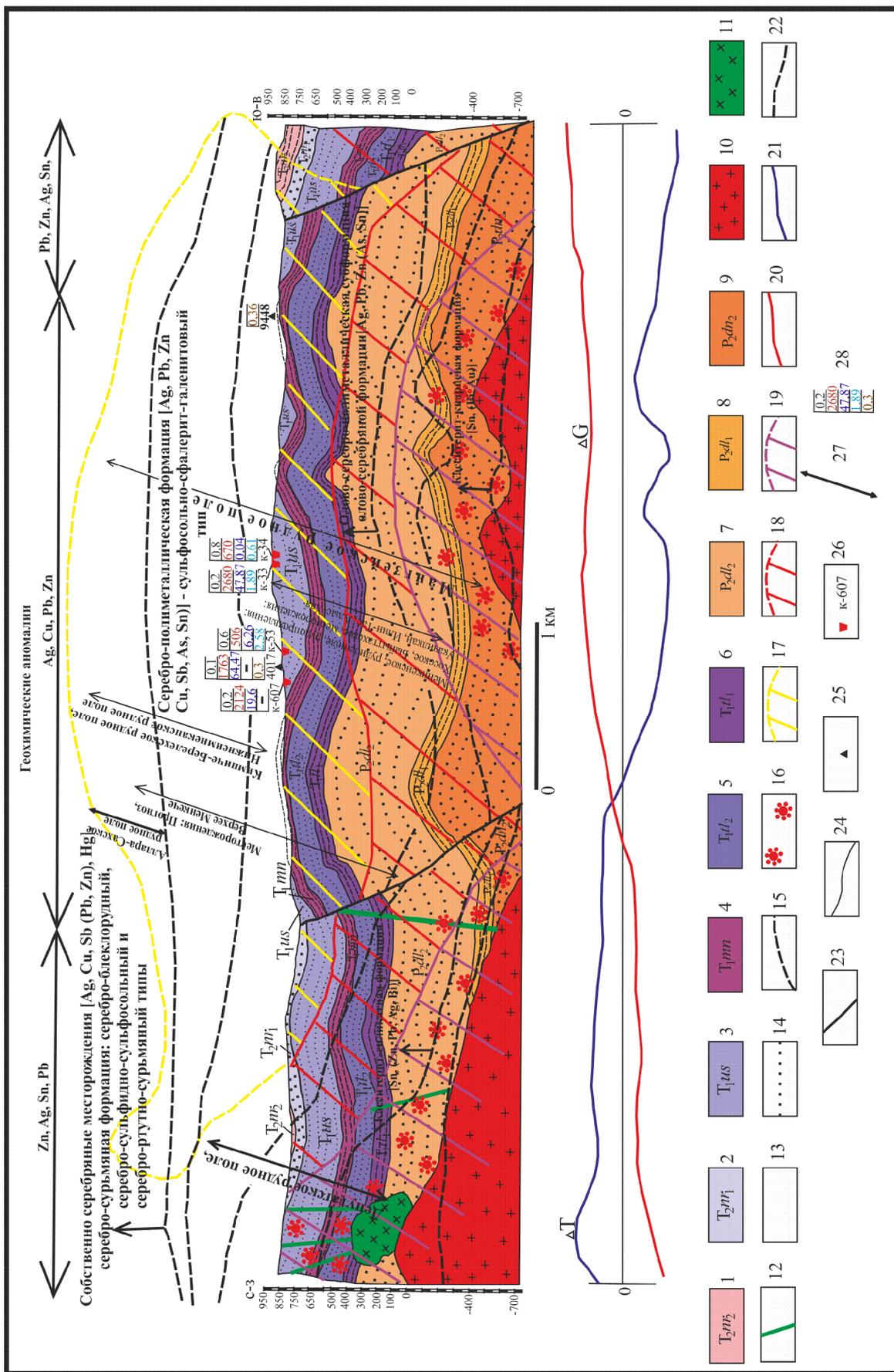


Рисунок 4.4.

Обобщенная модель локализации сереборудных и серебросодержащих объектов Верхояно-Колымской складчатой области на основе разреза по олово-серебро-полиметаллическому рудопроявлению Меникен (центральная часть Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса). Составлена автором. 1-9 – терригенные породы верхоянского комплекса; 1-6 – триасовая система; 1-2 – средний отдел: 1 – нарынская свита, средняя полсвита – алевролиты с отдельными пакетами песчаников; 2 – нарынская свита, нижняя подсвита – песчаники с редкими пакетами чередования алевролитов и песчаников; 3-6 – нижний отдел: 3 – усманьчевская свита – песчаники с пакетами чередования песчаников и алевролитов, в кровле – пачка алевролитов; 4 – мономская свита – аргиллиты, алевролиты с единичными пластами песчаников; 5-6 – талахская свита: 5 – верхняя подсвита – песчаники с отдельными пластами алевролитов и пакетами чередования алевролитов и песчаников; 6 – нижняя подсвита – алевролиты, аргиллиты, с редкими пластами песчаников; 7-9 – пермская система, верхний отдел; 7-8 – дулгалахская свита: 7 – верхняя подсвита – песчаники с пакетами чередования песчаников и алевролитов и редкими пластами алевролитов; 8 – нижняя подсвита – алевролиты, реже аргиллиты с отдельными пакетами песчаников и пакетами чередования песчаников и алевролитов; 9 – деленжинская свита, верхняя подсвита – песчаники с пакетами чередования алевролитов и песчаников; 10 – позднеюрские-раннемеловые гранитоиды; 11 – малые интрузии диоритов; 12 – дайки основных лампрофиров, диоритовых порфиритов; 13 – песчаники, преимущественно среднезернистые с прослоями алевролитов; 14 – песчаники, преимущественно мелкозернистые с прослоями алевролитов; 15 – алевролиты, аргиллиты с прослоями песчаников; 16 – контактово-метаморфизованные породы; 17 – зона развития метасоматитов аргиллизитовой формации; 18 – зона развития метасоматитов березитовой формации; 19 – зона развития метасоматитов грейзеновой формации; 20 – наблюдаемое гравитационное поле (в условных единицах); 21 – наблюдаемое магнитное поле (в условных единицах); 22 – условные границы диапазонов развития различных по глубинности и удаленности (от магматических очагов) сереборудных и серебросодержащих формаций, отражающие общую этажность оруденения; 23 – разломы; 24 – геологические границы; 25 – места взятия штуфных проб; 26 – каналы и их номера; 27 – местоположение в этажности и вертикальный размах оруденения конкретных объектов; 28 – данные опробования каналов и анализов штуфных проб – сверху вниз: мощность опробованного интервала; содержания: серебра (г/т), свинца (%), цинка (%), олова (%).

Существенно кварцевые зоны имеют преимущественно северо-восточное, реже широтное простирание. Штокверкообразные зоны мелких кварцевых прожилков приурочены к разломам меридионального направления. Кварц-карбонат-сульфидные и карбонат-кварц-сульфидные зоны составляют основную массу выявленных на участке минерализованных зон дробления.

В целом, формирование минерализации в гидротермальный этап происходило в две стадии: кварц-сульфидную и кварц-карбонатную. В кварц-сульфидной стадии выделяются две подстадии: кварц-молибденитовая и кварц-полиметаллическая. Кварц-молибденитовые жилы выявлены только на юго-западном фланге рудопроявления. Образования кварц-полиметаллической подстадии наиболее широко распространены на рудопроявлении и слагают собственно рудные тела. Последовательность выделения минералов в эту подстадию устанавливается довольно четко. Рудообразование началось с отложения кварца по стенкам открытых полостей. Одновременно с кварцем выделялся пирит I-й генерации, образующий мелкие (0,05 – 0,2 мм) изометричные зерна непосредственно в кварце. Позже начиналось отложение основной массы сульфидов. В первую очередь отлагался пирит II генерации (неправильной формы изометричные зерна размером до 1 мм) вместе с арсенопиритом и халькопиритом и вместе с ним станнин. Изредка вместе с халькопиритом (или чуть позже) выделялся ртутьсодержащий тетраэдрит (шватцит).

Завершается формирование кварц-полиметаллической подстадии почти одновременным выделением галенита и сфалерита. Одновременно с галенитом происходило также выделение

аргентита, образовавшего сноповидные сростки. Иногда в галените встречаются мелкие сростки кристаллов джемсонита и крокоита. В процессе формирования минерализации кварц-карбонатной стадии образовались существенно кварцевые, карбонатные зоны и зоны кварцевых прожилков. Завершился гидротермальный процесс отложением кальцита.

Как уже было указано в Главе 3, всего в пределах рудного поля установлено более 30 жильно-прожилковых зон, сгруппированных в линейно-штокверковые системы с содержаниями серебра по отдельным сечениям от десятков до 2500 г/т. При дальнейшем изучении, возможно, удастся объединить их в линейные штокверки, учитывая что содержания серебра в межжильных метасоматитах достигает 900 г/т. Рудное поле интересно своим размахом вертикальной зональности оруденения и является модельным объектом в плане выявления общей вертикальной зональности серебрянорудных и серебряносодержащих объектов (рис. 4.5.) как Западно-Верхоянской серебрянорудной, так и Яно-Индибирской серебряносных провинций. Благодаря диссиметричному строению нескрытого интрузива, на одном уровне эрозионного среза наблюдаются проявления оруденения кварц-касситеритовой, касситерит-силикатной формаций, олово-серебро-полиметаллической формации и признаки оруденения ртутно-серебряной субформации.

4.2.3. Геолого-структурная и геолого-генетическая модели Мангазейского рудного поля

Мангазейское рудное поле (рисунки 2.4., 4.5.) расположено на сочленении двух главных структур Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса – Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория. Зона сочленения осложнена одной из ветвей Верхоянского глубинного разлома – Ньюектаминской системой разрывов северо-западного, субскладчатого простирания. Второй зоной глубинного разлома, контролирующей размещение магматических тел и оруденения является группа Северо-Тирехтяхских субширотных разрывов, принадлежащая в свою очередь к Вилуйско-Полоусненской разрывной системе. На общую картину закономерностей локализации серебряного и серебро-полиметаллического оруденения, накладывается ассиметричная концентрическая зональность, связанная с погребенным выступом гранитоидного интрузива, в наиболее приподнятой части которого расположен Эндыбальский субвулкан (рисунки 4.5.-4.8.).

Нюектаминский глубинный разлом субмеридионального простирания, контролирующий структуру рудного поля, является одной из ветвей Верхоянской разломной системы. Внутренняя структура зоны позволяет выделить несколько швов, имеющих мощность до сотен м. Между двумя такими швами локализованы магматические (Эндыбальский субвулкан с которым связано золото-меднопорфировое оруденение, субмеридиональные дайки позднеюрского – раннемелового возраста) и серебрянорудные тела Мангазейского рудного поля.

Швы Нюектаминского разлома представлены либо зонами расщепления, реже «сухими» или рудными брекчиями (зона Граничная), либо зонами мелкой (десятки – сотни м в размахе) дисгармоничной складчатости и крутых «стулообразных» флексур. Как правило, шовные зоны сопровождаются послынными диагональными сбросо-сдвигами, так что вся система представляет собой сдвиговый дуплекс. Диагональные разломы вмещают послынные и субпослынные тела с серебро-полиметаллическим и собственно серебряным оруденением (участки Мангазейский, Мухалканский, Мысовой, Восточный, Нижне-Эндыбальский, Безымянный, Стержневой – рисунок 4.5.).

Нюектаминская система разломов определяет западную и восточную границы рудного поля (рисунки 4.5.-4.7.). Северная и южная границы контролируются субширотными швами Северо-Тирехтяхской системы разломов (по рекам Аркачан и Нюектаме), в свою очередь, представляющих Западно-Верхоянскую часть надрегиональной Вилюйско-Полоусненской системы. На площади рудного поля система разломов выражена серией субвертикальных уступов (сбросов), практически без сдвиговой составляющей, в которой все северные блоки последовательно опущены по отношению к южным. Таким образом, эта система разрывов контролирует погружение Эндыбальской антиклинали в северо-западном направлении. Разрывы Северо-Тирехтяхской системы, кроме того, определяют положение приподнятых участков гранитодных интрузивов и, соответственно, положение рудного поля в надинтрузивной зоне (рисунки. 4.5. – 4.8.). Наиболее приподнятая часть такого интрузива представлена плагигранитами, прорываемыми Эндыбальский субвулкан и сериями субширотных даек мелового возраста. Третья система разломов (диагональная), значительно повлиявшая на размещение оруденения носит название Собопольской. Она представлена субвертикальными зонами дробления взбросово-сдвиговой кинематики северо-западного ($300-345^{\circ}$) простирания. Подобные зоны разрывов Северо-Тирехтяхской и Собопольской системы вмещают рудные тела Привет, Привет-2 и Вертикальное на участке Порфировый. На ранней стадии своего развития разломы представляли собой жилы выполнения и вмещали раннее золото-редкометалльное оруденение, о чем можно судить по обломкам кварца с арсенопиритом, висмутином и сульфотеллуридами висмута в рудных телах Привет и Вертикальное.

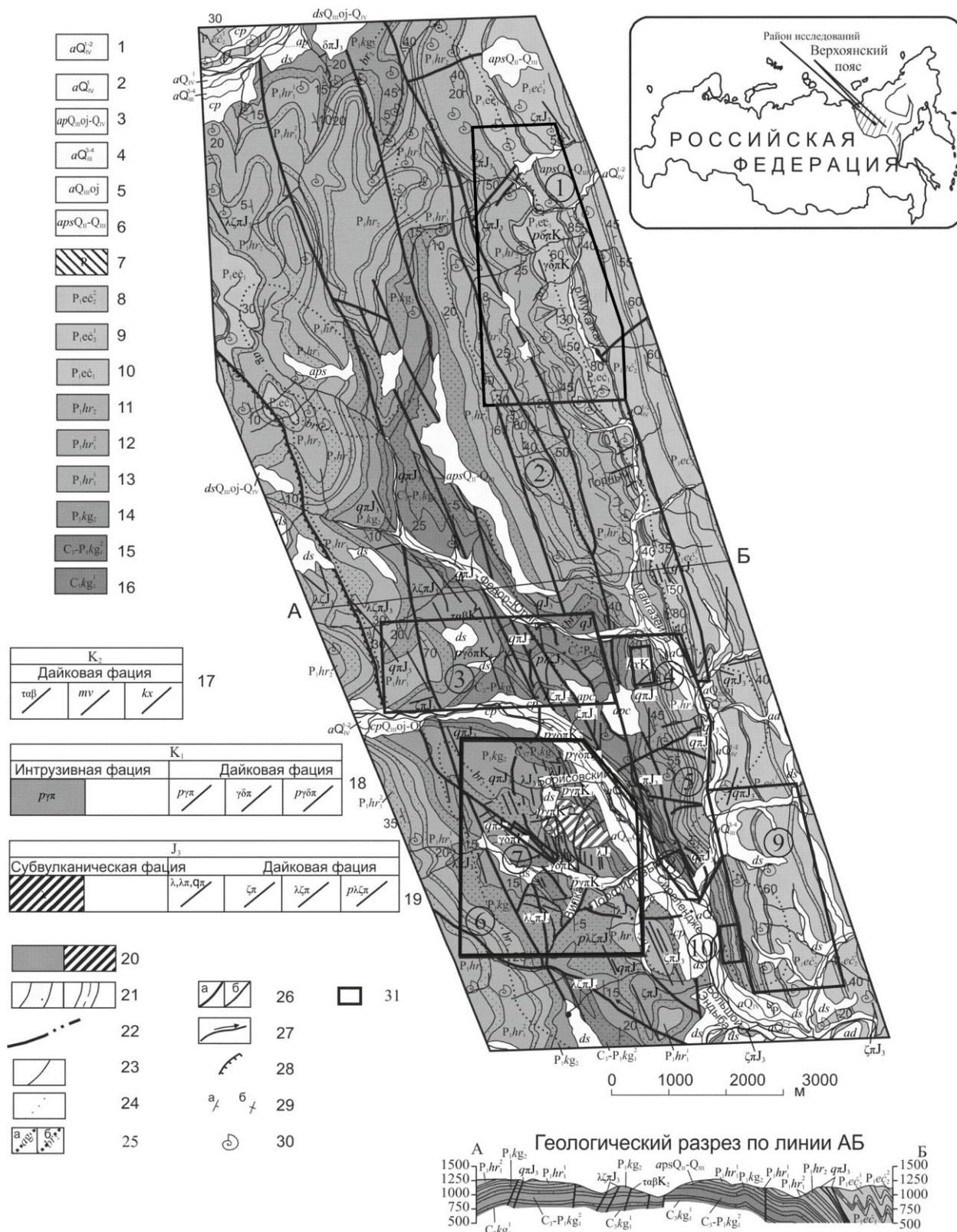


Рисунок 4.5.

Геологическая карта Мангазейского рудного поля. Составлена автором. 1 - аллювиальные отложения русел, низкой и высокой пойм, стариц и I надпойменной террасы. Галечники, валуны, пески, супеси; 2 - аллювиальные отложения I надпойменной террасы. Галечники, пески, супеси; 3 - аллювиально-пролювиальные отложения. Галечники, щебень, пески, алевриты. Делювиально-солифлюкционные (ds) отложения. Щебень, дресва, суглинки. Аллювиально-делювиальные (ad) отложения. Щебень, дресва с галькой и мелкими валунами, пески, алевриты, суглинки. Коллювиально-пролювиальные (cp) отложения. Глыбы, щебень, дресва, суглинки, супеси; 4 - аллювиальные отло-

жения II надпойменной террасы. Галечники, пески, алевриты; 5 - аллювиальные отложения комплекса высоких террас. Галечники, пески; 6 - аллювиально-пролювиальные, солифлюкционные отложения. Пески, алевриты с галькой и щебнем; 7 - палеогеновая система. Пестроцветные коры выветривания (?) каолинитового и монтмориллонит-гидрослюдистого состава; 8-10 – Эчийская свита: 8 – верхняя подсвита, вторая пачка. Разнозернистые алевролиты, алевритистые песчаники, редко аргиллиты в различных чередованиях. Отдельные пласты (4-6 м) песчаников. Общая мощность пачки - 230 м; 9 - верхняя подсвита, вторая пачка. Разнозернистые алевролиты. Отдельные пласты песчаников до 4 м. Линзы и прослои известняков и доломитов. В кровле песчаный пакет (30 м). Общая мощность - 290 м; 10 - нижняя подсвита. Разнозернистые черные алевролиты, аргиллиты с редкими прослоями (0,03-0,05 м) песчаников. В кровле маркирующий пакет (32 м) флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов. Общая мощность - 150-210 м; 11-13 –хорокытская свита: 11 - верхняя подсвита. В кровле песчаный пакет. (50 м). В подошве биотурбированные алевролиты и песчаные алевролиты (105 м); 12 – нижняя подсвита, вторая пачка. В кровле (60-65 м), песчаный пакет. В подошве разнозернистые алевролиты с пластами алевритистых песчаников. Глинистые конкреции (120 м); 13 – нижняя подсвита, первая пачка. В кровле (25 м) маркирующий песчаный пакет. Ниже чередование алевролитов и песчаников. Брахиоподовые банки (65 м); 14-16 – кыгылтаская свита: 14 - верхняя подсвита. В кровле (46 м) маркирующий песчаный пакет плотных среднекрупнозернистых и мелко-тонкозернистых серых и светло-серых песчаников. В подошве разнозернистые алевролиты с редкими прослоями песчаников (115 м); 15 – нижняя подсвита, вторая пачка. В кровле (60-65 м) маркирующий песчаный пакет. Ниже тонкое переслаивание песчаников и алевролитов с отдельными песчаными пакетами (до 20-23 м), общей мощностью - 190 м; 16 – нижняя подсвита, первая пачка. В кровле (40-45 м) пакет светло-серых средне-грубозернистых массивных песчаников с редкими прослоями алевролитов (0,2-1,0 м). Ниже алевролиты (30-40 м); 17 – поздне меловые дайки и жилы трахиандезитов ($\tau\alpha\beta$), долеритов (mv), керсантитов (kx); 18 – раннемеловые малые тела плагиогранит-порфиров ($p\gamma\pi$). Дайки и жилы плагиогранит-порфиров ($p\gamma\pi$), гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\lambda$), плагиогранодиорит-порфиров ($p\lambda\zeta\pi$); 19 - субвулканические тела риолитов (λ). Дайки и жилы риолитов (λ), риолитовых ($\lambda\lambda$) и кварцевых ($q\lambda$) порфиров дацитовых порфиров ($\zeta\pi$), риодацитовых порфиров ($\lambda\zeta\pi$), плагиориодацитовых порфиров ($p\lambda\zeta\pi$); 20 - плагиогранит-порфиры (а), кварцевые порфиры и их брекчиевая субфация, интрузивные, эксплозивные, полимиктовые брекчии, туфобрекчии, брекчии обрушения в составе Эндыбальской флюидно-эксплозивной структуры (ФЭС) (б); 21 - маркирующие пакеты существенно: а - песчаного состава; б - флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов; 22 - контуры погребенной части Эндыбальской ФЭС; 23 - геологические границы; 24 - фациальные границы; 25 - ореолы метасоматических изменений осадочных пород: а - аргиллизация; б - березитизация: стадии кислотного выщелачивания ($br1$), стадии субщелочного метасоматоза ($br2$); 26 - разрывные нарушения: главные (а), второстепенные, в том числе выявленные по результатам дешифрирования АФС (б); 27 - направление горизонтальных перемещений по разлому; 28 - надвиг; угол падения разрывного нарушения. Бергштрихи направлены в сторону падения; 29 - ориентировка плоскостных структурных элементов: залегание слоистости: а - наклонное, б – вертикальное; 30 - места находок ископаемых остатков беспозвоночных; 31 – контур участков проявлений и месторождений: 1 – Мухалкан; 2 – Мангазейское; 3 – Забытый; 4 – Стержневое; 5 – Восточный; 6 – Порфировый; 7 – Вертикальное; 8-Нижне-Эндыбальское; 9 – Мысовой; 10 – Безымянное.

Более поздние кварц-карбонатные минеральные ассоциации цементируют ранний кварц и несут уже золото-медное и более позднее серебро-полиметаллическое оруденение.

В строении Мангазейского рудного поля принимают участие позднепалеозойские терригенные породы, слагающие ядро и восточное, крутое крыло открытой, ассиметричной, стулообразной Эндыбальской антиклинали. Литолого-стратиграфическая характеристика осадочных пород, вмещающих оруденение приведена на рисунке 4.9.

Наблюдается литолого-структурный контроль серебряного и серебро-полиметаллического оруденения – приуроченность рудных зон к компетентным пакетам песчаников под экранами алевролитовых горизонтов (рисунок 4.9.). Выявлены две основные причины такого контроля. Решающим фактором стратификации серебряного оруденения является строение зоны Ньюектаминского разлома.

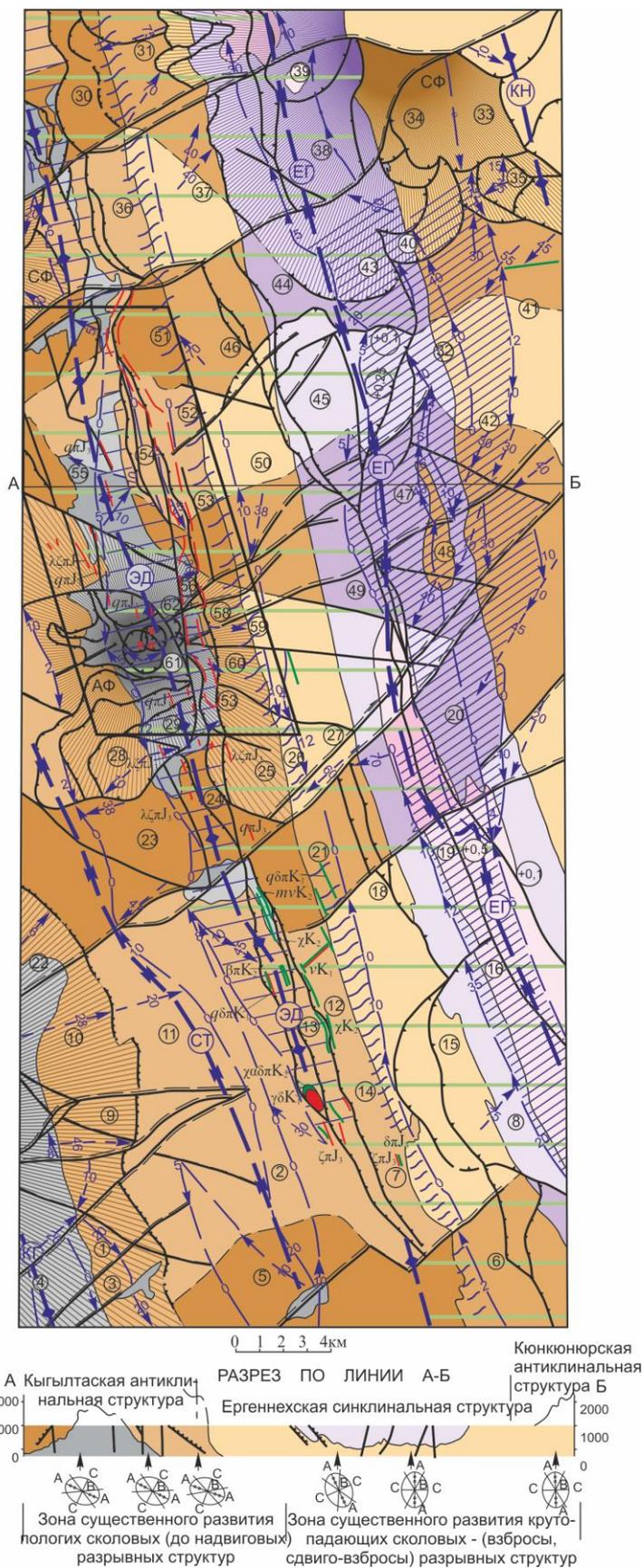


Рисунок 4.6.

Тектоническая схема района Мангазейского рудного поля. Составлена С.П. Лобановым (ОАО «Янгеология») и автором. Условные обозначения – см. в прил. 4.8.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ		УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД	РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ
						ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	ПОЗДНЕТРИАСОВЫЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ ВЗРАСТ ЭПОХА	УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ПОРОД	РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ
						<p>Дайки и жилы сиенит-порфиров (επ), трахиандезитбазальтов (τδβ), трахибазальтов (τδ), долеритов (m_д), трахидолеритов (m_{дт}), лампрофиров (λ), субшелочного и нормального рядов (k_к-керсантит, c_к-кампитонит, mn_к-мюнчикит, s_к-спессартит), базальтовых порфиров (δπ)</p>	<p>Границы породных ассоциаций</p> <p>Конические АФ-антиформные; СФ-синформные складчатые структуры 3-4 порядков</p> <p>Шарнирная зона Эндыбальской антиклинали</p> <p>Область развития цилиндрических; флексуорообразных приразломных складок одной из шовных зон Ньюектаминского разлома</p> <p>Область развития продольных флексуорообразных, часто опрокинутых складок одной из шовных зон Ньюектаминского разлома</p>	<p>Продольные-субмеридиональные разрывные нарушения Ньюектаминской системы глубинного разлома:</p> <p>Сдвиги</p> <p>Сбросы и взбросы</p> <p>Взбросо-сдвиги</p> <p>Сбросо-сдвиги</p> <p>Ньюектаминская система надвигов</p> <p>Элементы флюидно-эксплозивной структуры:</p> <p>Кольцевые депрессионные морфоструктуры центрального типа</p> <p>Зона фронтальных надвигов</p>	
						<p>Малые тела гранодиоритов (γδ), гранодиорит-порфиров (γδπ), плагиигранит-порфиров (γππ), кварцевых диоритовых порфиров (qδπ). Дайки и жилы плагиигранит-порфиров (γππ), гранодиорит-порфиров (γδπ), тоналит-порфиров (γδπ), кварцевых диоритовых (qδπ) и диоритовых (δπ) порфиров.</p>			
						<p>Субвулканические тела кварцевых (qπ), порфиров. Дайки и жилы кварцевых (qπ), риодацитовых (δππ), дацитовых (δπ) порфиров; плагиириодацитовых (pδπ) порфиров; андезитовых (απ), андезитбазальтовых (αβπ), кварцевых диоритовых (qδπ) и диоритовых (δπ) порфиров, лампрофиров (λ) нормального ряда (k_к) - керсантит, (s_к) - спессартит</p>			
						<p>Ассоциации терригенных пород верхоянского комплекса</p> <p>Средне-верхнетриасовые отложения олигомиктово-полимиктовой песчаной ассоциации</p> <p>Нижнетриасовые отложения вулканотерригенной полимиктовой породной ассоциации</p> <p>Пермские отложения полимиктово-олигомиктовой алевритопесчаной породной ассоциации</p> <p>Нижнепермские отложения полимиктово-олигомиктовой песчано-алевритовой породной ассоциации</p> <p>Верхнекаменноугольно-нижнепермские отложения субаркозово-олигомиктовой алевритопесчаной породной ассоциации</p> <p>Темным тоном и пунктирной линией выделены области распространения флексуорообразных, поперечных, диагональных (эшелонированных) складок изгиба</p>			<p>Разрывные нарушения</p> <p>Зоны повышенной проникающей протяженной трещиноватости Северо-Тиректахской системы глубинного разлома северо-восточного простирания</p> <p>Разрывные нарушения, зоны повышенной протяженной трещиноватости собольской системы глубинного разлома северо-западного простирания</p>

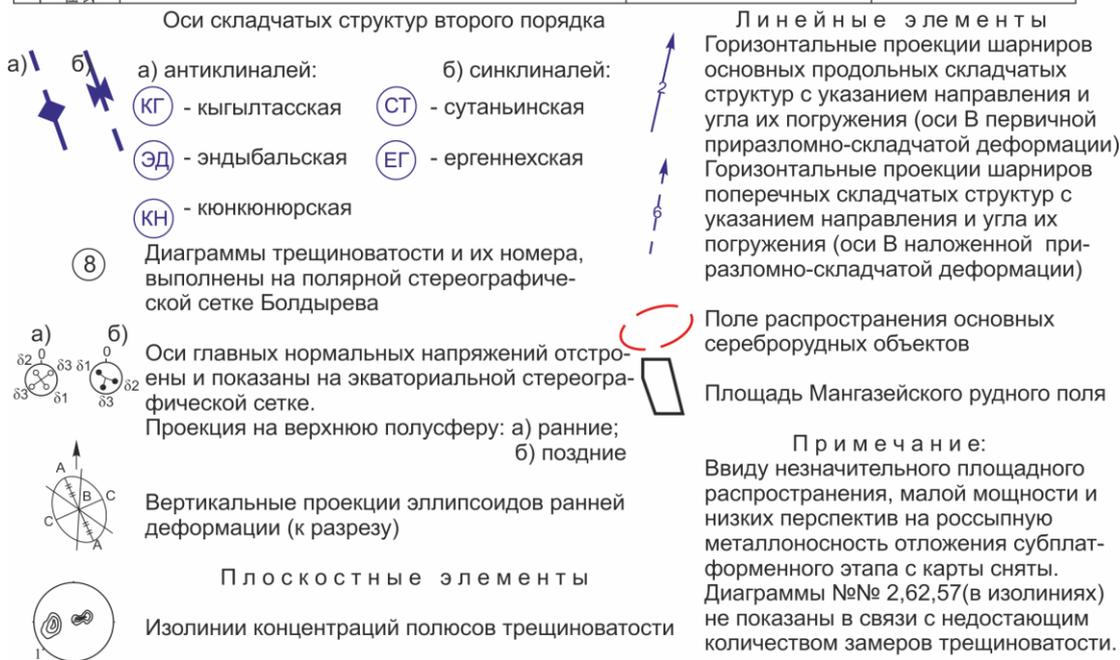


Рисунок 4.7.

Условные обозначения к рис. 4.7. Составлены С.П. Лобановым (ОАО «Янгеология») и автором. Цифры в кружках – номера блоков по которым обобщались массовые замеры трещиноватости

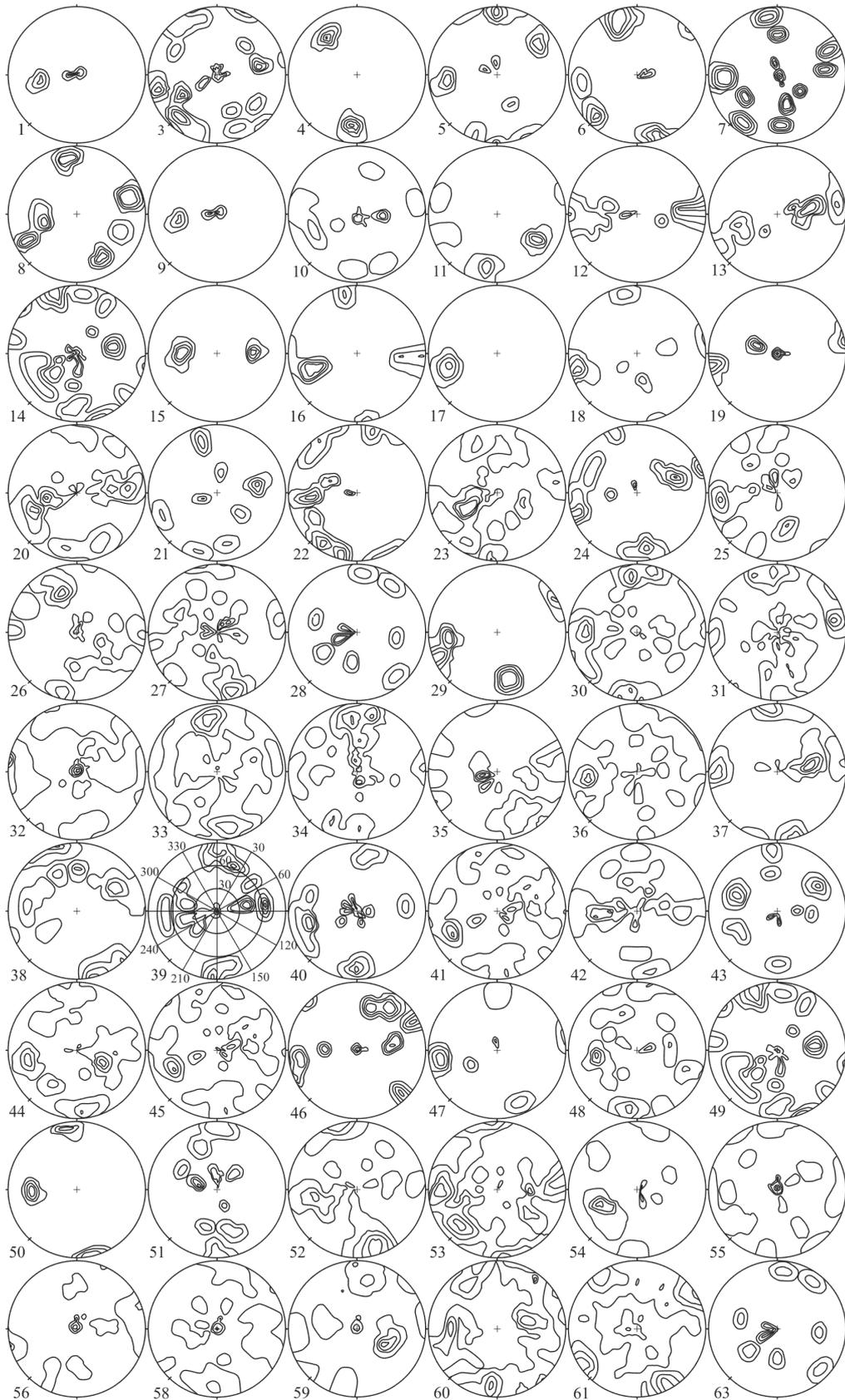


Рисунок 4.8.

Изолинии концентраций полюсов трещиноватости по замерам в обнажениях и горных выработках (канавках). Цифры соответствуют обозначенным на рис. 4.6. Составлено С.П. Лобановым ОАО «Янгеология».

Стратиграфическая колонка Мангазейского рудного поля и положение рудных зон и рудных тел. Составлена автором. 1-3- песчаники: 1- крупнозернистые; 2- средне-мелкозернистые; 3- алевритистые; 4-6 - алевролиты: 4- крупнозернистые; 5- мелкозернистые; 6- аргиллиты; 7-8-переслаивание песчаников и алевролитов: 7- песчаные алевролиты; 8- флишоидное переслаивание песчаников и алевролитов, редко с участием аргиллитов; 9-19- литологические особенности разреза: 9- пласты (0,1-5,0 м) и линзы песчаных известняков; 10- линзы доломитов; 11- линзы и желваки мергелистых алевролитов, мергелей; 12- линзы конгломератов; 13- линзирующиеся пласты (0,01-1,0 м) и линзы гравелитов; 14- прослои (0,01-1,0 м), линзы истяжения антракосолитов бурых углей; 15- брахиоподовые и пелициподовые банки; 16-19- конкреции: 16- известняково-песчаные; 17- кремнисто-глинистые; 18- марказитовые; 19- вкрапленники и кристаллы аутигенного пирита; 20-21- гиероглифы: 20- Rhyzocorallium; 21- Tuonugus; 22-39- текстурные особенности разреза: 22- следы обезвоживания (столбчатая отдельность); 23- горизонтальная слоистость; 24- штриховая горизонтальная слоистость; 25- косая слоистость; 26- штриховая косая слоистость; 27- прямая градационная слоистость; 28- текстура cone-in-cone; 29- обратная градационная слоистость; 30- конволютная слоистость; 31- волновые знаки; 32- плавающая галька; 33- текстуры вдавливания осадка в нижележащий ил; 34- линзовидно-слоистые микробрекчиевые текстуры; 35- оползневые текстуры, микрооползневые деформации; 36- текстуры биотурбации (комковатые, пятнистые фьяммевидные); 37- эрозионные границы пластов; 38- беспорядочное распределения интракластов в разрезе.

Генетические типы отложений: автокинетические потоки (гравититы): ДП - дебризивные (обломочные); РП - разжиженные; ЗП - зерновые; турбидные потоки: а) ПП - проксимальные; б) МТ - медиальные; в) ДТ - дистальные; потоки авандельтовые: ОР - потоки основного русла авандельты; БР - русловые отложения боковых протоков; ДА - отложения дистальных частей авандельты; ДФ - донно-флювиальные отложения (отложения донных течений); НФ - нефелоидиты (отложения взвеси "хвостов" автокинетических потоков); ФО - фоновые илы (аргиллиты, карбонатные осадки-выпадение взвеси частица за частицей); ОБ - оползневые и обвальные брекчии; ВО - волновые отложения (бары, косы и другие аккумулятивные тела); ОТ - отложения склоновых террас; КО - конденсированное осадконакопление; зоны осадконакопления (условия седиментации): мегафация шельфа; мезофации сублиторали; ПБ - зона прибрежно-лагунной седиментации; АЛ - аллювиально-дельтовые отложения; ПМ - зона подвижного мелководья мезофации авандельты; КВА - конус выноса авандельты; ПД - отложения продельты; ВНШ - мезофация внешнего шельфа; БШ - отложения бровки шельфа.

39-42- типы циклитов: 39- прогрессивный; 40-регрессивный; 41- прогрессивно-регрессивный; 42- регрессивно-прогрессивный.

Мегафация континентального склона: ВКС - мезофация верхней части склона; ВФ - мезофация верхней части конуса выноса (верхний фан); СФ - мезофация средней части конуса выноса (средний фан); НФ - мезофация нижней части конуса выноса (нижний фан); СПФ - мезофация "дочерних" конусов выноса и боковых протоков (супрафан); АР - мегафация выровненного дна бассейна (псевдоабиссальной равнины). Петрофизические свойства: средняя плотность (σ ср; г/см³); средняя магнитная восприимчивость (С ср; n-10-5 си): n=25 - число проб.

43-47- палеонтологическая характеристика: 43- аммоноидеи; 44- двустворки; 45- филлоподы; 46- наутилоидеи; 47- брахиоподы.

Две шовные зоны разлома, осложняющие соответственно ядро и восточное крыло Эндыбальской антиклинали, занимают секущее (под 5-15°) положение по отношению к простиранию пород. Между ними развиты серии послонных срывов, которые вместе с шовными зонами образуют сдвиговой дуплекс, а также контролируют и вмещают рудные тела.

Другим фактором, оказавшим значительное влияние на локализацию оруденения, в целом, и стратификацию сереборудных и серебро-полиметаллических зон, в частности, было концентрирование рудных элементов в осадочных породах в позднепалеозойский период осадконакопления. В это время не были сформированы рудные постройки, подобные таковым колчеданных месторождений, однако прошел необходимый этап предрудной подготовки вмещающих толщ. Об этом свидетельствуют региональная сингенетичная пиритизация и наличие горизонтов, обогащенных осадочным аналогом монацита – куларитом. В пиритах из неизменных осадочных пород (Некрасов, Костин, 2005) концентрации серебра сопоставимы с таковыми в пиритах стратиформных месторождений Южного Верхоянья (Костин, Тыллар, 1993). В куларитах Западного Верхоянья установлены аномальные концентрации серебра – до 100 г/т (Некра-

сова, Некрасов, 1983). В периоды активизации тектонического режима, когда накапливались грубообломочные отложения автокинетических потоков (пакеты и пласты песчаников), происходило максимальное обогащение пород рудными элементами. Так, по представительным выборкам из неизмененных пород за пределами рудного поля (от 45 до 220 проб из каждой литологической пачки) средние содержания в песчаниках Ag, Pb, Zn, Cu, Sb, Co, Ni, Mo и др. в 3-30 раз превышают кларковые в типовых породах (Turekian, and Wedepohl, 1961; Виноградов, 1962), тогда как в алевролитовых пакетах концентрации сопоставимы с кларковыми.

Величины дисперсии содержаний (стандартный множитель – от 1,2 до 4,0) свидетельствуют о контрастном распределении рудных элементов по разрезу внутри каждой литологической пачки. На диаграммах Н.М. Страхова (1960) отчетливо выделяется стратиграфический интервал (средний карбон – нижняя пермь), обогащенный рудными элементами (рисунок 4.10.). Именно в этом интервале локализованы стратифицированные тела Мангазейского рудного поля.

Структурный контроль оруденения выражен также в приуроченности рудного поля к зоне погружения шарнира Эндыбальской антиклинали в северном направлении. В этом смысле, структурная позиция Мангазейского рудного поля подобна таковой Кимпиче-Берелехского. Морфология рудных зон Мангазейского рудного поля отличается большим разнообразием и исключительной изменчивостью по простиранию и падению.

Это связано с полиформационным характером оруденения, обуславливающим сочетания и взаимные переходы различных морфологических типов рудовмещающих зон. Рудные тела отличаются еще большим (впрочем, несколько искусственным) разнообразием, вследствие выделения их по результатам опробования, а не в геологических границах. В отдельных рудных телах наблюдается совмещение орудения раннего и позднего рудных этапов и фиксируются рудные парагенезы различных рудных формаций – рисунок 4.11.

Как правило, в рудных телах наблюдается совмещение, даже на уровне отдельных сечений минеральных типов и ассоциаций, характерных для олово-серебро-полиметаллической и серебро-полиметаллической (рис. 4.11.), реже серебро-сурьмяной формаций, поэтому для Мангазейского рудного поля, в целом, они выделены в качестве субформаций единой серебро-полиметаллической формации (рисунок 4.12.).

Более распространено в рудах телескопирование минеральных парагенезов (ассоциаций) двух основных минеральных типов – серебро-сульфосольного и сульфосольно-галенит-сфалеритового, которыми сложены руды большинства тел-лидеров рудного поля (рисунок 4.12.).

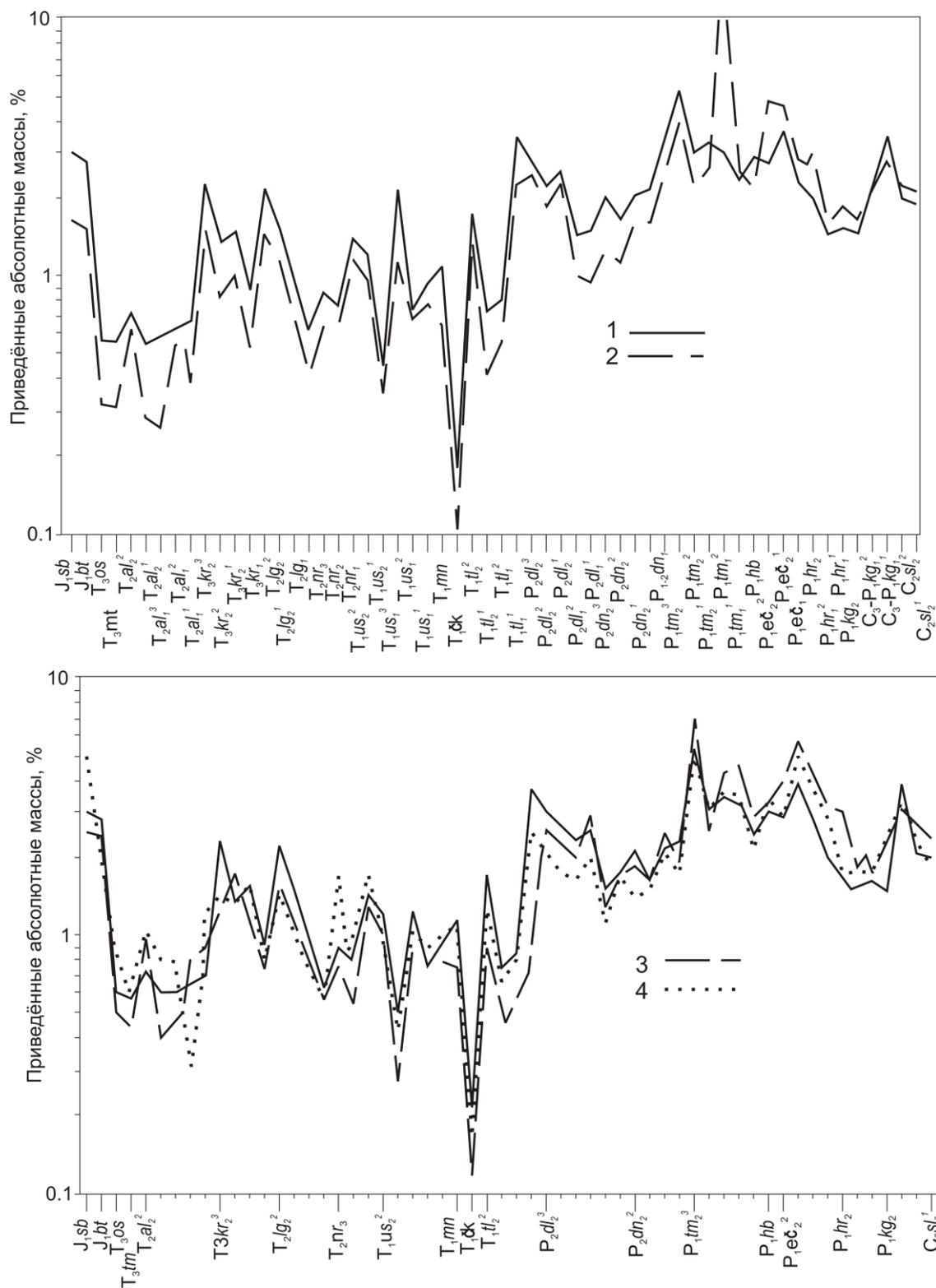


Рисунок 4.10.

Распределение приведенных абсолютных масс химических элементов в каменноугольных и раннепермских осадочных породах, выполняющих Эндыбальскую и Кыгылтасскую антиклинали. Составлен автором. 1 – приведенные мощности стратиграфических подразделений; 2-4 – приведенные абсолютные массы: 2 – серебра; 3 – свинца; 4 – цинка. Для приведенных масс использована логарифмическая шкала. Количество анализов – 1182.

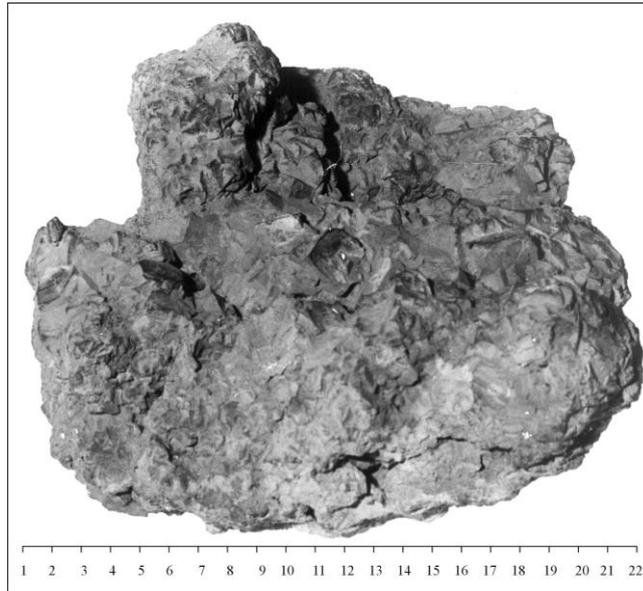


Рисунок 4.11.

Друза галенита (галенит-сфалеритовый минеральный тип) из раздува рудной жилы (мощностью 0,4 м) Мухалканская Западная (участок Мухалкан), вмещающая минералы (вкрапленность и тонкие прожилки в галените) серебро-сульфосольного минерального типа. Траншея, пройденная Ванюшиным С.С. в 1932 г. Номер неизвестен. Фото автора. Обр. к шт. пр. 4314/1. Ag - 3058,1 г/т; Pb - 79,07%; Zn - 5-48%. Фото автора.

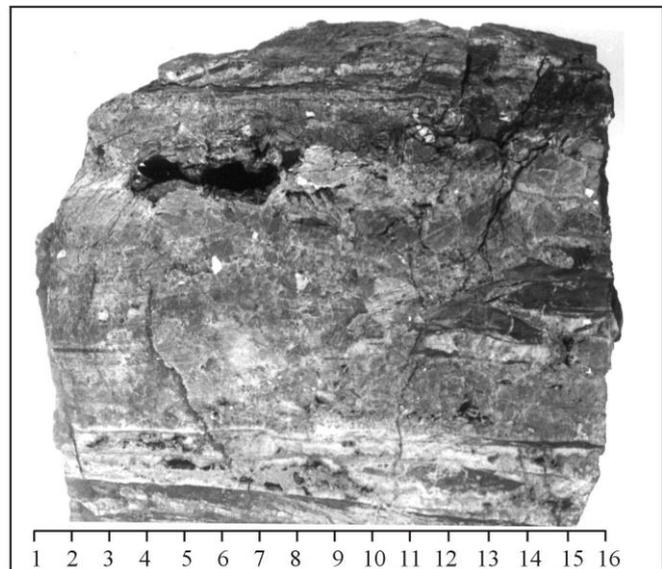


Рисунок 4.12.

А

Б

взаимоотношения полосчатых руд пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фрейсбергит-галенитовой с серебром (1), тонковкрапленных руд арсенопирит-булажерит-овихиитовой (2) и прожилково-вкрапленных руд диафорит-овихиитовой (3) минеральных ассоциаций серебро-сульфосольного минерального типа, в сидерит-кварцевой жиле. Мангазейское «месторождение» одноименного участка. Зона Васильевская. Южный фланг, канава 445. Фото автора. Обр. к бороздовой пр.ж 445016. Ag - 12500,0 г/т; Б - Взаимоотношения полосчатых руд (светло-серые - в верхней и нижней частях образца) пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фрейсбергит-галенитовой с серебром и вкрапленных руд (центральная часть образца) диафорит-овихиитовой минеральных ассоциаций серебро-

сульфосольного минерального типа в сидерит-кварцевой жиле. Мангазейское «месторождение» одноименного участка. Зона Михайловская. Южный фланг. Траншея 444. Обр. к бороздовой пр. 444021. Ag - 14000,0 г/т. Фото автора.

В ассоциациях серебро-сульфосольного и сульфосольно-галенит-сфалеритового минеральных типов основными носителями серебра являются пираргирит, дифорит и овихиит. Необычным в рудах практически всех рудных тел является то, что галенит не содержит серебра в качестве изоморфной примеси.

Ранние генерации галенита являются при ближайшем рассмотрении продуктами распада диафорита, либо, вероятно, продуктами распада высокосеребристого галенита на пираргирит и практически стерильный в отношении серебра галенит. Массивный галенит третьей стадии позднего этапа рудообразования также не сереброносен, но часто выступает виде цемента своеобразных брекчий, обломки в которых сложены массивными агрегатами серебряных сульфосолей. Значительные примеси изоморфного серебра установлены в сфалерите и пирите, что также не характерно для других серебрянорудных месторождений. Распространено в рудах телескопирование минеральных парагенезов (ассоциаций) двух основных минеральных типов – серебро-сульфосольного и сульфосольно-галенит-сфалеритового, которыми сложены руды большинства тел-лидеров рудного поля.

Гипогенное самородное серебро развивается в виде таблитчатых или проволоковидных агрегатах, а также в виде тонких прожилков и кайм в ассоциации с серебряными сульфосолями серебро-сульфосольного минерального типа. В отличие от руд месторождения Кимпиче в рудных телах Мангазейского рудного поля оно является второстепенным рудным минералом. Распространение минеральных парагенезов (ассоциаций), превалирующих в различных рудных зонах и телах Мангазейского рудного поля приведено в таблице 4.6. Всего в рудных телах в пределах рудного поля установлено около 70 рудных минералов и более 30 жильных минералов.

Ниже рассмотрены физико-химические условия рудообразования на гидротермально-метасоматическом (рудном) этапе формирования месторождений рудного поля. Особенности этапа предрудной подготовки обсуждались выше. Относительно физико-химических параметров пострудного гипергенного этапа мы можем сказать лишь то, что температура образования гипергенного самородного серебра месторождений Васильевское и Стержневое, где оно фиксируется в ассоциации со штрмейеритом (Шошин и др., 1995ф), вероятно была ниже 90°C. Некоторые характеристики рудообразующего флюида месторождений Мангазейского рудного поля приведены в таблицах 4.7.-4.10. В составе газовой фазы флюидных включений в кварце (таблицы 4.8 - 4.10.) установлены H₂O, NaCl, KCl, CaCl₂, CO₂, N₂, CH₄. Такой состав вообще характерен для рудообразующего флюида золотых и серебряных месторождений в терригенных поро-

дах (Ермолаев и др., 1994; Гамянин и др., 1998) и свидетельствует о его восстановительном характере.

Таблица 4.6.

Распространение минеральных парагенезов в месторождениях и рудопроявлениях Мангазейского рудного поля. Составлена автором.

Месторождение, рудопроявление	Минеральные ассоциации
1	2
Мангазейское, зона Кузьминская	- арсенопирит-пирит-куларит-марказитовая - фрейбергит-сфалерит-галенитовая - серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая - сфалерит-диафорит-овихиитовая -алларгентум-анимикит-фрейбергит-джемсонит-галенит-сфалерит-антимонитовая
Мангазейское, зона Васильевская	- арсенопирит-пирит-куларит-марказитовая - арсенопирит-буланжерит-овихиитовая -сфалерит-диафорит-овихиитовая -серебро-пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фрейбергит-галенитовая - акантитовая-сфалерит-галенитовая - блеклорудно-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая
Мангазейское, зона Михайловская	- арсенопирит-пирит-куларит-марказитовая -серебро-пирит-арсенопирит-пираргирит-диафорит-фрейбергит-галенитовая - акантитовая-сфалерит-галенитовая - сфалерит-диафорит-овихиитовая - блеклорудно-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая
Мангазейское, зона Семеновская	- фрейбергит-сфалерит-галенитовая - тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая
Мангазейское, зона Граничная	- фрейбергит-сфалерит-галенитовая - акантит-сфалерит-галенитовая
Нижне-Эндыбальское	- золото-арсенопиритовая - блеклорудно-галенит-марматит-пиритовая - тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая - пираргирит-галенит-марматит-тетраэдритовая
Стержневое	- пираргирит-галенит-марматит-тетраэдритовая - акантит-сфалерит-галенитовая - медь-серебро-малахит-азуритовая
Безымянное, рудные тела 6-9	- сфалерит-диафорит-овихиитовая - овихиит-буланжерит-галенитовая - серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая
Мысовое	- серебро-пирит-арсенопирит-диафорит-фрейбергит-галенитовая

Продолжение таблицы 4.6.

1	2
участок Порфировый, Борисовское, Шток, Трубка	<ul style="list-style-type: none"> - вольфрамит-арсенопирит-молибденитовая - золото-арсенопиритовая - касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая - касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая - блеклорудно-галенит-марматит-пиритовая - фрейбергит-сфалерит-галенитовая
участок Порфировый, Вертикальное	<ul style="list-style-type: none"> - арсенопирит-пирит-халькопиритовая - тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая - пирит-арсенопирит-буланжерит-овихиитовая - фрейбергит-сфалерит-галенитовая
участок Порфировый, Привет	<ul style="list-style-type: none"> - арсенопирит-пирит-халькопиритовая - сульфотеллуридно-густавит-висмутин-арсенопирит-пирит-халькопиритовая - касситерит-халькопирит-станнин-пирит-арсенопиритовая - блеклорудно-галенит-марматит-пиритовая - сфалерит-диафорит-овихиитовая - серебро-пираргирит-фрейбергит-галенитовая - джемсонит-арсенопирит-галенит-сфалерит-антимонитовая - блеклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая
участок Порфировый, Жильное	<ul style="list-style-type: none"> - фрейбергит-сфалерит-галенитовая - джемсонит-антимонитовая - блеклорудно-халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовая - малахит-азурит-англезит-церусситовая
Мухалканское	<ul style="list-style-type: none"> - фрейбергит-сфалерит-галенитовая - акантит-сфалерит-галенитовая - блеклорудно-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая
Бурное	<ul style="list-style-type: none"> - тетраэдрит-пираргирит-полибазит-галенит-сфалеритовая - акантит-сфалерит-галенитовая - блеклорудно-пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовая
Забытое	<ul style="list-style-type: none"> - серебро-пирит-арсенопирит-диафорит-фрейбергит-галенитовая - фрейбергит-сфалерит-галенитовая

Состав газовой фазы индивидуальных флюидных включений в кварцах месторождения Безымянное (по А.С. Борисенко, 1994ф).

№№ п/п	Номер пробы	Минерал	Состав газовой фазы. объемн. %		
			CO ₂	N ₂	CH ₄
1	2	3	4	5	6
1	Б-3-3	кварц I	83,1	16,5	0,4
2	-«-	-«-	58,9	38,3	2,8
3	-«-	-«-	83,8	16,2	сл.
4	2115/460	кварц II	81,0	18,2	0,8
5	-«-	-«-	96,2	2,33	1,67
6	127011П/1	кварц II?	94,1	4,5	4,4
7	-«-	-«-	95,2	2,2	0,6
8	Б-2	кварц III	91,0	8,2	0,8
9	4312/1	кварц IV	95,2	4,2	0,6
10	-«-	-«-	82,8	15,3	1,9

Примечание: Анализы выполнены на лазерном спектрографе Ramanog -U-1000, аналитики А.А. Боровиков, В.В. Бабич.

Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов рудных жил серебряных месторождений Верхоянья (по А.С. Борисенко, 1994ф).

№ № п/п	Номер пробы	Месторож- дение, руд- опроявление	Минерал	C ¹³ (в %, PDB)	O ¹⁸ (в % SMOW)	Температура образования (в °С)	Значения O ¹⁸ для минералообразу- ющего раствора (в %, smow)
1	125- 233	Прогноз	сидерит	-9,09	17,19	150	+2,2
2	19-97	-«-	-«-	-8,25	17,35	150	+2,4
3	к-538- 13	-«-	-«-	-8,99	17,91	150	+2,9
4	116/8	-«-	кальцит	-5,52	2,18	50	-21,2
5	4312/1 1	Безымянное	сидерит	-8,45	17,87	150	+2,9
6	4305/6	Н. Эндыбал	кальцит	-6,36	16,85	100	-0,9

Примечание: анализы выполнены в лаборатории изотопных методов исследований ОИГГиМ СО РАН аналитик М.Н. Чернова.

По аналогии с золотыми и серебряными объектами Средней Азии и Северо-Востока России (Ермолаев и др., 1994) можно предположить наличие во флюиде N₂ и SO₄²⁻. Можно также предположить, что перенос серебра в растворе по аналогии с золотом (Некрасов, 1990; Колонин

и др., 1994) происходит в виде хлоридных, сероводородных и гидроксильных комплексов: AgCl° AgCl_2^- ; AgHS и AgOH . Изотопные составы серы, углерода и кислорода карбонатов свидетельствует о смешанном их источнике, включающем как материал глубоких мантийных очагов, так и коровых кристаллических и осадочных пород. В целом, серебряные месторождения Верхоянья (таблица 4.9.) отличаются повышенными значениями S^{13} и O^{18} по сравнению со свинцово-цинк-серебряными объектами, залегающими в карбонатных комплексах (Chil-Sup So, Seong Taek Yun, 1992; Chil-Sup So et al., 1993).

Таблица 4.9.

Изотопный состав серы серебро-свинцовых месторождений Верхоянья (по А.С. Борисенко, 1994ф).

№№ п/п	Номер пробы *)	Месторождение Рудопроявление	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$
1	2	3	4	5
1	4312/10	Безымянное	овихиит	0,8
2	4312/8	-«-	пираргирит	0,7
3	4312/10-Д	-«-	диафорит	-0,8
4	МК-1	Мухалканское	галенит	-0,2
5	5201	Мысовое	галенит	-0,6
6	К-590-1	Прогноз	диафорит	0,5
7	АТ-1	Мысовое(кварц-антимонитовые жилы)	антимонит	0,2
8	4302	Порфировое (кварц-арсенопиритовые жилы)	арсенопирит	0,9
9	4305/6А	Нижне-Эндыбальское	пирит (диагенетический из осадочных толщ)	0,3
10		Диагенетический пирит из осадочных триасовых отложений Верхоянья		-4,9-+3,9 (ср=0)
		Сульфиды золото-сурьмяных месторождений верхнеиндигирского р-на		
11		-«-	пирит	-0,3:-4,7(-2,9)
12		-«-	арсенопирит	-1,5:-4,1(-2,7)
13		-«-	бертьерит	-0,2:-6,1(3,0)
14		-«-	антимонит	-1,7:-6,9(-4,0)
		Сульфиды оловородных месторождений Якутии (Иванов, 1991)		
15		-«-	арсенопирит	-5,5:+1,6(-1,4)
16		-«-	станнин	-3,7
17		-«-	пирротин	-8,4:-3,5(5,5)
18		-«-	пирит	+0,9

Примечание: анализы выполнены в лаборатории изотопных методов исследований ОИГиМ СО РАН, аналитик А.П. Перцева.

Сравнение концентрации NaCl во флюидных включениях в кварцах месторождения Безымянное показывает, что они близки к таковым прочим серебро-полиметаллических объектов Тихоокеанского пояса. Рассчитанное для таких объектов по соотношению $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ литостатическое давление составляет 45-125 бар (Chil-Sup, Seong Taek Yun, 1992), что дает глубину рудоотложения 450-1500 м, а рассчитанные по гидростатическому давлению глубины рудообразования колеблются от 150 до 500 м.

Результаты термобарогеохимического изучения флюидных включений в кварцах месторождений Мангазейского рудного поля (по А.С. Борисенко, 1994ф).

	№№ п/п	Номер пробы	Минерал	Тип включений	Темпера- тура	Результаты криометрического анализа						
						гомогене- зации	t° эвт	t° льда	t° соли	Преобладающие соли	Концентрации в мас. %	
Б	1	Б-33	кварц-I	первичн.	220-200	-50-57	-25-30	+9-11	NaCl, KCl, CaCl ₂	NaCl	KCl	конц.
					200-180	-50-55	-14	-6--8		19	-	29
					220-177	-28	-11-13	-24-26	-//-	9	14	17,3-19,8
					220-180	-25	-9-11	-	NaCl, KCl	15,5-13,5	3,8-4,3	14-16,5
					-	-	-	-	NaCl, CO ₂	-	-	-
Б	2	2115/460	кварц-I	первичн.	215-150	-50	-26-28	-20-15	NaCl, CaCl ₂	-	-	20-25
Б	3		кварц-II	первичн.	170-130	-52-54	-13-11	-	-//-	12,3	4,0	19,5-16,5
С	4		кварц-II?	первичн.	185-175	-	-6-8	-	KCl	-	-	9-12
				вторичн.	-	-23-26	-13	-4+2	-//-	17,5-15,5	14-8	23,5-21,5
Б	5		кварц-III	вторичн.	185	-24-25	-12	-	NaCl, KCl	-	-	17,5
Б	6		кварц-IV	первичн.	180-140	-50	-22-13	-3+2	NaCl, KCl, CaCl ₂	19,5-8	8-13	27,5-21

Б – Безымянное месторождение; С- Стержневое месторождение

Халькопирит-сфалеритовые и золото-висмут-теллуридные ассоциации медно-порфириновых и золото-редкометалльных руд, судя по содержанию пирротинового минала в сфалерите, формировались при температурах 250-400°C (Scott, 1971; 1973) и давлении флюидной фазы, достигавшем 3-5 кбар.

Поздние ассоциации серебро-сульфосольного и сульфосольно-галенит-сфалеритового минеральных типов, вероятно, были образованы при 150-300°C (Некрасов и др., 1978; Некрасов, Конюшок, 1985; Некрасов, Лунин, 1987, Гамянин, 1991), фугитивности серы -10^{-15} - -10^{-12} атм. и pH растворов равной 4-6 (Anderson, 1973).

Экспериментальные данные И.Я. Некрасова, В.Ю. Чевычелова и Н.В. Троневой (1978) говорят об образовании алларгентума и анимикита при температуре порядка 150-250°C, а завершился процесс формирования серебряного оруденения образованием химически чистого самородного серебра в парагенезисе со стефанитом, верхний предел устойчивости которого равен 197°C (Некрасов. Лунин, 1987).

Гипергенный этап, по времени оторван от рудного и возможно пришелся на палеогеновое время, когда были соответствующие климатические условия, которые позволили сформироваться корам выветривания на огромной территории от р. Лена до Чукотки. Наиболее ярко он проявлен в рудных жилах «месторождения» Стержневое, где в результате разложения сидерита и серебросодержащей блеклой руды сформировались гетит-гидрогетит-лимонитовые тела с азурином, малахитом и вторичным самородным серебром. В результате образовался природный рудный концентрат со средним содержанием серебра – 9,5 кг/т. Относительно физико-химических параметров пострудного гипергенного этапа мы можем сказать лишь то, что температура образования гипергенного самородного серебра месторождений Васильевское и Стержневое, где оно фиксируется в ассоциации со штромейеритом (Шошин и др., 1995ф), вероятно была ниже 90°C.

В раннекайнозойское время происходили активные блочные движения с одновременным «всплыванием» Эндыбальского субвулкана (рисунки 4.6.-4.8). Компенсировалось всплывание погружением соседних тектонических микроблоков (рисунки 4.6.-4.8.). В результате сформировалась инверсионная зональность оруденения, когда отдельные объекты наиболее «удаленной» формации (Безымянное) оказались гипсометрически ниже объекта «базовой» олово-серебро-полиметаллической формации (Борисовское), а последнее в свою очередь находится гипсометрически ниже всех серебро-полиметаллических объектов центральной части и флангов рудного поля. Все закончилось формированием пенеплена в конце раннего кайнозоя и только тогда рудное поле приняло современный облик.

На примере Мангазейского рудного поля можно сформулировать следующие общие выводы:

- для обоснования полихронности объекта недостаточно ссылок на внутрирудные брекчии. Последние могут свидетельствовать и об очень кратком разрыве между этапами рудообразования. Необходимы свидетельства значительного временного разрыва между этапами. Другими словами этапы должны быть настолько разными генетически и соответственно физико-химически, чтобы полихронность становилась очевидной для исследователя;

- полигенность месторождения может быть обоснована в случаях либо пространственного совмещения и (или) телескопирования руд различных геолого-генетических типов, либо наложения друг на друга генетически различных процессов в пределах месторождения.

Общие закономерности формирования серебрярудных и серебро-полиметаллических объектов Западно-Верхоянской провинции приведены в таблице 4.11. Обобщенные закономерности формирования благороднометалльных объектов ВКСО приведены в таблице 4.12. Модельные признаки разноранговых металлогенических единиц (рудный узел – рудное поле – месторождение), которые были рассмотрены в главах 3-4 обобщены в таблице 4.13.

Анализ геолого-структурной позиции и процесса рудообразования благороднометалльных объектов Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской серебрярудных провинций позволяет сделать вывод о полихронности и полигенности оруденения крупных месторождений, отражен в защищаемом положении. Определение модельной структурной позиции объектов, охарактеризованных в данном разделе работы, позволили выявить основные пликативные и дизъюнктивные особенности локализации благороднометалльного оруденения, также обобщенные в защищаемом тезисе.

Основные крупные благороднометалльные месторождения ВКСО являются полигенными и полихронными, что определяется участием в их формировании конседиментационных и коллизионных процессов. Поступление золота в бассейн осадконакопления осуществлялось по конседиментационным разломам, что обусловило литолого-фациальный контроль благороднометалльных объектов. В коллизионный этап крупные разломы обусловили закономерности размещения благороднометалльного оруденения: продольные к простиранию складчатых структур определяли положение минерагенических провинций и районов; поперечные (радиальные) и диагональные, контролирующие интрузивный магматизм и регионально-метаморфическую зональность, - определяли позицию рудных узлов и полей внутри провинций.

Условия формирования разномасштабных месторождений и рудопроявлений серебра в пределах Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции

Этапы серебряного рудообразования	Основные рудоконтролирующие Геологические образования и процессы	Масштабы объектов		
		Месторождения		Рудопроявления и зоны с бедным оруденением
		Крупные	Средние и мелкие	
1	2	3	4	5
Конседиментационный (предрудной подготовки)	Дискретные стратоуровни в возрастном интервале С ₂ -Т ₂ авандельтовых контрастных терригенных отложений (песчаники, алевролиты), преимущественно проксимальные и медиальные турбидиты континентального склона. Конседиментационные сбросы и взбросы, сопровождаемые гравитационным меланжем.	Стратоуровни: С ₃ - Т ₂ анизийский ярус	Те же уровни, со и для крупных месторождений и дополнительно стратоуровень С ₂	Все стратоуровни, характерные для крупных, средних и мелких месторождений.
Коробчатого, щелевидного, реже линейного складкообразования	Глубинные разломы субмеридионального (синскладчатого) простиранья, субширотные разломы Вилюйско-Полоусненской системы. Региональный филлитовый, до зеленосланцевого метаморфизм, зоны рассланцевания и меланжа	В тектонических блоках, ограниченных сближенными субмеридиональными и субширотными разломами, как правило, являющимися рудовмещающими	В оперяющих разрывах систем субширотных и субмеридиональных разломов, а также стратифицированные рудные тела в пачках пород контрастного состава	В замках и на сочленении замков и крыльев коробчатых антиклиналей, реже щелевидных синклиналей

1	2	3	4	5
Регионального метаморфизма	Полосы шириной до 100км регионального зеленосланцевого и эпидот-амфиболитового метаморфизма, связанного с диагональными разломами юго-восточного простирания	На пересечении блоков, ограниченных субэридиональными и субширотными разломами с системами диагональных разрывов	То же, что и для крупных объектов, но не всегда объекты локализованы в зонах регионального метаморфизма	Локализованы в виде единичных рудных тел в разломах всех трех систем, но не сформированы жильные или пржилково-жильные протяженные зоны
Гранитоидного магматизма	Объекты локализованы над периферийными зонами погруженной кровли (до 1 км) интрузивов иногда на периферии малых гранитоидных интрузий повышенной основности или ультракислых. Дуговые надвиги и кольцевые разломы, связанные с гранитообразованием. Зоны контактового метаморфизма безрудные в отношении серебра. Березитизация, аргиллизация являются благоприятными факторами.	Активизация субэридиональных и субширотных разломов с формированием оперяющих структур, вмещающих стратифицированные рудные тела. Березитизация и аргиллизация обязательны.	Активизация разломов, иногда приводит к формированию мелких оперяющих рудных тел. Березитизация и аргиллизация, как правило, проявлены	Активизация разломов приводит к «растаскиванию» ранее сформированных рудных тел и дезинтеграции зон с бедным оруденением. Березитизация иногда проявлена, аргиллизация отсутствует

1	2	3	4	5
Пострудной гидротермальной деятельности	Приоткрывание трещин в рудовмещающих разломах и стратифицированных рудных зонах с заполнением безрудными кварц-карбонатными и карбонатными жилами	Практически не влияет на продуктивность объектов	Часто снижает продуктивность объектов	Почти всегда снижает продуктивность объектов
Гипергенного рудогенеза	Формирование окисленных руд	Богатые гипергенные руды развиты на всех объектах	Богатые гипергенные руды развиты, как правило на объектах среднего масштаба	Богатые гипергенные руды иногда развиты, но из-за мелких масштабов проявлений не оказывают влияние на увеличение промышленной ценности объекта
Неотектонических блоковых движений	Формирование клавишных систем блоков и структур pull-apart	Изменяют первичную структуру объекта, вплоть до формирования инверсионной (обратной) зональности	Иногда смещают рудные тела и рудные зоны до десятков м	В силу небольших масштабов объектов, блоковая неотектоника редко нарушает первичную структуру объектов

Примеры месторождений и проявлений: крупные – сереборудные - Прогноз, Мангазейское рудное поле, (олово)сереброполиметаллические -Верхнее Менкече, Купольное; средние – сереборудные – Кимпиче, Обоха, Хачакчан, Ночное, (олово) сереброполиметаллические – Меникен, Сюрприз, Эгелях,

Примечание. Таблица составлена автором по макету, предложенному А.И. Ивановым (2010).

Позднепалеозойские-позднемезозойские процессы формирования золотого и серебряного оруденения ВКСО

Эпохи	Этапы (млн. лет)	Процессы					
		Структуро- образование	Осадко- накопление	Магматизм	Матамор- физм	Гидротермаль-но- мета-сомати- ческие изменения	Рудогенез
1	2	3	4	5	6	7	8
Консе- димен- тационная	Предру- д- ной под- готов- ки (С ₁ -J ₂ – 325- 164)	Окраинно- континентальный рифто- генез, разломы, контро- лирующие структурно-фациальные зоны палеобассейна и опреде- ляющие участки дея- тельности подадных гидротерм	Авандельто- вые и склоно- вые фации с горизонтами черносланце- вых металло- носных осад- ков	Силы базальтов, базальтовые гайоты, горизон- ты туфогенных пород	Консолидация осадков, вплоть да метамор- физма филли- товой фации	Рассеянная пири- зация в черно- сланцевых гори- зонтах. Кварцевые жилы альпийско- го типа в песча- никах и гравели- тах	Сингене- тичные Конкре- ции пирита и черно- сланцевые горизон- ты с аномальными концентрациями ме- таллов
Колли- зионная	Ранний руд- ный (J ₃ -K ₁ - 155- 115)	Линейное и коробчатое складкообразование. Формирование взбросов, надвигов, чешуй, от- дельных тектонических покровов, тектоно- гравитационного мелан- жа	Терригенное осадеонакоп- ление в ло- кальных про- гибах	Дайки базаль- тоидов, ламп- рофиров, ма- лые интрузии гранитоидов по- вышенной ос- новности, грани- тоидные батоли- ты	Региональный метаморфизм зеленслан- цевой и амфи- боито-вой фа- ций, контакто- вый метамор- физм	Пропилитиза- ция, грейзени- зация кварц- пирит-серици- товой фации, березитизация стадии кислот- ного выщела- чивания	Ранние золото- висмутовые, олово- серебряные и блек- лорудно- полиметалли- ческие Рудные парагенезы

Продолжение таблицы 4.12.

1	2	3	4	5	6	7	8
Коллизионная	Поздний рудный (K ₁ -K ₂ – 115-70)	Формирование систем листрических сбросов, оперяющих основные рудные зоны рудовмещающих разломов	Прекратилось	Гранитоидные батолиты, ультракислые дайки, штоки, трубки взрыва	Контактовый метаморфизм	Березитизация стадий кислотного выщелачивания и субщелочной, аргиллизация	Золото-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый, серебро-сульфосольный, сереброполиметаллический парагенезы
	Пострудный (K ₂ -Pg ₁ – 70-60)	Формирование мелких разрывов, незначительно смещающих участки рудных тел	Отсутствует	Дайки бимодальной серии: риолиты и базальтовые порфириты	Локальный контактовый метаморфизм	Карбонатизация	Отсутствует
Орогенная	Гипергенный (Pg ₁ -Pg ₃ – 55-25)	Формирование площадных и линейных кор выветривания	Рыхлые отложения межгорных впадин	Отсутствует	Отсутствует	Формирование зон окисления по рудным телам	Зоны окисления по рудным телам, часто с богатыми рудами
	Неотектонический (N ₁ -Q ₁ – 20-1)	Нарушение первичной рудной зональности блоковой тектоникой, куполообразование при «всплывании» гранитов	Рыхлые отложения, часто маскирующие рудные тела	Отсутствует	Отсутствует	Формирование каолинит-монтмориллонитовых глин, зон ожелезнения	Отсутствует

Примечание. Таблица составлена автором по макету, разработанному А.И. Ивановым (2010).

Прогнозно-поисковые модели благороднометалльных золоторудных узлов, полей и месторождений ВКСО

Объект прогноза	Прогнозно-поисковые критерии
1	2
Рудный узел	<ol style="list-style-type: none"> 1. Наличие нескольких продуктивных стратоуровней терригенных отложений верхоянского комплекса 2. Наличие выходящих на поверхность или скрытых на глубинах до 1км гранитоидов. Наличие контрастных градиентных зон связанных с крутым погружением кровли интрузивов и (или) глубинными разломами. 3. Узлы пересечения сближенных ветвей разнонаправленных глубинных разломов. 4. Наличие замыканий складчатых структур 5. Региональный метаморфизм зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций. 6. Наличие месторождений и (или) проявлений (только для в той, или иной степени изученных рудных узлов).
Рудное поле	<ol style="list-style-type: none"> 1 Наличие одного-двух продуктивных стратоуровней терригенных отложений верхоянского комплекса. 2. Наличие пересекающихся систем разнонаправленных разломов с кулисообразными оперяющими разрывами и системами оперяющих листрических сбросов. 3 Дорудные, внутрирудные и пострудные дайки пестрого состава (от основного до кислого, часто лампрофиры), Как правило не менее двух систем даек с простираением субпараллельным основным системам пересекающихся разломов. 4. Замыкание складчатой структуры (чаще антиклинальной) и наличие контрастного перехода от ядра складки к крыльям. 5. Наличие березитизации, часто аргиллизации пород. Для золоторудных полей часто наличие контактового метаморфизма средней степени (биотитовая фация). 6. Контрастные положительные электрические аномалии и слабо контрастные отрицательные (на серебрянорудных объектах) или положительные (на золоторудных объектах) магнитные аномалии 7. Наличие вторичных ореолов рассеяния мышьяка, первичных ореолов рассеяния мышьяка, меди, сурьмы висмута. На площади серебрянорудных полей – наличие потоков рассеяния серебра, свинца, цинка. 8. Для золоторудных месторождений – наличие головок россыпей или протяженных участков с максимальной линейной продуктивностью россыпей.

1	2
Месторождение	<ol style="list-style-type: none"> 1. Сочетание рудных жил, жильно-прожилковых и жильно-прожилково-брекчиевых зон, с линейными и площадными штокверками или лестничными жилами и объемными рудными телами, построенными по принципу лестничных жил. 2. Сочетание секущих и стратифицированных жильно-прожилковых зон. 3. Разнообразие морфологически типов рудных тел и сложное их внутреннее строение. 4. Скрытое залегание рудных тел под аллювиальными (в случае золоторудных месторождений - под аллювиальными россыпями) и склоновыми отложениями. 5. Наличие рудных тел как в рудоконтролирующих, так и в оперяющих рудовмещающих нарушениях. 6. Широкое развитие зон окисления с богатыми гипергенными рудами, характерное для крупных и средних месторождений. 7. Наличие (не всегда) контрастных первичных и вторичных ореолов рассеяния мышьяка (для золоторудных месторождений), серебра, сурьмы, меди, свинца и цинка над рудными столбами или смещенными по отношению к ним из-за различных «склоновых» процессов.

Примечание. Таблица составлена автором по макету, предложенному А.И. Ивановым (2010).

Глава 5

Перспективы благороднометалльного оруденения Верхояно-Колымской складчатой области и направления поисковых работ на золото и серебро в пределах основных благороднометалльных минерагенических таксонов региона

«Месторождения полезных ископаемых представляют важнейшую составную часть естественных производительных сил человеческого общества.»

В.И. Смирнов «Геология полезных ископаемых».
(М. Недра. 1976. С. 7)

Общей задачей исследования является установление взаимоотношений вещества литосферы ВКСО и суперконцентраций полезных ископаемых в пространстве и времени, а также указание на возможное наличие таких суперконцентраций, там, где они еще не выявлены. Процесс прогнозно-металлогенических исследований предполагает ряд последовательных шагов: фиксация уже известных суперконцентраций элементов, минералов и признаков их скоплений в определенной конфигурации пространства (металлогеническое районирование); определение возможных причин именно такой конфигурации вещества литосферы и концентраций полезного ископаемого в современном временном срезе; вычленение объемов пространства, в которых могут быть выявлены концентрации полезного ископаемого, соответствующие статусу месторождения на современном социально-экономическом уровне развития человечества.

Представляется естественным, что уровнем металлогенических обобщений определяется масштаб исследования. Например, в планетарном масштабе – это уровень трансконтинентальных металлогенических поясов, а для платформы или складчатой области – это масштаб провинций. Т.е. провинция внутри складчатой области рассматривается в контексте литосферы всей складчатой области. Решение практической задачи минерагенического прогнозирования также предполагает иерархический подход. Так на уровне металлогенической зоны – ранг прогнозируемого объекта – рудный узел, а на уровне провинции – потенциально перспективная площадь (или рудный район), локализованная в определенной структурной обстановке. Однако, при металлогеническом прогнозировании возникают определенные сложности, которые хотелось бы обсудить.

На взгляд автора, наиболее подходящим эпиграфом к данной главе было бы высказывание человека, далекого от вершин металлогенического анализа, да и вообще не имеющего от-

ношения к геологии. Есть строфа Шота Руставели из «Витязя в тигровой шкуре» - «Каждый мнит себя стратегом, видя бой со стороны...». В применении к учению «О полезных ископаемых» сие означает, что критерии локализации конкретного объекта становятся очевидными, только после того как этот конкретный объект становится месторождением. Действительно, все прогнозы, следствием которых было открытие значимых объектов, определивших развитие горной промышленности конкретного района, были обоснованы на уровне бассейнов, провинций, реже металлогенических зон и, в единичных случаях, на уровне уже известных рудных узлов. Практически не известно случаев точного прогнозирования на уровне месторождения или рудного поля, при наличии только общих геологических предпосылок и минимального количества прямых поисковых признаков. Что понятно, если оценить значение замечания В.И. Смирнова, вынесенное в эпиграф данной главы. Как известно месторождение, главным образом, не открывается, а «делается». Любой прогнозируемый объект, приобретая статус месторождения, в значительной мере, нагружается социальной составляющей (Некрасов, 2009^а). А социально-экономическая составляющая, по сравнению с геологическими факторами, настолько изменчивый параметр, что практически не прогнозируется. Поэтому в реальности мы имеем дело с огромным количеством объектов, так и не получивших статус месторождения именно из-за социально-экономической составляющей. Это с одной стороны, а с другой – многочисленны примеры объектов, потерявших статус месторождения вследствие изменения социально-экономических условий. Помимо многофакторной социальной составляющей, геологическая основа прогнозирования также является многомерной системой, целиком «учету» не поддающейся. Вполне вероятно, что существует нечто вроде нормального гауссового распределения между ошибкой прогнозирования (или точностью прогноза) и интегральным показателем степени изученности какого либо объема вещества и величины этого объема. Так на хорошо изученном участке месторождения с высокой точностью прогнозируются смещения участков рудных тел, положение апофиз и других структур высоких порядков. Т.е. ошибка прогноза минимальна. Далее она возрастает уже при прогнозировании, допустим, слепых рудных тел в пределах месторождения, еще выше ее вероятность при прогнозировании месторождения и т.д. Максимум ошибка достигает при прогнозировании рудных узлов в пределах минерагенических зон и районов. Часто рудный узел «разваливается» при более детальном исследовании. На более крупных площадях вероятность ошибки прогноза вновь снижается за счет интерференции факторов прогнозирования и сглаживания влияния каждого фактора.

Все это определяет масштаб металлогенических построений, предлагаемых в данной главе. Объектом исследования является складчатая область, соответственно сомасштабными металлогеническими единицами, в контексте данной главы будут провинции, а принципы вы-

членения перспективных площадей (закономерности размещения объектов), рассматриваются в отношении крупных геолого-тектонических структур, формирующих геологические очертания провинций.

5.1. Перспективы благороднометального оруденения Верхояно-Колымской складчатой области

Минерально-сырьевой потенциал выявленных объектов **Яно-Колымской золотоносной провинции** оценен достаточно полно (Михайлов и др., 2008, 2010). Современный потенциал рудного золота Яно-Колымской золотоносной провинции составляет около 10 тыс. т., т.е. для сравнимых структур фанерозойского возраста она является уникальной. Следует учесть также около 4000 тонн уже извлеченного россыпного золота. Ежегодный прирост запасов и прогнозных ресурсов высоких категорий в пределах провинции составляет 100-200 т, а значит потенциал наращивания минерально-сырьевой базы золота далеко не исчерпан.

Практически все месторождения крупного и среднего масштаба являются объектами золото-кварцевой формации и детально охарактеризованы в литературе или фондовых источниках. Это гигантское месторождение **Наталка** (Стружков и др., 2006; Григоров и др., 2007), крупные объекты **Декдекан, Токичан, Павлик, Родионовское, Верхний Хакчан, Олбот, Хугланнах** (Многофакторные..., 1992, Константинов и др., 1998; Константинов, 2006 и др.) в юго-восточной части провинции; **Тарынское, Базовское, Удуминское, Сюррампинское, Жданное** рудные поля, **месторождения Бадран, Хангалас** и др. (Тектоника..., 2001; Гусев, Аристов и др., 2011 и др.) в центральной части провинции; **Полярник, Делювиальное** (Задорожный и др., 2011; Султанаев, 2008ф; 2012ф) в северо-западной части провинции. Практически все крупные объекты представлены объемными линейными или площадными штокверками. И состоялись в результате детального изучения ранее известных жильных полей.

В ряде случаев, в результате детального изучения объектов (рис. 2.2.), разрозненные жилы и их системы удавалось увязать в штокверковые тела (**Наталка, Декдекан, Верхний Хакчан, Полярник, Делювиальное**), в других случаях отдельные жилы были объединены в жильно-прожилковые системы уровня средних объектов (**Малыш, Базовское, Удуминское, Сюррампинское, Жданное**). Часть объектов, несмотря на детальное изучение, так и остались на уровне мелких жильных проявлений (**Вьюн, Лазо-Рудное, Галечное** и др. – рис. 3.1.). Наконец существует ряд жильных полей (**Ган-Андреевское, Штоковое, Аулачан** и др. – рис. 3.1.), пер-

спективы которых на выявление объемных штокверковых тел неясны из-за недостаточной степени изученности.

Потенциал **Западно-Верхоянской сереборудной и Яно-Индибирской сереброносной провинций** в отношении серебряного оруденения оценен автором (Некрасов, 2011). В сводке (табл. 5.1.) учтены запасы и ресурсы, как числящиеся на государственном балансе и балансе республики Саха (Якутии), и ресурсы, апробированные (числящиеся в Государственном кадастре месторождений и рудопроявлений и на балансе Республики Саха (Якутия), а также авторские. Авторские ресурсы оценивались согласно действующим методическим нормативам (Методические..., 2006^{а,б}, 2007; Принципы..., 2010ф). С авторскими вариантами оценками прогнозных ресурсов можно ознакомиться в соответствующих производственных отчетах (Бояршинов, 1999ф; Вагапов, 1992ф; Веригин, 1991ф; Калинин, 2015ф; Наумов, 1987ф; Некрасов, 1997ф, 2007ф; Сумкин, 2010ф; Федянин и др., 2005ф, 2008ф; Широков, 2012ф и др.) В таблице 5.1. приведены основные характеристики рудных зон и рудных тел конкретных объектов их количество на объекте, а также геолого-промышленный морфологический тип оруденения по объектам и предполагаемый способ отработки. В представляемой работе данные пополнены и откорректированы по состоянию на 01.01.2016 г. В настоящее время это наиболее полная сводка по металлогеническому потенциалу серебра региона. Таблица 5.1. дает представление о масштабах собственно сереборудного и попутного серебряного оруденения региона и свидетельствует о наличии в пределах ВКСО качественной минерально-сырьевой базы серебра мирового значения.

Автором также выполнена количественная оценка перспектив платиноносности различных потенциальных платиносодержащих рудных формаций и отдельных объектов (Некрасов, 2002ф). В настоящей работе эта оценка уточнена и дополнительно систематизирована (таблица 5.2.). Оценка проведена в соответствии с действующими методическими нормативами (Методические..., 2006^{а,б}, 2007; Принципы..., 2010ф). С количественными расчетами можно ознакомиться в соответствующей работе (Некрасов, 2002ф). В данном случае, категории ресурсов имеют условное значение и отражают не более, чем различную степень изученности объектов и площадей, в целом, весьма низкую. Безусловно, все приведенные оценки представляют металлогенический потенциал «завтрашнего дня», т.к. руды всех формаций не изучены в отношении технологических свойств.

Запасы и ресурсы серебра (в тоннах) сереброносных провинций и рудных районов Верхояно-Колымской складчатой области. Составлена автором.

Рудные узлы, рудные поля, рудопроявления	Ср. мощность (м)	Ср. длина (м)	Вертик. подвеска (м)	Ср. содерж. Ag г/т	Запасы A+B+C1	Запасы C2	Ресурсы P1	Ресурсы P2	Ресурсы P3	Общие ресурсы+запасы	Геолого-промышленный, морфологический типы оруденения (кол-во рудных зон или тел)	Главные (сопутствующие) компоненты	Предполагаемый способ отработки
1	2	3	4	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Западно-Верхоянская провинция													
Северный фланг провинции													
Орулганская минерагеническая зона													
Южная перспективная площадь	1,5	1200	250	700					10000*	10000,00	Жильно-прожилковые зоны (> 4)	Ag (Cu, Sb); Ag (Pb, Zn)	Подземная
Верхне-Сынчинский рудный узел	1,5-3,0	100-1000	200	500					5000,00	5000,00	Жильно-прожилковые зоны (> 10)	Ag (Cu, Sb); Ag (Pb, Zn)	Подземная
Менгелюченский рудный узел	0,5-50,0	50-500	25-150	300					7000,00	7000,00	Брекчиево-жильно-прожилковые зоны, линейные штокверки (40)	Ag (Cu, Sb); Ag (Pb, Zn)	Подземная и комбинированная
Куоландинский рудный узел	2	2000	250	600					10000,00	10000,00	Брекчиево-жильно-прожилковые зоны (11)	Ag (Cu, Sb); Ag (Pb, Zn)	Подземная
Исэрдэхский рудный узел (в т.ч. рудопроявления Шилгон, Крутое, Исэрдэх, Забавное, Ветка, Бетюген)	0,5-5,0	100-700	50-250	60-500					6500,00	6500,00	Жильно-прожилковые зоны (>25)		
Итого по северному флангу провинции									38500,00	38500,00			
Центральная часть провинции													
Западно-Верхоянская минерагеническая зона													
Кимпиче-Берелехский рудный узел													
"Месторождение" Кимпиче													
Рудная зона1	1,30	3500	200	1050	150,00	1150,00	2400,00	2203,00		5753,00	Брекчиево-жильно-прожилковая зона	Ag (Cu, Sb)	Подземная и
Оперяющие и субпараллельные рудные тела месторождения Кимпиче (в т.ч. Розовое, Малахитовое, Морошечное, р.т. - В, С, D, 4, 4а и др.)	0,5-1,48	300-3500	70,00-200,00	917,8-2789,3							Брекчиево-жильно-прожилковые зоны	Ag (Cu, Sb)	комбинированная
Итого по Кимпиче					150,00	1150,00	4110,00	5905,00		11165,00			
Берелехское рудопроявление	0,80	500	100	854,19						288,00	Жильно-прожилковые зоны (3)	Ag (Cu, Sb)	Подземная
Рудопроявление Ветренное	0,83	1100	200	1200						1400,00	Жильно-прожилковые зоны (3)	Ag (Cu, Sb)	Подземная
Болчогорское рудопроявление	1,00	400	100	1746,9						820,00	Жильно-прожилковые зоны (3)	Ag (Cu, Sb)	Подземная
Итого по Кимпиче-Берелехскому рудному узлу						1150,00	4110,00	8413,00		13673,00			

Нюектаминский рудный узел													
Чочимбальское рудное поле	1	2300	200	2000			3842,00	2949,00		6791,00	Жильно-прожилковые зоны (8)	Ag, Au (Pb, Zn)	Подземная
Кысылтасское рудное поле	1,50	3000	200	1500			974,00	3514,00		4488,00	Жильно-прожилковые зоны (13)	Ag, Au (Pb, Zn)	Подземная и комбинированная
Итого по Нюектаминскому рудному узлу							4816,00	6463,00		11279,00			
Мангазейское рудное поле									12000,00	12000,00			
Рудопроявление Бурное	0,67	700	150	1325,5			253,00	239,00		492,00	Жильно-прожилковые зоны (3)	Ag, Pb, Zn	Подземная
Рудопроявление Мухалканское	0,75	2300	250	270			381,00	811,00		1192,00	Жильно-прожилковые зоны (6)	Ag, Pb, Zn	Подземная
Мангазейское месторождение	1	4500	250	850			338,00	7706,00	4696,00	12740,00	Брекчиево-жильно-прожилковые зоны (>6),	Ag, Pb, Zn (Cu, Sb)	Открытая и подземная
Месторождение Стержневое	0,50	400	100	2750			540,00	156,00		696,00	Жильно-прожилковые зоны (5), линейный штокверк	Ag (Au, Cu, Sb)	Открытая и подземная
Рудопроявление Восточное	0,70	2500	200	1100			400,00	2722,00		3122,00	Жильно-прожилковые зоны (4)	Ag (Pb, Zn, Cu, Sb)	Подземная
Рудопроявление Мысовое	0,40	1000	150	1400				533,00		533,00	Жильно-прожилковые зоны (2)	Ag, Pb, Zn	Подземная
Нижне-Эндыбальское месторождение	3	600	100	580			1928,00			1928,00	Жильно-прожилковые зоны (3), линейный штокверк	Ag, Pb, Zn (Au)	Открытая и подземная
Месторождение Безымянное	0,70	400	100	5500			522,00			522,00	Жильно-прожилковые зоны (10), линейный штокверк	Ag (Cu, Sb, Pb, Au)	Открытая и подземная
Рудопроявление Трубка	400	700	100	30					1000,00	1000,00	Площадной штокверк	Cu, Au (Ag, Zn, Pb)	Открытая и подземная
Рудопроявление Вертикальное	1,80	4500	250	490	350,00	5000,00	2500,00			3665,00	Жильно-прожилковые зоны (3)	Ag, Pb, Zn, (Au)	Подземная
Рудопроявление Привет	1,60	1500	250	850			1526,00			1526,00	Жильно-прожилковые зоны (2)	Ag, Pb, Zn, (Au)	Подземная
Итого по Мангазейскому рудному полю					350,00	5338,00	15756,00	9157,00	13000,00	43601,00			
Итого по Западно-Верхоянской зоне					500,00	6488,00	24995,00	24414,00	13000,00	69397,00			
Дулгалахская минерагеническая зона													
Меникенское рудное поле	0,7	1500	200	1100					3855,00	3855,00	Жильно-прожилковые зоны (50), линейный штокверк	Ag, Pb, Zn, (Sn)	Открытая и подземная
Рудопроявление Березкинское	0,5	1200	200	1261,2			336,00	1519,00		1855,00	Жильно-прожилковые зоны (2)	Ag, Pb, Zn	Подземная
Рудопроявление Егор	0,72	400	100	3821			390,00	693,00		1083,00	Жильно-прожилковые зоны (2)	Ag (Cu, Sb, Pb, Zn)	Подземная
Западная часть Средне-Сартангской минерагенической зоны													
Рудное поле месторождения Прогноз	3	3000	350	750	6000,00		4368,00	2420,00	3058,00	15846,00	Жильно-прожилковые зоны (30), линейный штокверк	Ag (Pb, Zn, Cd)	Подземная и комбинированная
Итого по центральной части провинции					6350,00	10856,00	37380,00	33539,00	13000,00	101125,00			
Южный фланг провинции													
Томпо-Делиньинская минерагеническая зона													

Продолжение таблицы 5.1.

Верхнеимнеканский рудный узел	2,5	1000	200	1500			1500	8000		9500,00	Жильно-прожилковые зоны (6), линейный штокверк	Ag (Cu, Sb, Pb, Zn)	Подземная и комбинированная
Аллара-Сахский рудный узел									2500,00	2500,00			
Хачакчанское рудное поле	2	1000	200	1000			3558,00	1052,00		4610,00	Брекчиево-жильно- прожилковые зоны (18)	Ag (Hg, Pb)	Подземная
Рудопоявление Ночное	0,6	800	200	900			679,00	565,00		1244,00	Жильно-прожилковые зоны (5)	Ag (Pb, Hg)	Подземная
Рудопоявление Холоднинское	1,5	3000	100	150					466,00	466,00	Жильно-прожилковые зоны (6)	Ag (Sb, Pb)	Подземная
Рудопоявление Брамин	1	600	100	200					3000,00	3000,00	Брекчиево-жильно- прожилковые зоны (13)	Ag (Pb, Zn, Sn)	Подземная
Итого по Аллара-Сахскому и Нижнеимнеканскому рудным узлам							5737,00	9617,00	5966,00	21320,00			
Налучинский рудный узел									8225,00	8225,00			
Рудное поле Заря	1,5	800	230	850				7006,00		7006,00	Жильно-прожилковые зоны (7)	Ag (Cu, Sb,)	Подземная
Рудопоявление Восточное	1,5	1000	330	550				730,00		730,00	Брекчиево-жильно- прожилковые зоны (5)	Ag (Cu, Sb)	Подземная
Рудопоявление Вершинное	1,5	300	200	450				276,00		276,00	Брекчиево-жильно- прожилковые зоны (3)	Ag (Cu)	Подземная
Итого по Налучинскому рудному узлу								8012,00	8225,00	16237,00			
Итого по Томпо- Делининской зоне							5737,00	17629,00	14191,00	37557,00			
Южно-Верхоянская минерагеническая зона													
Дыбинский рудный узел							23,00	153,00	1000,00	1176,00			
Верхне-Менкеченское рудное поле	1	1000	250	425	503,00	685,00	3000,00	1000,00		5188,00	Жильно-прожилковые зоны (5)	Ag (Pb, Zn)	Подземная
Итого по Дыбинскому рудному узлу					503,00	685,00	3000,00	1000,00	1000,00	6188,00			
Итого по южному флангу провинции					503,00	685,00	8737,00	18629,00	15191,00	43745,00			
Итого по провинции					6853,00	12691,00	46117,00	52168,00	66691,00	184520,00			
Яно-Индибирская провинция													
Нижне-Янская (Улахан-Сисская) минерагеническая зона													
Улахан-Сисская зона									5000,00				
Месторождение Кыллах	2	900	200	23			30,00			30,00	Жильная зона (1)	Au (Ag)	Подземная
Рудопоявление Альфа	1,5	94	300	149,8				24,00		24,00	Брекчиево-жильная зона (1)	Ag (Au)	Подземная
Итого по Кыллахскому рудному полю							30,00	24,00		54,00			
Тарбаганнахское рудное поле	1	500	100	50				15,00		15,00	Брекчиевые зоны (5)	Ag (Au)	Подземная
Месторождение Мастах	3,3	450	100	22	1,00	3,30	0,90			5,20	Брекчиево-жильная зона (1)	Au (Ag)	Открытая и подземная
Итого по Улахан-Сисской зоне					1,00	3,30	60,90	63,00	5000,00	5127,20			
Полоусненская минерагеническая зона													
Полоусненская минерагеническая зона									10000,00	10000,00			
Месторождение Укачилкан	4	600	200	220				7000,00		7000,00	Жильно-прожилковые зоны, линейные штокверки (>20)	Ag, Sn (Pb, Zn, Bi)	Открытая и подземная
Итого по Полоусненской зоне								7000,00	10000,00	17000,00			
Депутатская минерагеническая зона													

Депутатская минерагеническая зона								15000,00	15000,00					
Фланги Депутатского рудного поля								5000,00	5000,00					
Рудопроявления Булат, Юбилейное	2,00	1200	200,00	900,00			4000,00	4000,00	8000,00	Жильно-прожилковые зоны, линейные штокверки (5)	Ag, Sn (Pb, Zn)	Открытая и подземная		
Рудопроявление Хастыр	50,00	250	200,00	183,00				5000,00	5000,00	10000,00	линейный штокверк	Ag, Sn (Pb, Zn)	Комбинированная	
Итого по Депутатской зоне							4000,00	5000,00	38000,00	38000,00				
Дугалахская минерагеническая зона														
Северо-восточная часть зоны (в т.ч. Хотон, Хая и Улахан-Эгелях)								2000,00		2000,00				
Месторождение Кестер	300	1000	150	40				1000,00		1000,00	Площадной штокверк	Sn, Rb, Li (Ag)	Открытая	
Итого по с-в части зоны								1000,00	2000,00	3000,00				
Яно-Борулахская минерагеническая зона														
Итого по зоне (в т.ч. рудопроявление Быстрое)								2000,00		2000,00				
Восточная часть Средне-Сартангской минерагенической зоны														
Итого по восточной части зоны								15000,00		15000,00				
Дербеке-Нельгесинская минерагеническая зона														
Дербеке-Нельгесинская зона (в. ч. Медвежье, Сюрпрз, Эгелях)								15000,00	15000,00					
Месторождение Илнтас	30	400	100	123			438,00	185,90	250,00		873,90	Жильно-прожилковые зоны, линейные штокверки (>10)	W, Sn (Ag, Au, Bi)	Комбинированная
Месторождение Алыс-Хая	10	400	100	50				7,58	175,00		182,58	Жильно-прожилковые зоны, линейные штокверки (>10)	W, Sn (Ag, Au, Bi)	Комбинированная
Итого по Дербеке-Нельгесинской зоне							438,00	193,48	425,00	15000,00	16494,48			
Бургавли-Чалбинская минерагеническая зона														
Бургавли-Чалбинская зона								3000,00	3000,00					
Месторождение Бургавли, рудопроявление Красная горка	2,00	1000	100,00	400,00				5000,00		5000,00	Жильно-прожилковые зоны (>10)	Ag, Sn (Pb, Zn)	Подземная	
Итого по Бургавли-Чалбинской зоне								5000,00	3000,00	8000,00				
Адыча-Тарынская минерагеническая зона														
Курдатский рудный узел								4000,00	4000,00					
Курдатское рудное поле														
Рудопроявление Вешнее	1,5	2000	150	466			1300,00	4150,00	3000,00	8450,00	Брекчиево-жильно-прожилковые зоны (3)	Ag (Pb, Zn, Sn)	Подземная	
Рудопроявления Токур и Шумное	1,5	450	150	300					1000,00	1000,00	Брекчиево-жильно-прожилковые зоны (2)	Ag (Pb, Zn, Sn)	Подземная	
Итого по Курдатскому рудному полю							1300,00	4150,00	4000,00	9450,00				
Итого по Курдатскому рудному узлу							1300,00	4150,00	8000,00	13450,00				
Тарынский рудный узел, включая рудопроявление Дичек							2000,00		2000,00	4000,00				
Суларенское рудное поле									1000,00	1000,00				
Месторождение Купольное	2	600	200	300			1825,00	1903,00	895,00	4623,00	Жильно-прожилковые зоны (24)	Ag (Pb, Zn, Sn)	Подземная	
Рудопроявление Перевальное	0,8	500	100	800				95,00	121,00	216,00	Жильно-прожилковые зоны (3)	Ag (Pb, Zn, Sn)	Подземная	
Итого по Суларенскому рудному полю							1825,00	1998,00	2016,00	5839,00				

Итого по Адыча-Тарынской зоне										5125,00	6148,00	10016,00	21289,00				
Селенняхская минерагеническая зона																	
Селенняхская минерагеническая зона												3000,00	3000,00				
Рудопроявление Берендей	500	600	100	73,9				1200,00			1200,00		Площадной штокверк и линейные штокверковые зоны (>5)	Cu (Ag, Au, Bi, Sn)	Открытая		
Итого по Селенняхской зоне										1200,00		3000,00	4200,00				
Тас-Хаяхтахская минерагеническая зона																	
Тас-Хаяхтахская минерагеническая зона												10000,00	10000,00				
Лево-Неннелийское рудопроявление	3	400	100	150						3000,00	3000,00		Жильные зоны (>30)	Co, Ni, Bi (Ag, Au, Pb, Zn)	Комбинированная		
Тебетейская перспективная площадь	5	1500	100	150						5000,00	5000,00		Жильно-прожилковые линейные штокверки (>5)	Ag, Zn (Au)	Комбинированная		
Рудопроявление Агаткино	3,5	300	100	750						4000,00	4000,00		Минерализованные зоны дробления (17), площадной штокверк	Ag, Pb, Zn (Au)	Комбинированная		
"Месторождение" Этынское	25	400	100	800						3500,00		3500,00	Жильно-прожилковые минерализованные зоны (4)	Ag, Pb, Zn	Комбинированная		
Итого по Тас-Хаяхтахской зоне										7500,00	18000,00	25500,00					
Хотойдохская минерагеническая зона																	
Хотойдохская минерагеническая зона												10000,00	10000,00				
"Месторождение" Хотойдох	9,25	795	250	332						2441,89		2441,89	Линзовидное сульфидное тело (1)	Cu, Pb, Zn, Ag (Au)	Комбинированная		
Рудопроявление Умба	4	800	250	340					1000,00			1000,00	Линзовидное сульфидное тело (1)	Cu, Pb, Zn, Ag (Au)	Комбинированная		
Рудопроявление Авар	2,5	560	180	185,92					200,00			200,00	Линзовидное сульфидное тело (1)	Cu, Pb, Zn, Ag (Au)	Подземная		
Итого по Хотойдохской зоне										2641,89	1000,00	10000,00	13641,89				
Итого по Яно-Индибирской провинции										1,00	441,30	13221,27	28136,00	128016,00	169814,57		
Белогорский сереброносный район																	
Белогорский сереброносный район												5000,00	5000,00				
Зимнее рудное поле	2	500	100	200					2000,00	8000,00	10000,00		Минерализованные зоны дробления и прожилкования	Ag, Au (Pb, Zn)	Комбинированная		
Итого по Белогорскому району										2000,00	13000,00	15000,00					
Охотский сереброносный район																	
Куйдусунская перспективная площадь												4000,00	4000,00				
Рудопроявление Атунджа	3	50	25	1000				20,10	8,20	100,00		128,30	Жильно-прожилковые зоны, линейные штокверки (>10)	Ag, Au	Комбинированная		
Итого по Охотскому району										20,10	8,20	4100,00	4128,30				
Итого по восточной Якутии										6854,00	13132,30	59358,37	82312,20	211807,00	373463,87		

Запасы и ресурсы на 01.01.2016г.

2000 - Авторские (Некрасов А.И., Узюкочян А.А., Федянин А.Н., Аристов В.В., Широков В.В., Денисов Г.В., Окунев А.Е., Панфилов В.И., Вдовина Л.Г.)

10 000* - Утвержденные и апробированные (утвержденные ГКЗ, ТКЗ, апробированные ЦНИГРИ, включенные в баланс перспективных объектов "Госкомгеологией" Республики Саха (Якутия))

Авторская оценка платиноносного потенциала Верхояно-Колымской складчатой области.

Геолого-промышленные типы оруденения	Формации	Объекты	Прогнозные ресурсы (т)	
			P ₂	P ₃
1	2	3	4	5
Объемные тела с рудами, представленными природными сплавами и интерметаллидами МПГ, с резко подчиненной ролью сульфидов, арсенидов МПГ и рудных минералов с изоморфными примесями МПГ	Кольцевые щелочно-ультраосновные комплексы и дунитовые трубки	-	Не оценивались	
	Платиноносная хромитовая в дунитах и зональных дунит-перидотитовых комплексах	-	Не оценивались	
	Сульфидная платиноидно-медно-никелевая	Лево-Уяндинское	0,3	-
		Алазейская зона	-	55,0
	Итого сульфидная платиноидно-медно-никелевая		0,3	55,0
	Платиносодержащая хромит-титаномагнетитовая	Право-Уяндинское	9,0	-
		Брэм	19,5	-
		Селенняхский и Тас-Хаяхтахский базит-ультрабазитового пояса Черского (БУПЧ)	-	118,0
	Итого сульфидная платиносодержащая хромит-титаномагнетитовая		28,5	15,0
	Малосульфидная-медь-никельсодержащая	Тенкелях, Пустой, Двойной, Рассвет, Анхайдаах, Бурхан	-	15,3
		Массивы и линзы Селенняхского и Тас-Хаяхтахского сегментов БУПЧ	-	28,5
		Итого малосульфидная-медь-никельсодержащая		-
	Платиносодержащая титаномагнетитовая	Кюрюэлях	7,0	-
		Бурхан-1	5,0	-
Габбро-пироксениты Селенняхского сегмента БУПЧ			157,3	
Итого платиносодержащая титаномагнетитовая		12,0	157,3	
Малосульфидная платинометаллическая	Илин-Тас, Арга-Тас		75,0	
1	2	3	4	5
Жильные и прожилково-жильные тела, линейные и объемные штокверки с МПГ в виде изоморфных примесей или микропримесей в рудных минералах, с	Платиносодержащая золото-сурьмяная	Сарылах	78,0	-
		Сентачан	46,0	-
		Шовная зона Адыча-Тарынского разлома	-	250,0
	Итого платиносодержащая золото-сурьмяная		124,0	250,0
	Палладий-золото-кварцевая	Сентачанское рудное поле	-	40,0

	2	3	4		
подчиненным количеством природных сплавов и интерметаллидов.	Серебро-полиметаллическая платиносодержащая	Прогноз	4,0		
		Мангазейское рудное поле	6,0		
		Месторождения и проявления Западно-Верхоянской серебрянорудной провинции		18,0	
		Месторождения и проявления Яно-Индибирской серебрянорудной провинции		22,0	
		Итого серебро-полиметаллическая платиносодержащая	10,0	40,0	
Жильные и прожилково-жильные тела, линейные и объемные штокверки, стратиформные горизонты черных сланцев с концентрацией МПГ преимущественно в виде металлоорганических соединений	Молибден-меднопорфировая Платиносодержащая полиметаллическая в черных сланцах	Горизонты черных сланцев Сете-Дабанского, Верхоянского, Яно-Охотского почсов	-	6000,0	
		Платино-золотосодержащая полиметаллическая	-	Не оценивались	
		Платиносодержащая золоторудная	Наталкинское	-	100,0
			Нежданенское	50,0	-
			Кючус	-	20,0
			Кысылга	-	0,1
			Ган-Андреевское	-	2,0
			Яно-Колымская золотоносная провинция	-	400,0
Итого платиносодержащая золоторудная	50,0	522,1			
Сплавы и интерметаллиды МПГ и Au	Россыпная	Погребенная часть Южно-Анхойской зоны (Приморская низменность), Алазейское плоскогорье, хр. Черского	-	20,0	

5.2. Закономерности размещения оруденения в основных благороднометалльных провинциях Верхояно-Колымской складчатой области и перспективы общих поисковых работ

Верхояно-Колымская складчатая область, без преувеличения, остается одним из немногих региональных геологических структур, в пределах которых еще возможно открытие крупных и уникальных месторождений с помощью «ума и молотка», а иными словами, выходящих на дневную поверхность объектов. Конечно, Верхояно-Колымская складчатая область далеко не «белое пятно» на геологической карте. Это и позволяет говорить о том, что еще не выявленные крупные и уникальные объекты, могут быть локализованы, главным образом, в пределах двух крупных металлогенических единиц – Верхояно-Колымской оловоносной, Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской сереборудной провинций. В данном разделе предпринята попытка сформулировать основные принципы выделения перспективных площадей, достаточных чтобы вместить рудные узлы и поля крупных благороднометалльных объектов в пределах Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской сереборудной провинций.

При таком анализе, как представляется, придется отказаться от опоры на частные признаки подобия объектов, включая прямые поисковые данные. Они могут являться лишь отправной точкой конкретных исследований на уже выбранной площади. Природа – не серийный убийца, и никогда не повторяется в деталях. Зато «действует» всегда по достаточно определенному генеральному плану. В чем сей план? Надо попробовать абстрагироваться от уровня рудных полей и узлов и понять, как устроены благороднометалльные провинции. А уже затем поверять построения по уже выявленным рудным узлам и районам.

Очевидно, что причины как сходства, так и различия в строении провинций обусловлены их принадлежностью к области внутриплитной коллизии. Формирование позднепалеозойских-раннемезозойских прогибов без океанических раскрытий (обусловленное предыдущей эволюцией региона) было возможно, благодаря многоуровневой горизонтальной расслоенности литосферы. Внутриплитная коллизия определялась тангенциальным сжатием, транслируемым с южной и северо-восточной (в современных координатах) конвергентной границ региона. Коллизия Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского блока с их одновременным разнонаправленным вращением друг относительно друга без формирования зоны субдукции, определялась относительными смещениями расслоенных горизонтов литосферы с «торошением» и «короблением» пластин, границы которых определялись структурно-формационными зонами предколлизиионных прогибов. Разгрузка вращательных напряжений осуществлялась по диаго-

нальным (к общему простиранию коллизионной структуры) разломам и поперечным к складчатости разрывам Вилуйско-Полоусненской системы. Последние определяли положение раннедокембрийских, кратонных блоков в структуре пограничной зоны между Северо-Азиатским кратоном и Тихоокеанским подвижным поясом. Отсутствие зоны субдукции привело к распределению коллизионных нагрузок на значительный объем литосферы и формированию широкой, продольно-изометричной коллизионной области. Весь этот ряд последовательных и взаимосвязанных событий обусловил своеобразную структуру и вещественный состав поясов, составляющих коллизионную область и именно такое размещение металлогенических провинций, которое мы наблюдаем.

Вмещающей средой для рудных объектов Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинций служит терригенная позднепалеозойско-раннемезозойская толща верхоянского комплекса. Уже давно обращалось внимание (Константинов, 2006; Константинов, Косовец, 1996; Костин, 1997, 2002; Некрасов, 2004^б, 2006^г, 1997ф, 2006ф), что почти все значимые золоторудные и серебрянорудные объекты в Яно-Колымской провинции и в центральном секторе Западно-Верхоянской провинции приурочены к вполне определенным дискретным стратоуровням. При ближайшем рассмотрении, можно сделать вывод, что большинство значимых благороднометалльных объектов внешней зоны коллизии (Верхоянского, Яно-Охотского и Яно-Колымского поясов) приурочены к дискретным стратоуровням, охватывающим лишь около 20% возрастного диапазона и 10% обобщенной мощности верхоянского комплекса (рисунок 5.1.).

Как показано выше (см. главу 4) с такими уровнями связаны аномальные концентрации различных металлов как в самих осадочных толщах, так и в аутигенных стяжениях, конкрециях и метакристаллах куларита, пирита и арсенопирита. Для ряда объектов, например Мангазейского рудного поля (см. главу 4) можно выделить этап предрудной подготовки. Возможно, такой этап характерен для большинства объектов коллизионной области, что позволяет говорить о полихронности и полигенности благороднометалльных объектов региона, не оспаривая их преимущественно гидротермальный генезис. Обогащенность дискретных стратоуровней рудными компонентами, можно связывать с активизацией подводных гидротерм. Эта активизация может быть связана с выделением флюидов при формировании горизонтальной расслоенности (образовании уплотненных хрупко-пластичных горизонтов в нижних частях гранитно-метаморфического и гранулитобазитового слоев).

Физико-химические преобразования в нижней литосфере могли быть, образно говоря, «геологически мгновенными» (Артюшков, 1993) как реакция на накопление критической массы осадков в вышележащем прогибе. Это определило дискретность металлосодержащих стратоуровней.

Система	Отдел	Ярус	Подярус	Рудовмещающие стратогоризонты	Верхоянский складчатонадвиговой пояс	Яно-Охотский складчатоглыбовый пояс	Яно-Колымский складчатонадвиговой пояс	
Юрская	Средний						проявления Хастьяр, Булаг, Юбилейное (Яно-Индигирская провинция); Халдычанское золоторудное поле	
	Нижний							
Триасовая	Верхний	Норийский	Верхний				Тарынский рудный узел; проявления С-3 Тарын, Бурустах, Базовское, Жданное, Сторампинское, Адычанская терраса, Лазорудное, Вьюн (Яно-Колымская провинция); Месторождение Бадрат, проявления: Талахское, Джайбиское (Яно-Колымская провинция); месторождение Куойлово, проявления Курат, Вешес, (Западно-Верхоянская провинция)	
			Средний					
			Нижний					
	Средний	Карийский	Верхний					Проявления Заря, Верхинное, Восточное, Костелен, (Западно-Верхоянская провинция); месторождения Глин-Тас, Альяс-Хая, Улахан-Эгелэх (Яно-Индигирская провинция)
			Средний					
			Нижний					
Нижний	Ладинский	Верхний					Золоторудное месторождение Кючус	
		Средний						
		Нижний						
Пермская	Верхний	Анизийский	Верхний		Меникское рудное поле (Западно-Верхоянская провинция)	Месторождение Протоз, проявления Мелвезье, Сюрприз, Эгелэх (Западно-Верхоянская провинция)	Ветренское рудное поле (Яно-Колымская провинция)	
			Средний		Проявление Ньюэле (Западно-Верхоянская провинция)	Аллара-Сахский, Нижнеминский рудные узлы, месторождение Верхнее Менече, проявления Право-Хунхадинское, Брамин (Западно-Верхоянская провинция)	Проявления Олбот, Верхний Хакчан (Яно-Колымская провинция)	
			Нижний		Проявление Березкинское (Западно-Верхоянская провинция)	Месторождения Кыллах, Мастах, проявления Альфа, Эмись, Емельяновское (Яно-Индигирская провинция)	Месторождения Наталка, Дедлекан, Токчан, Павлик Родионовское (Яно-Колымская провинция)	
	Нижний	Кунгурский	Верхний		Кимпиче-Берелехское рудное поле, Проявления Егор, Болбук, Южное (Западно-Верхоянская провинция)			
			Средний		Эндьбальский рудный узел с Мангазейским рудным полем, Верхне-Сынчинский, Хосский, Быбыйт тахский рудные узлы; Лево-Эчийское, Хадаряньинское проявления (Западно-Верхоянская провинция)			
			Нижний		Золоторудные Нежданский и Юрко-Бриллактский рудные районы, Арчанское месторождение			
Каменноугольная	Верхний			Куоладинский и Нюектаминский рудные узлы (Западно-Верхоянская провинция)				
	Средний							

Рисунок. 5.1.

Стратоуровни верхоянского комплекса, вмещающие золоторудные, сереброрудные и серебросодержащие объекты Верхояно-Колымской складчатой области. Составлен автором. В колонке показано соотношение стратоуровней (черные) и общей мощности верхоянского комплекса по мощностям, близкое к таковому в реальных разрезах.

Представляется, что разгрузка подводных гидротерм осуществлялась не по всей площади накопления осадков определенного стратоуровня, а лишь в узлах пересечения основных разломов, определявших границы различных литолого-фациальных комплексов палеобассейнов. В любом случае, литолого-формационный контроль благороднометалльных объектов, локализованных в толще верхоянского комплекса, является общим для Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинций и ограничивает выбор поисковых площадей, перспективных для выявления выходящих на дневную поверхность и неглубоко залегающих объектов.

Также общей для Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинций является парагенетическая связь оруденения с коллизионным магматизмом. В соответствии с характером горизонтальной расслоенности литосферы коллизионной области могли существовать два основных уровня магмогенерации. Это эклогитизитрованный горизонт гранулитобазальтового слоя (скорее его кровля на разделе с вышележащим ординарным базальтовым слоем), где могли возникать магмы ультраосновного-среднего состава повышенной щелочности, что нашло отражение в формировании поясов раннеколлизионных даек и малых интрузий соответствующего состава. Тела магматитов контролируются продольными (субсогласными с простираем основных структурных элементов коллизионной области) зонами глубинных разломов, фиксируемыми гравитационными максимумами (Дулгалахский, Бурхала-Олерский, Нижне-Янский, Адыча-Тарынский). С этими зонами связано наиболее глубинное монометалльное сурьмяное и ртутное оруденение, а также комплексное золото-сурьмяное оруденение Яно-Колымской провинции, не подчиненные продольно-концентрической зональности размещения основных минерогенетических единиц региона. Вторым уровнем магмогенерации мог быть уплотненный хрупко-пластичный горизонт в нижней части гранитно-метаморфического слоя, в кровле которого происходило накопление остаточного расплава, богатого летучими и рудными компонентами, являвшегося материнским для рудоносных флюидов. На позднеколлизионном этапе происходила кристаллизация остаточного расплава (коллизионные гранитоиды) и формирование вертикальной зональности оруденения. Учитывая, что кровля магмогенерирующего горизонта воздымалась от тыловой (Верхоянский пояс – Западно-Верхоянская провинция) к передовой (Яно-Колымский пояс – Яно-Колымская провинция) и, пренебрегая величиной эрозионного среза (т.к. она на порядок меньше глубины залегания магмогенерирующего слоя), можно констатировать закономерную картину локализации объектов наиболее «удаленных» благороднометалльных рудных формаций (сереброрудной и серебро-

полиметаллической) в тыловой зоне коллизии и наименее «удаленной» формации (золото-кварцевой) – в передовой зоне.

Несмотря на парагенетическую связь с коллизионным гранитоидным магматизмом (см. главу 2), практически все значимые месторождения и проявления удалены от гранитоидных массивов как по латерали, так и по вертикали. Исключение составляют дайки и значительно реже малые интрузии и субвулканические тела, фиксируемые в пределах рудных узлов и полей. Удаленность от гранитоидов и эпицентров отрицательных гравитационных и положительных магнитных аномалий не подчиняется какой либо определенной зависимости. Все крупные объекты, рудные поля и узлы приурочены к наиболее напряженным локальным градиентным зонам. Другими словами, они приурочены к зонам крутого погружения интрузивов, а не к их арочной кровельной части. Это можно наблюдать на примере Мангазейского (Некрасов, 2006ф), Меникенского (Тютюнников, 1974ф), Кимпиче-Берелехского (Федянин и др., 2008ф), Чочимбальского (Федянин, Некрасов, 2005ф) рудных полей Западно-Верхоянской провинции, Тарынского рудного поля (Крючков, Крючкова, 2007ф), Наталкинского месторождения (Григоров и др., 2007), рудопроявлений Полярник, Делювиальное (Султанаев, 2008ф, 2012ф) и многих других объектов Яно-Колымской провинции. Сходная закономерность наблюдается и в отношении положительных гравитационных аномалий связанных с зонами глубинных разломов. Особенно контрастно она проявлена в Яно-Колымской провинции, где в узком поле гравитационного максимума, связанного с осевой зоной Адыча-Тарынской системы глубинного разлома, локализованы только золото-сурьмяные объекты, а все месторождения и наиболее значимые рудопроявления золото-кварцевой формации группируются в градиентных зонах, на удалении 1-25 км к западу и востоку от гравитационного максимума.

Пожалуй, наиболее значимыми критериями определения потенциально перспективных площадей являются структурные. Структурные позиции уже выявленных рудных районов и узлов Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинций обнаруживают как черты сходства, определяемые принадлежностью к коллизионной области, так и различия, диктуемые локализацией провинций в различных структурных зонах коллизии.

Как уже было указано в главе 2 **Яно-Колымская провинция** локализована в пределах двух основных структур одноименного пояса – синклинойной Иньяли-Дебинской (с которой связан основной россыпной потенциал провинции) и антиклинорной (Аян-Юрхский, Верхне-Индибирский, Адычанский, Туостахский антиклинории), которая вмещает практически все значимые рудные объекты. Эти две мегапластины разделяются Чай-Юрьинским взбросом и его северо-западным продолжением – Чаркы-Индибирским надвигом. Антиклинорная структура представлена серией вложенных друг в друга наклонных и опрокинутых конических складок, рассеченных в

осевой зоне серией разломов Адыча-Тарынской системы. Каждая коническая мегаскладка отвечает определенной антиклинорной структуре (рисунок 5.2.), с определенным возрастом пород, слагающих ядерную часть и вмещающей золотое оруденение. Возраст вмещающих оруденение пород в мегаскладках закономерно омоложен в северо-западном и далее в северо-восточном направлениях в соответствии с общим планом структур коллизионной области (рисунок 5.1.). В Аян-Юряхском антиклинории – это позднепермский и среднеанзийский стратоуровни, в Верхне-Индибирском – позднекарнийский стратоуровень и средняя зона позднеюрского стратоуровня, в Адычанском – позднеладинский, позднекарнийский и позднеюрский (средняя и верхняя зоны) стратоуровни, в Туостахском – верхняя зона норийского стратоуровня и среднеюрский стратоуровень. В пределах Полоусненского антиклинория, где локализованы оловорудные и олово-серебро-полиметаллические объекты, возраст пород, вмещающих оруденение – позднеюрский и среднеюрский.

Конические мегаскладки, слагающие антиклинорную структуру изогнуты в трех пространственных измерениях (рисунок 5.2.). Для локализации оруденения наибольшее значение имеет ундуляция продольной оси мегаскладок в северо-западном (Аян-Юряхская, Верхне-Индибирская, Адычанская) и северо-восточном (Туостахская, Полоусненская) направлениях, с воздыманием шарнира каждой мегаскладки и последующим погружением к участку, где в эту коническую мегаскладку вложена следующая (рисунок 5.2.). Рудные узлы и рудные районы группируются в зоне максимального воздымания шарнира каждой мегаскладки и на сопряженных участках воздымания и погружения шарнира. Напротив, на участках сочленения конических мегаскладок локализованы лишь единичные непротяженные жильные и прожилковые золоторудные тела, служившие, как максимум лишь источниками не крупных россыпей. Очевидная причина такого размещения объектов – в наиболее полно представленных разрезах стратоуровней на участках максимального воздымания шарниров. В участках сочленения (подстраивания) мегаскладок и на их крыльях, наблюдаются толщи, более молодые по отношению к продуктивным стратоуровням. Вероятно, свою роль играет максимальная степень изгиба структур в охарактеризованных зонах мегаскладок. Следствием является максимальное проявление здесь поперечных сколовых и диагональных взбросо-сдвиговых разрывов, часто вмещающих оруденение. Сближенные системы данных разрывов формируют линейно-штокверковые жильно-прожилковые зоны.

В итоге, рудные узлы и месторождения локализованы на участках максимального воздымания шарниров мегаскладок (рисунок 5.2.), и здесь могут быть намечены площади, перспективные на выявление объемных золоторудных месторождений.

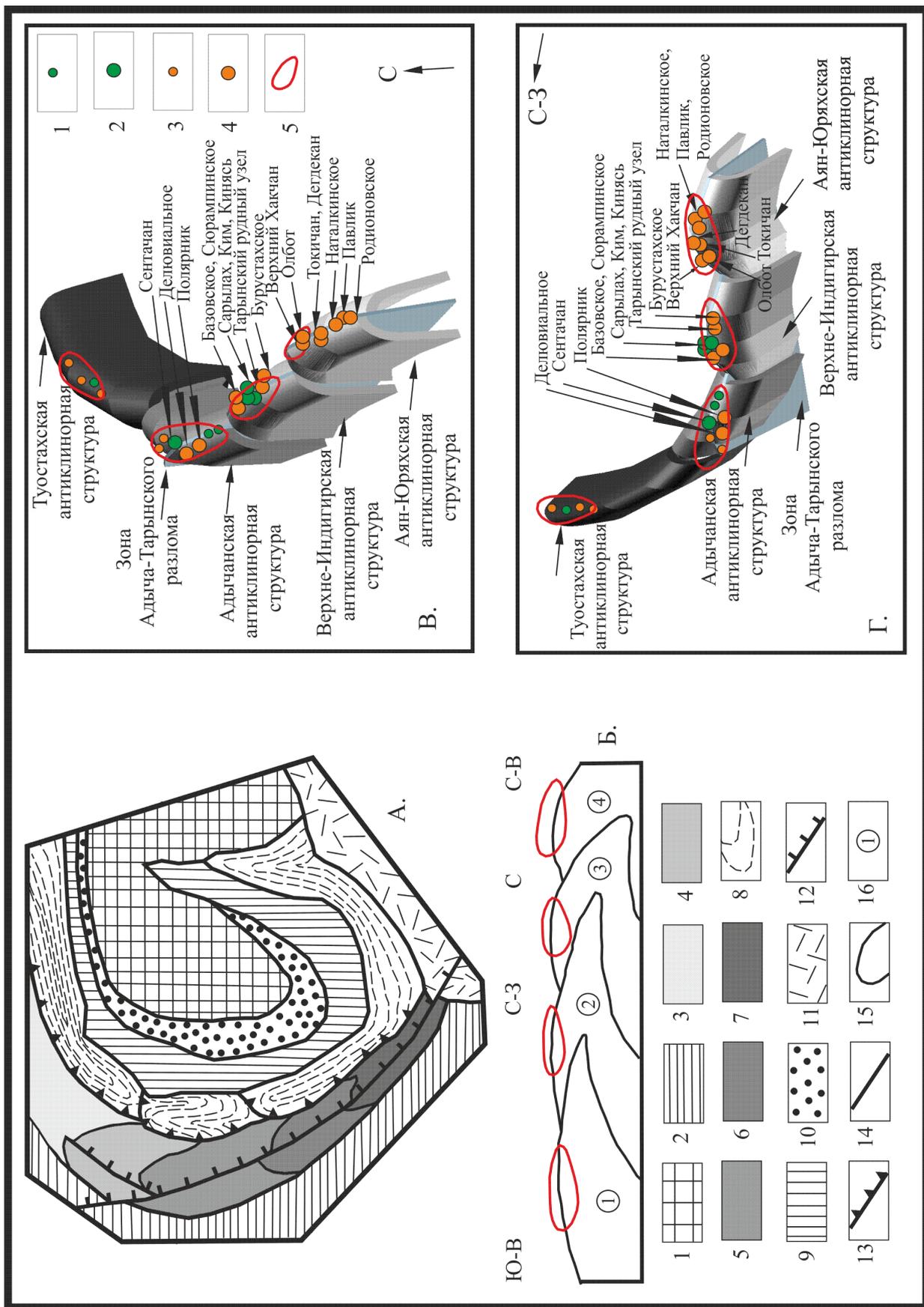


Рисунок 5.2.

Позиции антиклинорных структур Яно-Колымского пояса в структуре Верхояно-Колымской складчатой области и золоторудных объектов Яно-Колымской золотоносной провинции в антиклинорных структурах одноименного складчато-надвигового пояса. Составлен автором. Все схемы – внемасштабные.

А. Позиция антиклинорных структур Яно-Колымского пояса в структуре Верхояно-Колымской складчатой области. Б. Продольный профиль через конические антиклинорные структуры. 1 – плитный комплекс Колымо-Омолонского блока; 2 – структуры Яно-Охотского пояса; 3-8 – структуры Яно-Колымского пояса. 3-7 – антиклинорные структуры: 3 – Полоусненская, 4 – Туостахская, 5 – Адычанская, 6 – Верхне-Индибирская, 7 – Аян-Юряхская; 8 – синклинорные структуры; 9 – структуры Черско-Полоусненского пояса; 10 – структуры Илин-Тасского пояса; 11 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 12 – разломы Адыча-Тарынской зоны; 13 – надвиги Чаркы-Индибирской зоны; 14 – границы структурных элементов Верхояно-Колымской складчатой области; 15 – границы антиклинорных структур Яно-Колымского пояса; 16 – конические антиклинорные структуры на рис. Б: 1 – Аян-Юряхская, 2 – Верхне-Индибирская, 3 – Адычанская, 4 – Туостахская. В. Г. Позиция золоторудных объектов Яно-Колымской золотоносной провинции в антиклинорных структурах одноименного складчато-надвигового пояса (блок-диаграммы в программе Micromine – Швецова Ю.В. ООО «УК «ВостокУголь»). 1-2 – золото-сурьмяные месторождения и проявления: 1 – мелкие, 2 – средние и крупные; 3-4 – золоторудные месторождения и проявления: 3 – мелкие, 4 – средние, крупные и гигантские (Наталкинское); 5 – участки антиклинорных структур, перспективные в отношении обнаружения золоторудных объектов; перспективные площади: I – Хакчанская, II – Тобычанская, III – Верхне-Адычанская, IV – Право-Туостахская.

Все средние и крупные объекты, а также значительная часть мелких месторождений и рудопроявлений золото-кварцевой формации группируются в градиентных зонах системы Адыча-Тарынского разлома. Простираение шовной зоны разлома совпадает с осями Ат-Юряхской, Верхне-Индибирской и Адычанской мегаскладок (рисунок 5.2.). Далее к северо-западу шовная зона разлома расщепляется, и основная ее ветвь осложняет структуру центральной части Яно-Охотского пояса, а Туостахская мегаскладка осложнена затухающей оперяющей ветвью Адыча-Тарынского разлома (рисунок 5.2.). Факт состоит в том, что крупные и средние золото-сурьмяные и золоторудные объекты приурочены только к тем мегаскладкам Яно-Колымского пояса, которые осложнены единой мощной зоной Адыча-Тарынского разлома (Ат-Юряхской, Верхне-Индибирской, Адычанской) После расщепления зоны в зоне ее влияния установлены лишь мелкие золото-сурьмяные (Биллях, Лагерик и др. в центральном секторе Яно-Охотского пояса; Пролет в Туостахской мегаскладке Яно-Колымского пояса) и золоторудные (Черногорское в центральном секторе Яно-Охотского пояса; Алешкино, Кысылга, Халдыкчан, Ветвистое и др. в Туостахской мегаскладке Яно-Колымского пояса).

Северо-западное и юго-восточное крылья системы Адыча-Тарынского разлома на флангах его шовной зоны значительно отличаются стилем тектонических деформаций, что было отмечено еще в специальной работе Л.М. Парфенова с соавторами (1988), и соответственно, условиями локализации рудных полей и узлов. Висячем юго-восточном крыле фиксируется две генерации ранних мелких складок, сопровождаемых надвигами и зонами тектоно-гравитационного сланцевого меланжа. Возможно, они имеют подводно-оползневую природу. Простираение складок – субмеридиональное, несогласное по отношению к общему плану структуры, размах крыльев – десятки и сотни м. Складки северо-западного простираения конической морфологии с размахом крыльев до десятков км наблюдаются по обоим флангам шовной зоны и формируют общий современный план структуры, субконформный системе Адыча-

Тарынского разлома. Более ранние складки, надвиги, хаотические комплексы и связанный с ними кливаж осевых плоскостей деформированы в процессе формирования главной генерации складчатости. Эта поздняя складчатость также осложнена соскладчатыми надвигами, иногда вмещающими рудные тела (месторождение Бадран – рисунок 3.1.). Наконец, эти продольные конические складки дополнительно деформированы в общем широтном и юго-восточном направлении в зонах диагональных и субширотных разломов, с формированием дисгармоничных изоклинальных приразломных складок с размахом крыльев в сотни метров. Такой план складчатости обуславливает наличие многочисленных структурных ловушек, так что рудные тела конкретных объектов часто имеют очень сложную морфологию, обусловленную сопряжением рудоподводящих и рудовмещающих нарушений и рудовмещающих линейно-изометричных зон трещиноватости в ядрах антиклиналей первого и второго порядков. Это установлено на относительно детально изученных участках Тарынского (рисунок 4.2.) и Эльгинского рудных узлов Верхне-Индигорской антиклинорной структуры. Такие зоны развития узких, погружающихся в северо-западном направлении антиклиналей, ядра которых сложены контрастными литологическими пачками с чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, сопряженные с разломами Адыча-Тарынской системы, позволяют значительно ограничить выбор перспективных поисковых площадей.

Также несколько разноплановым является стиль разрывной тектоники в висячем и лежащем крыльях шовной зоны Адыча-Тарынского разлома. В северо-западном крыле развита система листрических сбросов, сопряженных с шовной зоной разлома (рисунок 4.2.).

Наибольший поисковый интерес имеют участки сгущения, пересечений и сочленений разрывов трех систем – продольной, диагональной и поперечной к складчатым структурам (см. главу 4) в пределах площадей, о контуренных по приведенным выше более общим принципам (рисунок 5.2.). Естественно, что такие участки и являются и наименее обнаженными. Часто они скрыты под чехлом широких речных долин и маркируются крупными россыпями, такими как Тарынская или Адычанская с общими запасами более 50 т каждая. И если в плотике Тарынской россыпи, благодаря системному изучению бурением выявлен крупный объемный рудный объект, то источник Адычанской россыпи остается неизвестным. Несмотря на то что, поисковыми работами в плотике россыпи выявлены как северо-западные нарушения Адыча-Тарынской системы, так и диагональные и широтные разломы (рисунок 4.2.). Каждая из этих систем несет промышленные концентрации золота, но пока не выявлены объемные рудные тела, которые могли бы претендовать на роль основных источников столь крупной россыпи.

В результате анализа геолого-тектонической структуры Яно-Колымской провинции и фактического размещения месторождений и проявлений в ее пределах, намечены конкретные

площади для обоснования проведения поисковых работ с целью выявления крупнообъемных объектов золото-кварцевой формации (рисунок 5.2.). Они локализованы на участках максимального воздымания шарниров конических антиклинорных складок, в западном крыле зоны Адыча-Тарынского разлома, с характерным развитием системы листрических взбросов. Участки максимального воздымания шарниров характеризуются также максимальным «раскрытием» систем поперечных и диагональных к складчатости разломов, вмещающих оруденение. Обоснование постановки конкретных поисковых работ на выделенных площадях выходит за рамки данного исследования.

Структуры **Западно-Верхоянской провинции**, в которых локализовано серебряное оруденение, обнаруживают значительное сходство с таковыми Яно-Колымской провинции, с поправкой, конечно, на своеобразие тектонического плана внешней зоны коллизии (Верхоянский, западная часть Яно-Охотского пояса).

Вмещающие оруденение толщи собраны здесь в систему широких сундучных антиклинорных и узких щелевидных синклинорных структур, протяженностью в сотни км каждая, кулисообразно подстраивающих друг друга. Оруденение приурочено, главным образом, к антиклинорным структурам. Каждая из таких структур представляет собой серию узких линзовидных пластин с падением на восток, прислоненных к другу по системам разломов субсогласным с общим простираанием структур (рисунок 5.3.). Кинематика разломов – взбросо-надвиговая с углами падения от $15-20^{\circ}$ до субвертикальных. Наиболее протяженные разломы (Западно-Верхоянский, Верхоянский, Джардан-Брюнгадинский, Аллах-Нельгесинский и др.), вероятно имеют глубинную природу и сопровождаются сериями даек среднего-основного, редко щелочно-ультраосновного состава. Системы данных разломов обычно разделяют антиклинорные и синклинорные пакеты пластин. Внутри пакетов, отдельные пластины отделены друг от друга взбросами и надвигами, представляющими в совокупности систему листрических разрывов, сопряженных с главными глубинными разломами. Антиклинорные структуры испытывают ундуляцию продольных осей с воздыманием и последующим погружением в северном направлении.

Большинство серебрянорудных объектов локализованы на участках максимального воздымания антиклинорных структур и их погружения в северном направлении (рис. 5.3.), но только при условии, что на таких участках в сводах и на погружении структур обнажаются определенные стратоеуровни (рис. 5.3.). В такой позиции расположены Мангазейское, Кимпиченское, Меникенское, Аллара-Сахское рудные поля, Месторождения Прогноз, и др. – см. Главы 3, 4.

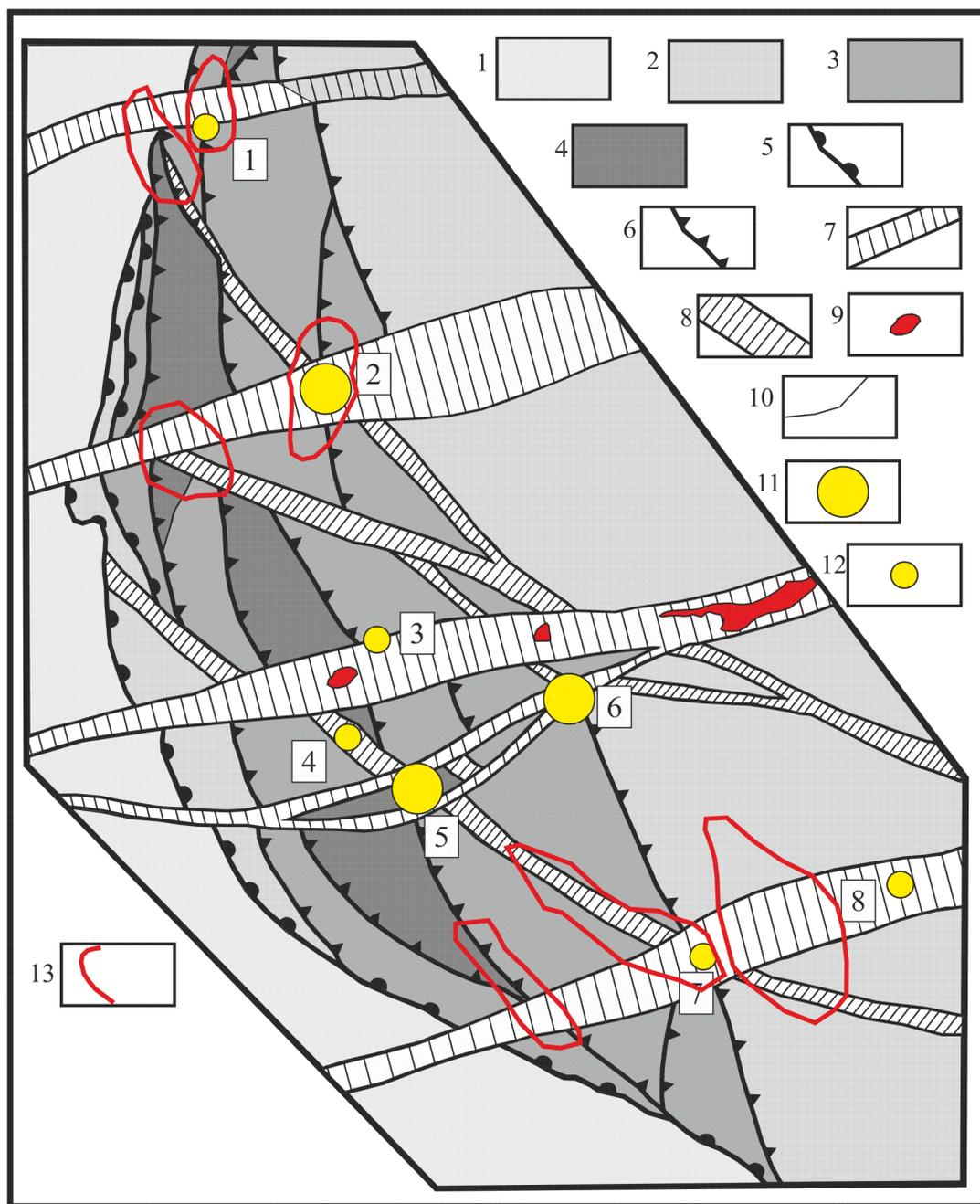


Рисунок 5.3.

Позиция объектов северной и центральной частей Западно-Верхоянской сереборудной провинции в структуре Верхоянского пояса. Схема – внемасштабная. Составлена автором. 1 – меловые отложения Предверхоянского краевого прогиба; 2-4 верхоянский терригенный комплекс: 2 – преимущественно среднетриасовые (ладинские) - среднетриасовые отложения, 3 – преимущественно раннепермские (кунгурские) – среднетриасовые (анизийские) отложения, 4 – преимущественно среднекаменноугольные – раннепермские (ассельские, сакмарские и артинские) отложения; 5 – разрывы предверхоянской системы надвигов; 6 – субмеридиональные разрывы Верхоянской системы разломов; 7 – поперечные ряды разрывов Вилуйско-Полоусненской системы; 8 – диагональные зоны разломов Собопольской системы; 9 – коллизионные гранитоиды поперечных рядов; 10 – геологические границы; 11-12 – наиболее значимые сереборудные объекты: 11 – рудопроявления, рудные поля и рудные узлы с прогнозными ресурсами, 12 – месторождения и рудные поля, включающие объекты с балансовыми запасами; 13 – площади, перспективные на поиски сереборудных объектов. Номера на схеме: 1 – рудопроявление Южное; 2 – Кимпиче-Берелехское рудное поле; 3 – Меникенское рудное поле; 4 – Нюектаминский рудный узел; 5 – Мангазейское рудное поле; 6 – месторождение Прогноз; 7 – Аллара-Сахский и Нижнеимниканский рудные узлы; 8 – Налучинский рудный узел; перспективные площади: I – Южная, II – Орулганская, III – Собопольская, IV – Кимпиченская, V – Баранская, VI – Аллара-Сахская, VII – Томпо-Делиньинская.

Установлено несколько ассиметричное положение рудных полей и узлов по отношению к ядрам антиклинорных структур в их поперечном (широтном) сечении. Пакеты пластин, слагающие антиклинорные структуры имеют сундучную морфологии с крутым прилеганием пластин друг к другу к востоку от осей структур и пологим их надвиганием друг на друга в осевой части и на западных крыльях. Рудные узлы и поля смещены от осей структур к сочленению сводовой зоны антиклинорных структур с их крутыми восточными крыльями. Это можно проиллюстрировать на примере Мангазейского рудного поля (рис. 4.5-4.7.). В такой же позиции локализованы Аллара-Сахское, Чочимбальское, Кысылтасское рудные поля, месторождение Верхнее Менкече, рудопроявление Южное, Верхне-Сынчинское и другие объекты провинции (см. главу 4). Ассиметричное положение рудных полей по отношению к сводам антиклинорных структур подчеркивается их локализацией в градиентных или знакопеременных зонах магнитного поля, тогда как магнитные минимумы фиксируются непосредственно в сводовой части структур.

Положение рудных узлов и полей на сводовых поднятиях и в зонах относительно крутого погружения структур может обуславливаться дополнительными напряжениями на таких участках, разгрузка которых приводила к формированию дополнительной трещиноватости и соскальзыванию пластин в зоны погружения структур, что в свою очередь, увеличивало проницаемость среды для рудоносных флюидов. Сдвиги и сбросы на границах пластин, сложенных литологически контрастными разностями пород приводили к формированию стратифицированных рудных зон, причем оруденение приурочено к более проницаемым пакетам песчаников, как это можно наблюдать на примере рудопроявлений Мангазейское (рис. 4.5.-4.7.), Мухалканское (рис. 3.12.) и Безымянное (рис. 3.11. А, Б) Мангазейского рудного поля. Условия локализации серебряного оруденения позволяют выделять перспективные зоны погружения шарниров в пределах целого ряда антиклинорных структур Западно-Верхоянской сереборудной провинции (рис. 5.3.).

Дополнительным критерием локализации оруденения в пределах провинции, является взаимоотношение трех ведущих систем разрывных нарушений продольной, поперечной и диагональной к складчатости, контролирующих и вмещающих оруденение см. главы 3, 4). Продольные системы разломов определяют, в общем случае положение рудоносных зон и районов. Пространственное положение рудных узлов и полей определяется участками взаимодействия этих систем с поперечными к складчатым структурам зонами разломов Вилюйско-Полоусненской системы (Северо-Тирехтяхской, Эге-Хайской, Томпо-Делиньинской и др.) и диагональных зон разломов Собопольской системы. В главах 3 и 4 показано, что эти системы разломов определяют контуры Кимпиче-Берелехского рудного узла (рис. 4.3.), Мангазейского рудного поля (прил. 4.5-4.7.), месторождения Прогноз, а также Меникенского, Аллара-

Сахского, Нижнеимниканского, Верхне-Менкеченского рудных полей и др. объектов провинции.

Совокупность критериев размещения оруденения в пределах Западно-Верхоянской провинции, приведенных в главах 2, 4 и в настоящем разделе позволяют локализовать конкретные площади (рисунок 5.3.), перспективные для проведения поисковых работ с целью наращивания минерально-сырьевой базы серебра Западно-Верхоянской провинции.

Таким образом, приведенные выше фактические данные представляется возможным обобщить в следующем защищаемом положении.

На основе установленных закономерностей размещения оруденения и созданных геолого-генетических и геолого-структурных моделей определены перспективные площади на выявление золоторудных и серебрянорудных месторождений. Перспективы наращивания металлогенического потенциала благороднометального оруденения связаны, прежде всего, с Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской серебрянорудной провинциями. Установленные платиноносные формации требуют дальнейшего изучения с точки зрения выявления промышленного оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

«Точно научно обоснованный факт по существу всегда дает больше, чем основанная на нем, его объясняющая теория. Он верен и для будущей теории, и в исторической смене теорий он остается неизменным.»

В.И. Вернадский.
Избранные сочинения. Изд-во АН СССР. Том. IV. 1955. С. 305.

В.И. Вернадский (1955) также отмечал, что основной задачей исследователя является установление фактов.

В результате проведенных исследований установлены или подтверждены следующие факты.

В пределах региона отсутствуют индикаторные структурно-формационные комплексы океанической коры, зон спрединга, а также комплексы, которые можно соотнести с энсиматическими островодужными. При этом, имеется базит-ультрабазитовый пояс Черского с неоднозначными структурно-петрохимическими характеристиками.

Современное строение литосферы близко к таковому Сибирской платформы. В ее структуре отсутствуют «шрамы» от возможных былых океанических бассейнов. Хотя она и утонена в целом на 10-20% по сравнению с таковой Сибирской платформы.

Наличествуют позднепалеозойские-раннемезозойские структурно-вещественные комплексы континентальных рифтов.

На большей части территории области установлены латеральные ряды пассивных континентальных окраин.

С другой стороны, совершенно отчетливо фиксируется раннемеловой коллизионный пояс.

Столь противоречивое сочетание структурно-формационных комплексов, их латеральных и вертикальных рядов, как показано в работе, обусловлено пограничным положением Верхояно-Колымской складчатой области между Сибирским континентом и структурами Тихоокеанского кольца с конца докембрия и до середины позднего мела, а также позднемезозойской внутриплитной коллизией в пределах ВКСО. С последнего рубежа регион развивался в режиме орогенной области, а с палеогена – молодой платформы.

Переходное положение области с наличием полного латерального ряда от платформы до конвекгентных границ с Тихоокеанскими плитами обусловило сочетание различных формационных минерагенических типов – как характерных для крупных древних континентальных блоков, так и для Тихоокеанского подвижного пояса, «сквозных», характерных для обеих типов структур, типовых формаций пограничных зон между двумя типами структур, а также минерагенических сочетаний, подчеркивающих своеобразие минерагении ВКСО.

Своеобразие благороднометальной минерагении ВКСО обусловлено, прежде всего, масштабами развития золотого оруденения золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сурьмяной формаций и сереброрудного оруденения серебро-сурьмяной и серебро-полиметаллической формаций, распространением практически монометалльных сереброрудных месторождений и проявлений, признаками оруденения широкого круга платиносодержащих формаций.

Проведенные анализ и синтез показали, что исследования по выявлению новых и имеющихся геодинамических и минерагенических взаимосвязей, изучению рудных формаций, а также практическая деятельность по расширению минерально-сырьевой базы благородных металлов может быть, прежде всего, сосредоточена в пределах двух крупных минерагенических единиц – Яно-Колымской золотоносной и Западно-Верхоянской сереброрудной провинций. В сумме они занимают примерно одну десятую часть ВКСО, и это уже сужает круг исследований.

Автор прекрасно осознает определенную незавершенность предложенных обобщений и эволюционных построений. Однако, многолетняя практика работ автора на конкретных площадях и объектах Верхояно-Колымской складчатой области, а также обобщение опыта нескольких поколений геологов доказывает, что только учитывая своеобразие геодинамического развития региона, его тектоническую позицию и синтетические особенности минерагении, можно на практике достичь положительных результатов в поисковой геологии, особенно в одном из самых сложных ее вопросов: какое из многочисленных рудопроявлений является потенциальным месторождением, а какие так и останутся геохимическими, геофизическими и минералогическими отклонениями в массе структурно-вещественных комплексов.

Литература

Опубликованная

1. Абрамович И.И., Вознесенский С.Д., Манфарова Н.Е. Геодинамика и золотоносность Колымы // Геология рудных м-ний. 1999. Т. 41. № 1. С. 43-53.
2. Аксенов С.А., Некрасов А.И. Результаты геологоразведочных работ в России за 2012 г. и некоторые предварительные результаты геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые за период 2005-2012 гг // Разведка и охрана недр. 2013^а. № 1. с. 5-14.
3. Аксенов С.А., Некрасов А.И. Результаты поисковых и оценочных работ 2013 года на твердые полезные ископаемые за счет средств федерального бюджета // Разведка и охрана недр. 2014^а. № 1. с. 3-8.
4. Аксенов С.А., Некрасов А.И. Результаты поисковых и оценочных работ на твердые полезные ископаемые в России за 2013 год и направления работ в 2014 году // Минеральные ресурсы России. Экономика и Управление. 2014^б. № 2. С. 21-35.
5. Аксенов С.А., Бавлов В.Н., **Некрасов А.И.**, Михайлов Б.К. Результаты работ по развитию минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых России с 2005 по 2012 год и их направления до 2020 года // Разведка и охрана недр. 2012. № 6. с. 5 -11
6. Алакшин А. М., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геол. и геофиз. 1988. № 11. С. 24-31.
7. Амузинский В.А. Геоисторический анализ рудообразования в Верхоянской металлогенической провинции // Отечественная геол. 2003. № 6. С. 3-14.
8. Андреев В.С. Верхоянский комплекс Лено-Омолейского междуречья (геология и размещение рудной минерализации). Автореф. Дис... канд. геол.-мин.наук. М., 1985. 18 с.
9. Аникеев Н.П., Биркис А.П., Драбкин И.Е. Основные закономерности размещения месторождений золота в юго-восточной части Главного золотоносного пояса Северо-Востока СССР. В кн.: Генетические особенности общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Недра, 1966. С. 152-166.
10. Антонов А.Е., Чеботырская И.И. О принципах типизации месторождений серебра Средней Азии. В кн.: Актуальные вопросы геологии, минералогии и геохимии месторождений серебра в Средней Азии. Ташкент: Изд-во САИГИМС, 1983. С. 32-39.
11. Аристов В.В., Константинов М.М., Орлова Г.Ю. и др. Аркачанское золоторудное месторождение, Западное Верхоянье // Руды и металлы. 2003. № 4. С. 15-30.

12. Аристов В.В., Некрасов А. И. Верхоянская серебрянорудная провинция. Перспективы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. № 1. С. 21-29.
13. Аристов В.В., Тихонова Н.В., Орлова Г.Ю., Соловьев К.В. Новое серебрянорудное месторождение Кимпиче в Западном Верхоянье // Руды и металлы. 2006. № 2. С. 28-41.
14. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 454 с.
15. Артюшков Е.В., Беэр М.А. Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. 1. Верхояно-Колымская складчатая система. // Тихоокеанская геол. 1984. № 1. С. 10-21.
16. Артюшков Е.В., Беэр М.А. Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. 3. Миогеосинклинали и платформенные осадочные бассейны // Тихоокеанская геология. 1985. № 11. С. 51-61.
17. Архипов Ю.В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующие с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы. В кн.: Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 110-131.
18. Астафьева М.М. Пермские иноцерамоподобные двустворчатые моллюски России. М.: Наука, 1993. 128 с.
19. Астафьева-Урбайтис К.А., Ясаманов Н.А. Фаунистические сообщества и температурные условия морских бассейнов Северо-Востока СССР в пермском периоде // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1986, Т. 61, Вып. 4, С. 101-109.
20. Афанасьев Г.В., Миронов Ю.Б. Уран в купольных структурах земной коры. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. 357 с.
21. Ахмеджанова Г.М., Некрасов И.Я., Тихомирова В.И., Конюшок А.А. Растворимость золота в сульфидно-мышьяковых растворах при 200-300 С⁰ // ДАН СССР. 1988. Т. 300. № 6. С. 1453-1456.
22. Бабкин П.В. Ртутоносные провинции Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1975. 168 с.
23. Балатанский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.
24. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 236 с.
25. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
26. Белый В.Ф. Верхояно-Чукотские мезозойды – концентрически-зональная геосинклиналиная складчатая область // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2002. Т. 77. вып. 4. С. 3-15.
27. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978. 296 с.

28. Бергер В.И., Кузьмин В.Г. Возрастное положение золото-сурьмяного оруденения Яно-Колымского пояса // Докл. АН СССР. 1982. С. 93-104.
29. Билибин Ю.А. О перспективах золотоносности Колымского района. Избр. Тр. М.: Из-во АН СССР, 1934. Т. 3. С. 207-212.
30. Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: ГОНТИ, 1938. 495 с.
31. Билибин Ю.А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1948. № 4. С. 51-66.
32. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 90 с.
33. Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота. Избранные труды Том II. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 498 с.
34. Блюман Б.А. Ультрамафит-мафитовые комплексы офиолитовых ассоциаций: происхождение и модель становления. // Отечественная геология. 2000. № 8. С. 9.
35. Богданов Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 178 с.
36. Богданов Н.А. Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской литосферных плит в восточной Арктике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 4-15.
37. Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13-20.
38. Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л. и др. Тектоника и коллизионная история Южно-Ануйской сутуры, западная Чукотка. Межд. конф. По тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Тезисы докладов. М.: Научный Мир, 2001. С. 381-382.
39. Борисенко А.С., Павлова Г.Г., Оболенский В.И. и др. Серебро-сурьмяная рудная формация. Часть I. Геология, минералогия, эндогенная зональность оруденения. Новосибирск: Наука, 1992. 189 с.
40. Булин Н.К. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы по сейсмическим данным // Сов. геол. 1988. № 5. С. 58-66.
41. Буряк В.А., Михайлов Б.К., Цымбалюк Н.В. Генезис, закономерности размещения и перспективы золото- и платиноносности черносланцевых толщ // Руды и металлы. 2002. № 6. С. 25-37.
42. Бычков Ю.М. Триас Северо-Востока России. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 60 с.
43. Бяков А.С. Слои с фауной и комплексы двустворчатых моллюсков из опорных разрезов перми юго-востока Омолонского массива. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан. 1991. вып.27. С. 122-128.
44. Важнейшие скарноидные и полигенные месторождения вольфрама, олова и молибдена Китая. М.: Геоинформмарк, 1999. 50 с.

45. Васильев Б.И., Советникова Л.Н. Породы континентального типа дна северо-западной части Тихого океана // Отечественная геология. 2012. № 1. С. 79-82.
46. Ващилов Ю.А. Трехмерная (объемная) модель структуры и вопросы геодинамики Северо-Востока СССР. В кн.: Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1991, с. 15-25.
47. Ващилов Ю.А., Кабак И.Б., Котляр И.Н. О связи золотого оруденения с приподнятыми гранитными и гнейсовыми блоками Омолонского срединного массива. В кн.: Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 1. С. 95-106.
48. В.И. Вернадский. Опыты описательной минералогии. Том I. Изд-во АН СССР. Избранные сочинения. Том. II. 1955. 615 с.
49. Вернадский В.И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Том IV. 424 с.
50. Вернадский В.И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Том V. 422 с.
51. Веселовский Р.В. Новые палеомагнитные и изотопные данные по мезопротерозойским объектам Сибирской платформы и их тектоническая интерпретация. В кн.: Фундаментальные проблемы геотектоники М.: Геос, 2007. Т. I. С. 130-134.
52. Возин В.Ф. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 118 с.
53. Волков А.Б. Долгая судьба месторождения Кючус (Республика Саха (Якутия)). В кн.: Смирновский сборник-98. М.: Изд-во МГУ, 1998. с. 96-118.
54. Волкодав И.Г. Базылевский Р.В. Старников А.И. Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (Юго-Восточная Якутия). Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3-11.
55. Галкин М.А. Ртутная формация Якутии. В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М: Наука, 1969. С.302-308.
56. Гамянин Г.Н. Минеральные типы золоторудных месторождений. В кн.: Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индибирского района, М.: Наука, 1971. С. 150-221.
57. Гамянин Г.Н. Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии. В кн.: Вопросы рудоносности Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. С. 5-34.
58. Гамянин Г.Н. Барит-полиметаллическая формация Колымского срединного массива. В кн.: Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии: Изд-во. ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 56-71.
59. Гамянин Г.Н. Минералогические аспекты формационно-генетического анализа золоторудных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области. Автореф. докт. дисс. М.: Изд-во МГУ, 1991. 45 с.

60. Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология рудн. м-ний. 1998. Т. 1. С. 440-458.
61. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение – уникальное месторождение Северо-Востока России. М., Геос, 2000. 228 с.
62. Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Близповерхностное оруденение Восточной Якутии. // Тихоокеан. геол. 1988. № 2. С. 82-89.
63. Гамянин Г.Н., Силичев М.И., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В. Полиформационное золоторудное месторождение. Геология рудн. м-ний. 1985. № 5. С. 86-89.
64. Ганелин В.Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива. Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М. 1973. 31 с.
65. Ганжа Г.Б., Зверева Е.А. О новом типе золото-углеродистой минерализации в Центрально-Колымском рудном районе // Отечественная геология 1994. № 1. С. 71-76.
66. Геологическая карта Северо-Востока СССР. Масштаб 1:1 500 000. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1980.
67. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-54, 55. Хонуу. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1986. 120 с.
68. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист. Q-56, 57 Среднеколымск. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1991. 111 с.
69. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-53 (55). Депутатский. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 105 с.
70. Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Якутск: Изд-во ЯИГН СО РАН, 1997. Т. I. 256 с.
71. Геология СССР. Гл. ред. Е.А. Козловский. Т. 18. Якутская АССР. Полезные ископаемые. Ред. тома Ю.В. Архипов. М.: Недра, 1979. 411 с.
72. Геология СССР. т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. кн. 1. 547 с.
73. Геология СССР. Гл. ред. Е.А. Козловский. Т. 30. Северо-Восток СССР (Магаданская область и Охотский район Хабаровского края). Полезные ископаемые. М.: Недра, 1983. 263 с.
74. Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н. и др. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геостратиграфического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. № 4. С. 21-42.
75. Глухов А.Н., Фомина М.И. Новые данные о стратиформной полиметаллической минерализации в карбонатных толщах Приколымского террейна (Северо-Восток России) // Отечественная геология. 2015. № 3. С.37-44.
76. Голицин М.В., Голицин А.М. Мир солнечного камня. Сегодня и завтра ископаемого угля. М.: Русский Миръ, ИПЦ «Жизнь и мысль», 2010. 219 с.

77. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. и др. Платиноносность золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Северо-Востока СССР: проблемы и перспективы. В кн.: Платина России. Т. 2. Кн. 2. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 156-161.
78. Гончаров М.А., Гептнер Т.М., Фролова Н.С., Голев М.Б. Шарьяжи как альтернатива складчатости общего смятия и генератор глыбовой складчатости (по результатам физического и компьютерного моделирования). В кн.: Проблемы эволюции тектоносферы. М.: Ингеоком, 1997. С. 205-218.
79. Горбачев О.В, Абясов А.А., Чистякова Н.Н. Редкие земли в фосфатно-углеродистых отложениях как индикатор палеофациальных условий // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 3. С. 121-125.
80. Горбов Г.С., Загрузина И.А. Первые определения абсолютного возраста метаморфических пород Колымского массива // ДАН СССР. 1971. № 5. С. 1131-1132.
81. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан. Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
82. Горячев Н.А., Колесниченко П.П. Геохимические особенности мезозойских габброидных интрузий Яно-Колымского олононосного пояса. В кн.: Магматизм и оруденение Северо-Востока России. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 243-258
83. Грамберг И.С. Сравнительная геология и металлогения океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов. В кн. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеологии, 2002. С. 17-35.
84. Грамберг И.С., Краснов С.Г., Айнемер А.И. и др. Гидротермальное сульфидное оруденение в океане // Сов.геология. 1990. № 12. С. 81-91.
85. Грамберг И.С., Супруненко О.И. Нефтегазоносные и перспективные осадочные бассейны Евразийской континентальной окраины. В кн.: Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеологии. 2002. С. 421-429.
86. Гребенников Г.А., Работнов В.Т., Спектор В.Б. К стратиграфии верхнего докембрия Селеняхского кряжа. В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тез. Докл. Межвед. Стратигр. Совещ. Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1974. С. 12-13.
87. Григоров С.А., Ворожбенко В.Д., Кушнарев П.И. и др. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки // Отечественная геология 2007 г. № 3. С. 43-50.
88. Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива. М.: Наука, 1981. 359 с.
89. Гриненко В.С., Лупенко Л.Г., Спектор В.Б., Хан В.С. Геологическая карта Якутии. Верхнеиндигирский блок. Масштаб 1:500 000. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 12 л.

90. Гриненко В.С., Стогний Г.А. О глубинном строении Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье). В кн.: Надвиги и шарьяжи платформенных и складчатых областей Сибири и Дальнего Востока и их металлогеническое значение. Иркутск, 1992. С. 98-99.
91. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 207 с.
92. Гусев Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозоид. М.: 1979, 208 с.
93. Гусев И.М., Аристов В.В. Литология и условия осадконакопления золотоносных толщ позднего нория центральной части Яно-Колымской золотоносной металлогенической провинции, Республика Якутия // Руды и металлы. 2011. № 1. С. 11-22.
94. Денисов Г.В. Геологические условия закономерности размещения серебряного оруденения Томпо-Делиньинской металлогенической зоны. Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Якутск, 2008. 25 с.
95. Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север центральной Сибири). С-Пб.: Наука, 2002. 821 с.
96. Додин. А.А., Чернышев М.М., Яцкевич Б.А. Платинометалльные месторождения России. Санкт-Петербург: Наука, 2000. 753 с.
97. Дылевский Е.Ф., Зуев С.А., Шпикерман В.И. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох в верхнеюрских осадочно-вулканогенных отложениях центральной части хр. Черского. В кн.: Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 81-96.
98. Егоров А. Ю. Лавинная седиментация - основной процесс в формировании Верхоянского комплекса // Докл. РАН. 1993. т. 332., № 3. С. 346-351.
99. Еловских В.В. Принципы металлогенического районирования Якутии. В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972. С. 240-244.
100. Ермакова С.П. Аммоноидеи и биостратиграфия нижнего триаса востока Бореальной области. Автореф. дисс... докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН, 1995. 32с.
101. Ермолаев Н.П., Чиченов В.А., Хорошилов В.Л., Горячкин Н.И., Сидоров В.А. Характеристика рудообразующего флюида на месторождениях золота и серебра в черных сланцах // Геохимия. 1994. № 8-9. С. 1275-1286.
102. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990, 304 с.
103. Жуланова И.Л. Метаморфизм в геологической истории Северо-Востока Азии: типизация, эволюция, корообразующее значение. В кн.: Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Востоке Азии. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1991, С. 176-190.

104. Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология и геохронометрия эндогенных событий в раннемезозойской истории Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2007. 358 с.
105. Задорожный Д.Н., Ръжов О.Б., Аристов В.В. и др. Крупнотоннажное месторождение золота Делювиальное // Отечественная геология. 2011. № 1. С. 11-18.
106. Зоненшайн Л. П. Глобальная тектоника, магнетизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 230 с.
107. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992, 192 с.
108. Зоненшайн Л.П. Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990^а, Кн. 1, 328 с.
109. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990^б. Кн. 2. 334 с.
110. Иванкин И.Ф., Фельдман А.А. О мантийных абиссолитах и природе сводовых поднятий на древних платформах. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1983. Т. XI, С. 150-154.
111. Иванов А.И. Золотоносность Байкало-Патомской металлогенической провинции. Автореф. на соискание ученой степени докт.. геол.-мин. наук. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. университета., 2010. 50 с.
112. Иванов В.Л. Особенности структуры и эволюции континентальной окраины моря Лаптевых // Отечественная геология. 2000. № 8. С. 30.
113. Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г. Строение, история развития и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Нвосибирск: Наука, 1975. 322 с.
114. Измайлов Л.И., Линькова Т.И. Отражение динамики геологических процессов в физических полях. В кн.: Геология зоны перехода континент-океан на Северо-Вос-токе Азии. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1991.С. 25-37.
115. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмодислокации в сейсмических поясах Якутии. // Геотектоника.1995. № 1. С. 79-92.
116. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии // Геотектоника. 2000. № 4. С. 44-51.
117. Индолев Л.Н., Жданов Ю.А., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. Новосибирск: Наука, 1980. 230 с.
118. Индолев Л.Н., Невойса Г.Г. Серебро-свинцовые месторождения Якутии. Новосибирск: Наука, 1974. 252с.
119. Ициксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1979. 231 с.
120. Карпузов А.Ф., Красильникова Т.Б., Михайлов Б.К., Морозов А.Ф., **Некрасов А.И.**, Хлебников П.А. О стратегии геологического изучения территории Российской федерации, воспроизводства и освоения минерально-сырьевой базы ее недр и континентального шельфа на пери-

од до 2020г // Известия Высших учебных заведений. Сер. Геология и разведка. 2007г. № 6. С. 3-9.

121. Карякин Ю.В., Оксман В.С. Раннепалеозойские осадочно-вулканогенные образования Селенняхского блока и их геодинамическая природа. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 1999. Т. I. С. 83-87.
122. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Позднепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения Селенняхского хребта и их геодинамическая природа // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 5. С. 646-650.
123. Каскевич Г.Э. Новая схема стратиграфического расчленения раннего палеозоя хр. Тас-Хаяхта и корреляция ее со схемой Селенняхского кряжа. Развитие района в этот период. В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Якутск: Сахаполиграфиздат, 1997. Т. I. С. 74-77.
124. Кеннет Дж. Морская геология. Том 1. М.: Мир, 1987. 384 с.
125. Книппер А.Л. Офиолиты 30 лет спустя. В. Кн.: Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 217-226.
126. Кокин А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Бадран (Восточная Якутия). В кн.: Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 170-172.
127. Кокин А.В., Батурин А.Л. Новый тип марганцевой минерализации. Перспективы освоения. // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2004. № 2(7). С. 16-24.
128. Кокин А.В., Силаев В.И., Батурин А.Л. Алабандин Якутии – новый минеральный тип промышленного оруденения марганца. Ростов-на-Дону: Ростиздат, 2011. 208 с.
129. Колодезников И.И., Рукович В.Н. Палеозойский магматизм Индигиро-Колымского региона. В кн.: Фундаментальные проблемы геотектоники М.: Геос, 2007. Т. 1. С. 320-324.
130. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция Карельского массива и Лапландско-Беломорского пояса в палеопротерозое (Балтийский щит). Автореф.... дисс... д-ра геол.-мин. наук. М. 2004. 46 с.
131. Колонин Г.Р., Пальянова Г.А., Широносова Г.П., Моргунов К.Г. Термодинамическая модель возможной золотоносности высокотемпературного хлоридного водно-углекислого флюида // Геохимия. 1994. № 12. С. 1725-1733.
132. Колчеданные месторождения мира. М.: Недра, 1979. 284 с.
133. Константинов А.К., Некрасов А.И. Потенциально урановорудный Хангатасский район на Алазейском поднятии Северо-востока России. Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. М.: РИЦ ВИМС, 2009. Вып. 154. С. 165-178.
134. Константинов М.М. Провинции благородных металлов. М.: Недра, 1991. 223 с.
135. Константинов М.М. Золоторудные провинции мира. М.: Научный мир, 2006. 355 с.

136. Константинов М.М., Аристов В.В., Вакин М.Е. и др. Условия формирования и основы прогноза крупных золотоносных месторождений. М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1998. 155 с.
137. Константинов М.М., Косолец Т.Н. Стратиформные золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5-21.
138. Константинов М.М., Костин А.В., Сидоров А.А. Геология месторождений серебра. Якутск. Сахаполиграфиздат, 2003. 280с.
139. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 270 с.
140. Константинов М.М., Политов В.К., Стружков С.Ф. и др. Омолонский золотоносный регион и его перспективы. Мат. совещ. 100-летия Ю.В. Билибина. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 84-96.
141. Константиновский А.А. К проблеме происхождения среднепротерозойских грабенов юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1983. Т. XI. С. 126-132.
142. Коньшев В.О. Модель золоторудного поля в структурах тектоно-магматической активизации, месторождение Кючус // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 52-65.
143. Корсакова Н.А., Иванов Н.М. Новая концепция геологического строения и развития Беломорского подвижного пояса (на основе сопоставления Госгеолкарт-200 второго поколения). В кн.: Геология Северо-Запада вчера и сегодня. СПб.: 2000. С. 172-182.
144. Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Муравьев В.П. Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины. М.: Изд. АН СССР, 1960, 274 с.
145. Костин А.В. Прогноз крупных месторождений серебра в Западном Верхоянье на примере Мангазейского рудного поля // Отечественная геология. 1997. № 9. С. 32-36.
146. Костин А.В. Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне (Западное Верхоянье) // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 62-67.
147. Костин А.В. О полигенности золотых и серебряных месторождений фронтальной части Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 8-11.
148. Костин А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского серебрянорудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Отечественная геол. 2008. № 5. С. 33-41.
149. Костин А.В. Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 3-9.
150. Костин А.В., Денисов Г.В. Крупные благороднометалльные рудномагматические системы Западного Верхоянья // Отечественная геол. 2007. № 5. С. 17-25.
151. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. Якутск: Изд-во СО РАН, 1995. 155 с.

152. Костин А.В., Окунев А.Е., Заякина Н.В., Денисов Г.В. Рудопроявление Обоха – новый серебрянорудный объект мирового класса Восточной Якутии // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 21-26.
153. Костин А.В., Тыллар В.И. Сингенетический пирит стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кыллахской и Каменской рудоносных площадей (Восточная Якутия). Минералого-генетические аспекты магматизма и оруденения Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1993. С. 171-176.
154. Костин А.В., Шошин В.В., Рабандиров Ю.Т. Самородное серебро серебро-свинцовых месторождений Эндыбальского рудного узла (Западное Верхоянье) // Геология и геофизика. 1992. Т 36. С. 58-65.
155. Косько М.К., Буценко В.В., Иванов В.Л. и др. К тектонике Северного Ледовитого океана и его континентальной окраины. В кн. 60 лет в Арктике, Антарктике и Мировом океане. СПб.: Изд-во ВНИИОкеангеологии, 2008. С. 16-43.
156. Котляр Г.В. Расчленение и корреляция верхней перми тетиса и циркумпафики // Тихоокеанская геология. 1993. № 4. С. 7-19.
157. Кравчук И. Ф., Малинин С. Д., Дорфман А. М., Сение В. Г. Экспериментальное исследование распределение петрогенных элементов между силикатным расплавом и водно-солевым флюидом при 900⁰ С и 2 кбар // Геохимия. 1987. № 2. С. 192-202.
158. Краснов С. Г., Черкашов Г.А., Айнемер А.И. и др. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. СПб.: Недра, 1992. 278 с.
159. Красный Л.И. Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии // Сов. Геология. 1973. № 7. С. 95-121.
160. Кропоткин П.Н., Шаталов Е.Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР. В кн.: 5. Материалы по изучению Охотско-Колымского края. Сер. 1. Геол. и геоморф. – М.: Недра, 1936. вып. 3. 148 с.
161. Кузнецов В.М. К проблеме формирования структуры Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 1999, Т. I, С. 94-98.
162. Н.Я. Кунин. Строение литосферы континентов и океанов. М.: Недра, 1989. 286 с.
163. Курушин Н.И. Биофации и биономическое районирование триаса Сартанг-Нельгесинского междуречья бассейна р. Яна // Геология и геофизика. 1992. № 11. С. 35-44.
164. Курушин Н.И., Малов В.А., Некрасов А.И., Соловьева Э.Х. Доманикиты Западного Верхоянья // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1994. № 6. С. 71-74.
165. Курушин Н.И., Соловьева Н.А., Малов В.А., Некрасов А.И., Соловьева Э.Х. Новые данные по биостратиграфии и литологии Западного Верхоянья // Докл. РАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 223-227.

166. Ларин Н.И. К тектонике и металлоносности Яно-Колымской складчатой области. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во ВНИИ-1, 1955. Вып. 9. С. 3-20.
167. Лейер П. И., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые ^{40}Ar ^{39}Ar определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойд. ДАН РАН. 1993. №5. С. 621-624.
168. Леонов М.Г. Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М: Наука, 1993. 150 с.
169. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3-21.
170. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.
171. Литинский В.А. О надвигании Западно-Верхоянского тектонического покрова на предверхоянский прогиб (по гравиметрическим данным). В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск, 1980. С. 169-172.
172. Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Пономарева Л.Г. и др. Глаукофановый метаморфизм Алазейского плоскогорья. В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С-В СССР. Магадан, 1975. Вып. 22, С. 112-119.
173. Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Терехов М.И. Геология Алазейского плоскогорья. В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. С. 18-55.
174. Львов М.Ю., Неустроев А.П. Результаты палеомагнитных исследований некоторых мезозойских и палеозойских образований хребта Тас-Хаяхта (Восточная Якутия). В кн.: Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991, С. 95-113.
175. Малич К. Н. Платиноидная россыпь реки Ингарингда (север Восточной Сибири) // ДАН РАН. 1996. Т. 348. № 5. С. 652-656.
176. Масайтис В.Л. Сопряженные девонско-раннекаменноугольные дивергентная и конвергентная зоны Восточной Сибири // Докл. РАН. 1995. № 6. С. 781-784.
177. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского авлакогена. М.: Наука, 1975. 182 с.
178. Матвеев В.Т. Очерк эндогенной металлогении Магаданской области. Тр. ВНИИ-1. Геология. 1960. Вып. 64. 46 с.
179. Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. В кн.: Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. С. 169-240.
180. Меглицкий Н.Т. Геологический очерк Верхоянского хребта и описание месторождений серебро-свинцовых руд на р. Эндыбал // Горный журнал. 1851. 36 с.
181. Мерзляков В.М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. М.: Наука, 1971. 152 с.

182. Мерзляков В.М., Лычагин П.П. Учатский метаморфический комплекс. В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1977. с. 56-63.
183. Мерзляков И.М., Терехов М.И., Белобжебский Г.О. О срединных массивах Северо-Востока СССР // Геотектоника. 1974. № 5, С. 61-73.
184. Мерзляков В.М., Шпикерман В.И. Стратиформная рудоносность Омудевского поднятия // Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С. 67-72.
185. Мерзляков В.М., Шпикерман В.И., Дылевский Е.Ф. Рудные формации одной из былых зон перехода континент-океан в мезозоидах Северо-Востока СССР. В кн.: Рудные формации структур зоны перехода континент-океан. Тез докл. Всесоюз. Совещ. Магадан. Апрель 1988 г. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. Т. 1. С. 122-124.
186. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1:1 500 000. Гельман М.Л., Ичетовкин Н.В., Сосунов Г.М.; Гл. ред. Цопанов О.Х. Объяснительная записка. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1994. 134 с.
187. Металлогения и новая глобальная тектоника. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1973. 157 с.
188. Металлоносные осадки Красного моря. М.: Наука, 1986. 392 с.
189. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (золоторудных). Приложение 18к. М.: ГКЗ РФ, 2007^а. 47 с.
190. Методические рекомендации по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых (серебряных руд). Приложение 29к. М.: ГКЗ РФ, 2007^б. 41 с.
191. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ВИЭМС, 2006. 44 с.
192. Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицин А.П. Геохимия металлоносных осадков. Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. С. 122-200.
193. Мигидович И.П. Очерки по истории географических открытий. М.: Гос. Уч. – пед. изд-во, 1957. 752 с.
194. Микуленко К.И., Ситников В.С., Тимиршин К.В., Булгакова М.Д. Эволюция структуры и условий нефтегазообразования осадочных бассейнов Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1995. 178 с.
195. Миронюк Е.П., Загрузина И.А. Геоблоки Сибири и этапы их формирования. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1983. С. 133-140.
196. Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Мир, 1984. 496 с.

197. Мишнин В.М., Рукович В.Н. Тектоническая природа основания Индигиро-Колымского региона и ее металлогенические следствия. В кн. Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Якутск: «Сахаполиграфиздат», 1997. Т. I. С. 11-14.
198. Михайлов Б.К., Варганиян С.С., Аристов В.В. и др. Минерально-сырьевые основы новых горнорудных центров Российской Федерации // Отечественная геология. 2007.. № 3. С. 14-42.
199. Михайлов Б.К., Некрасов А.И. Некоторые аспекты современного состояния минерально-сырьевой базы твердых полезных ископаемых России. Смирновский сборник-2008. М.: ВИНТИ РАН. 2008. С. 149-182.
200. Михайлов Б.К., Некрасов А.И. Основные направления геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые в России на ближайшее десятилетие. Доклады научно-практической конференции «Ядерно-геофизические полевые, скважинные и аналитические методы при решении задач поиска, разведки и разработки месторождений твердых полезных ископаемых». М.: Изд-во ФГУП НГЦ РФ «ВНИИгеосистем», 2009. С. 7-13.
201. Михайлов Б.К., Некрасов А.И., Варганиян С.С., Стружков С.Ф. Состояние и перспективы наращивания минерально-сырьевой базы золота России. Тезисы докладов Международного горно-геологического форума «Золото северного обрамления Пацифики». Магадан: Изд-во СВКНИИ ДО РАН, 2008. С. 27-28.
202. Михайлов Б.К., Некрасов А.И., Петров О.В., Киммельман С.А., Михайлов С.Б. Концепция новых центров экономического роста в современных условиях на примере Яно-Колымской золоторудной провинции // Региональная геология и металлогения. 2010. № 42. С. 65.
203. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1992. 140 с.
204. Москвитин С.Г. Золотое оруденение месторождения Кючюс (Куларский район, Якутия). В кн.: Российская Арктика. Геологическая история. Минерагения. Геоэкология. СПб.: ОАО «Иван Федоров», 2002. С. 514-524.
205. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Меланхолина Е.Н. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3-18.
206. Мур Г.Т., Фуллам Т.Ж. Подводные русловые системы и их потенциальные возможности для накопления нефти. Дельты модели для изучения. М.: Недра, 1979. С. 92-114.
207. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1986, 303 с.
208. Нарсеев В.А., Шашкин В.М. Особенности глубинного строения юго-восточного фланга Яно-Колымского золотоносного пояса // Отечественная геология. 2000. № 1. С. 15-24.
209. Наталенко М.В., Стружков С.Ф., Рыжов О.Б. и др. Геологическое строение и минералогия руд месторождения Биркачан, Магаданская область // Руды и металлы. 2002. № 6. С.37-53.
210. Натапов Л. М. Объяснительная записка к геологической и тектонической картам СССР м-ба 1: 100 000. Лист Q-54-I-II. М.: ВАГТ, 1987. 45 с.

211. Натапов Л.М. История аккреционной структуры северо-восточного обрамления Сибирского континента. Докл. сов. геологов на 28 сессии Межд. геол. конг. Вашингтон, июнь, 1989. Л.: изд-во ВСЕГЕИ, 1989. С. 172-187.
212. Натапов Л. М., Зоненшайн Л.П., Шульгина В.С. и др. Геологическое развитие Колымо-Индибирского региона и проблема Колымского массива. Геотектоника. 1977. № 4. С. 18-31.
213. Некрасов А.И. О химической неоднородности многокомпонентных алюмосиликатных стекол // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993^а. № 5. с. 97-101.
214. Некрасов А.И. Магматизм и рудоносность северо-западной части Главного пояса гранитоидных батолитов Северо-востока СССР. Автореф. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993^б. 35 с.
215. Некрасов А.И. Покровно-складчатая структура Западного Верхоянья. Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. Материалы совещания. М.: МГГА, 2000. С. 38-40.
216. Некрасов А.И. Проблемы стратиграфии и тектоники верхоянского комплекса // Вестник Госкомгеологии РС (Я), 2002. № 2 (3). С. 26-32.
217. Некрасов А.И. Теоретические предпосылки алмазоносности структуры Колымской петли // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2003. № 2 (5). С. 27-34.
218. Некрасов А.И. Перспективы платиноносности Верхояно-Колымской складчатой области. В кн.: Платина России. СПб.: Т. V. М., Геоинформмарк, 2004^а. С. 421-440.
219. Некрасов А.И. Эволюция Верхоянского палеобассейна лавинной седиментации в позднем палеозое - раннем мезозое (на примере Западного Верхоянья) // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2004^б. №. 1(6) С.72-84.
220. Некрасов А.И. благороднометально-полиметаллические месторождения в терригенных толщах верхоянского комплекса (Северо-Восточная Якутия) – новый формационный и геолого-промышленный тип золотого оруденения. В кн.: Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004^в. С. 135-137.
221. Некрасов А.И. О причинах совмещения золотого, серебряного и полиметаллического оруденения в месторождениях Западного Верхоянья (Восточная Якутия). В кн.: Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004^г. С. 137-139.
222. Некрасов А.И. Факторы локализации золотого и серебряного оруденения Западно-Верхоянской металлогенической зоны (Восточная Якутия). В кн.: Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004^д. С. 142-144.

223. Некрасов А.И. Эволюция геодинамического режима в период формирования золоторудных объектов центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (восточная Якутия). В кн.: Золото Сибири и Дальнего Востока: геология, геохимия, технология, экономика, экология. Улан-Уде: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2004^с. С. 139-142.
224. Некрасов А.И. Проблемы тектоники Яно-Колымского региона. // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2006^а. № 1 (8). С. 9-13.
225. Некрасов А.И. Минерагения центральной части Западного Верхоянья. В кн.: Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2006^б. С. 116-119.
226. Некрасов А.И. Золотое оруденение хр. Улахан-Тас (северо-восток Якутии). В кн.: Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2006^в. С. 122 – 125.
227. Некрасов А.И. Золото-серебро-медно-порфировое оруденение Мангазейского серебрянорудного поля (восточная Якутия). В кн.: Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2006^г. С. 119-122.
228. Некрасов А.И. Золоторудные месторождения Северо-Востока Якутии // Руды и металлы. 2007^а. № 5. С. 26-48.
229. Некрасов А.И. Западно-Верхоянская минерагеническая провинция – новая минерально-сырьевая база серебра России // Отечественная геология. № 3. 2007^б. С. 51-56.
230. Некрасов А.И. Минерально-сырьевой потенциал золота и серебра северо-восточной части Якутии. Тезисы докладов Международного горно-геологического форума «Золото северного обрамления Пацифики». Магадан: Изд-во СВКНИИ ДО РАН, 2008. С. 228-229.
231. Некрасов А.И. К вопросу о геолого-экономической классификации месторождений-гигантов рудных полезных ископаемых // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2009^а. № 5. С. 27-30.
232. Некрасов А.И. Золото-меднопорфировое с серебром оруденение Эндыбальского субвулкана «Западное Верхоянье» // Руды и металлы. 2009^б. № 2. С. 46-57.
233. Некрасов А. И. Количественная оценка диффузии водно-солевого флюида из боковых пород в зону стресса за счет аномальных температуры и давления // Руды и металлы. 2009^в. № 3. С. 43-47.
234. Некрасов А.И. Отражение геодинамического режима восточной окраины Сибирской платформы в особенностях формирования осадочной призмы верхоянского комплекса и минерагении Западно-Верхоянского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология. 2011. № 1. С. 101-110.
235. Некрасов А.И. Минерально-сырьевой потенциал серебра Восточной Якутии // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2011. № 1(10). С. 71-86.

236. Некрасов А.И. Геолого-генетические модели полихронных и полигенных благороднометалльных месторождений Верхояно-Колымской складчатой области (на примере Мангазейского сереборудного поля) // Отечественная геология. 2017. № 1. С. 39-53.
237. Некрасов А.И. Типы геолого-структурных обстановок проявления золото- и сереборудной минерализации в Яно-Колымской и Западно-Верхоянской провинциях (северо-восток Якутии) // Руды и металлы. 2017. № 1. С. 5-18.
238. Некрасов А.И., Ганеев А. Ш. Отражение коллизионной геодинамики восточной окраины Сибири в позднемезозойских магматических событиях. Материалы МТК. М.: Геос, 2006. т. II. С. 62-67.
239. Некрасов А.И., Костин А.В. Золото-серебряное оруденение, как индикатор геодинамического развития восточной окраины Сибирского кратона. В кн.: Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Геос, Т. II. 2005. С. 32-36.
240. Некрасов А.И., Поспелов И.И. Верхояно-Колымская складчатая область как пример интракратонной протерозойско-раннепалеозойской мобильной структуры Пангеи. В кн.: Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы совещания – Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2001. С. 167-170.
241. Некрасов А.И., Поспелов И.И. Структурное положение Тас-Хаяхтахского и Селенняхского сегментов базит-ультрабазитового пояса Черского // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2002^a. № 2 (3). С. 19-24.
242. Некрасов А.И., Поспелов И.И. Особенности постколлизионного этапа развития Верхояно-Колымской складчатой области. В кн. Тектоника и геофизика литосферы. Материалы XXXV Тектонического совещания М.: Геос, 2002^b. Т. II. С. 44-47.
243. Некрасов А.И., Сенотрусов Ю.И., Тямисов Н.Э., Левин В.М., Соловьев В.Н. Перспективы платиноносности Северо-Восточной Якутии // Вестник Госкомгеологии РС (Я). 2002. № 1(2). С. 30-36.
244. Некрасов А.И., Тямисов Н.Э., Соловьев В.Н. История изучения сереборудных месторождений северо-восточной Якутии // Руды и металлы. 2009. № 3 С. 36-42
245. Некрасов А.И., Яковлева Н.И. Геохимические особенности рудных зон месторождения Мангазейское. В кн.: Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2006. С. 125-128.
246. Некрасов И.Я. Магматизм и рудоносность западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 334 с.
247. Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. 378 с.
248. Некрасов И.Я. Фазовые соотношения в оловосодержащих системах. М.: Наука, 1976. 362 с.

249. Некрасов И.Я. Олово в магматическом и погстмагматическом процессах. М.: Наука, 1984. 238 с.
250. Некрасов И.Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского пояса // Геология рудных месторождений. 1990. №1. С. 98-104.
251. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
252. Некрасов И.Я. Трансиндигирская вулканогенная зона и ее тектоническая природа // Докл. РАН. 1998. № 5. С. 653-658.
253. Некрасов И.Я., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. и др. Минералого-геохимические особенности серебряного оруденения Верхояно-Колымской складчатой области. Минеральные ассоциации руд серебро-сурьмяной и золото-серебряной формации // Минералогический журнал. 1987. т. 9. № 6. С. 5-17.
254. Некрасов И.Я., Григорьев А.П., Григорьева Т.А. и др. Изучение высокотемпературных боратов. М.: Наука, 1970. 288 с.
255. Некрасов И.Я., Диман Е.Н. Высокотемпературная растворимость золота в растворах и генезис золоторудных месторождений // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка, 1989, № 2. С. 24-31.
256. Некрасов И. Я., Конюшок А. А. Фазовые соотношения в системе Au-Ag-Sb-S // ДАН СССР. 1985. Т. 286, № 2. С. 442-446.
257. Некрасов И. Я., Лунин С. Е. Условия образования сульфидов, селенидов, сульфоселенидов серебра системы Ag-Sb-S-Se (по экспериментальным данным) // Минералогический журнал. 1987. Т. 9. № 1. С. 25-29.
258. Некрасов И. Я., Чевычелов В. Ю., Тронева Н. В. Фазовые соотношения и система Ag-Sb-S в гидротермальных условиях при 300-400 С⁰ и P_{H2O} до 1 кбар // Докл. АН СССР. 1978. т. 238. № 4. С. 932-935.
259. Некрасов И.Я., Яковлев Я.В., Соловьев Л.И., Лескова Н.В. Первая находка золото-висмутового сульфида // ДАН СССР. 1988. т. 299, № 2. С. 438-441.
260. Некрасова Р. А., Некрасов И.Я. Куларит-аутигенная разновидность монацита // ДАН СССР. 1983. т. 268, № 3, С. 688-694.
261. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Геохронология и проблемы генезиса гранитоидов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
262. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. Якутск.: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1985. 175 с.
263. Ненашев Н.И., Зайцев А.И. Изотопные датировки терригенных пород Верхоянской антиклинальной зоны - индикаторы тектонотермальной активизации региона. В кн.: Геология и тек-

- тоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. Т. I. С. 116-119.
264. Никитина Т.А. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
265. Обручев С.В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. В кн. Пробл. сов. геол. М.: Изд-во АН СССР, 1934. Т. 2. № 6. С.182-200.
266. Обручев С.В. Тектоника Северо-Восточной Азии. В кн.: Труды 17-й сессии Международного геологического конгресса. М. 1940. т. 5, С. 211-218.
267. Оксман В.С. Коллизионный пояс хр. Черского. В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые республики Саха (Якутия). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1997^a. Т. I. С. 25-29.
268. Оксман В.С. Структурные парагенезы и их ансамбли коллизионной зоны горной системы Черского. В кн.: Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997^b. С. 127-129.
269. Оксман В.С. Геодинамическая эволюция коллизионного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1999^a. № 1. С. 56-69.
270. Оксман В.С. Тектоника и геодинамика центральной части коллизионного орогена Верхояно-Колымской складчатой области. В кн. Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 1999^b. Т. I. С. 111-116.
271. Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника, 1996. № 6. С. 44-57.
272. Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Пояс офиолитов хребта Черского // Геол. и геофиз. 1994. Т. 35. № 6. С. 3-20.
273. Оксман В.С., Прокопьев А.В., Карякин Ю.В., Тарабукин В.П. Фрагменты Оймяконского палеоокеана в коллизионном поясе Черского (Северо-Восток Азии). В кн.: Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты. М.: Геос, 1998^a. Т. 2. С. 69-72.
274. Оксман В.С., Тимофеев В.Ф., Третьяков Ф.Ф. Уядинский комплекс полиметаморфических пород: Р-Т-t эволюция и геодинамическая интерпретация // Отечественная геология. 1998^b. № 6. С. 10-14.
275. Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф., Тарабукин В.П. и др. Фанерозойские метаморфические комплексы горной системы Черского // Докл. РАН. 1996. № 4. С. 516-519.
276. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО РАН, 2000. 183 с
277. Орадовская М.М. Ранний - средний палеозой Северо-Востока России. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1997. 55 с.
278. Остапенко Л.А., Аристов В.В., Рыжов О.Б. и др. Условия формирования зоны окисления на месторождении Кимпиче (Западное Верхоянье) // Руды и металлы. 2011. № 3. С. 12-18.

279. Панфилов В.И., Некрасов А.И. Золото-медное оруденение северо-востока Якутии. В кн.: Рудогенез и металлогения Востока Азии. Якутск. Сахаполиграфиздат, 2006. С. 138-141.
280. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984. 189 с.
281. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. 1995. т.14. № 6. С. 32-43.
282. Парфенов Л.М., Ветлужских В.Г., Гамянин Г.Н и др. Металлогеническое районирование территории республики Саха (Якутия) // Тихоокеанская. геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 18-42.
283. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68-78.
284. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шашкин М.М. Средне-позднеюрские тектонические покровы Тас-Хаяхтахской зоны // Геол. и геофиз. 1989. № 1. С. 130-134.
285. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геол. и геофиз. 1993. № 7. С. 23 -34.
286. Парфенов Л.М., Рожин С.С., Третьяков Ф.Ф. О природе Адыча-Тарынской зоны разломов (Восточное Верхоянье) // Геотектоника. 1988. № 4. С. 88-102.
287. Парфенов Л.М., Трущелев А.М. Позднетриасовая складчатость и олистостромы на юго-западном крыле Иньяли-Дебинского синклиория, их тектоническое положение и природа (Верхояно-Чукотская область) // Геол. и геофиз. 1983, № 3, С. 7-20.
288. Пепеляев Б.В. Рифейские и вендские образования Северо-Востока СССР. В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Тез. Докл. Межвед. Стратигр. Совещ. Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1974. С. 34-38.
289. Петришевский А.М. Глубинная структура и геодинамика Колымо-Омолонской плиты (гравитационная модель). В кн.: Фундаментальные проблемы геотектоники М.: Геос, 2007. Т. 2. С. 85-89.
290. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука., 1994. 379 с.
291. Петтиждон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536с.
292. Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.Н., Ким Ч.У. Соотношение состав - глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57-67.
293. Платина России. Том III. М.: Геоинформмарк, 1999. 368 с.
294. Плюснина Л.П., Некрасов И.Я. Термодинамический режим метаморфизма Уяндинского офиолитового блока Верхояно-Чукотской складчатой области. Изв. АН СССР. Серия геол. 1989. № 12. С. 39-53.

295. Полуботко И.В. Стратиграфический разрез перми, триаса, юры в бассейне р. Бытантая и Эчия. В кн.: Тр.совещ. по страт. СВ СССР. Магадан. Изд-во СВКНИИ, 1959. С. 48-57.
296. Поппер К. Логика и рост научного знания. М.: Прогресс, 1983. 156 с.
297. Пospelов И.И. Карлинский тип золоторудных месторождений в Северо-Восточной Якутии: геодинамический прогноз. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. Т. I. С. 163-167.
298. Пospelов И.И., Аристов В.А., Куренков С.А. Верхнепалеозойский олистостромовый комплекс хребта Тас-Хаяхта (горная система Черского). Докл. РАН, 1995. № 5. С. 651-655.
299. Пospelов И.И., Некрасов А.И. Домезозойские формационные комплексы и структура Селенняхского сегмента Черско-Полоусненского покровно-складчатого пояса (Северо-восточная Якутия). Строение и история развития платформ и подвижных поясов Евразии. Материалы совещания. М.: МГГА, 2000. С. 57-59.
300. Пospelов И.И., Шаркова Т.Т., Некрасов А.И. Эволюция палеозойской континентальной окраины Палеоокеана Верхояно-Колымской складчатой области. Тез. докл. V Межд. конф. Новые идеи в науках о Земле. М.: МГГА, 2001. Т. 1 С. 179.
301. Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. 312с.
302. Проблемы эволюции тектоносферы. М.: Ингеоком, 1997. 412с.
303. Прокопьев А.В. Мезозойские структурные парагенезы Верхоянского складчато-надвигового пояса (Северо-Восток России). В кн.: Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 127-129.
304. Прокопьев А.В., Бахарев А.Г., Зайцев А.И. и др. Тектоника зон интерференции синхронных геодинамических событий (на примере взаимодействия окраины Северо-Азиатского кратона, Охотского террейна и Колымо-Омолонского микроконтинента. В кн.: Фундаментальные проблемы геотектоники М.: Геос, 2007. Т. II. С. 130-134.
305. Прокопьев А.В., Гриненко В.С. Надвиги центральной части Верхоянского складчатого пояса. В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1995. С. 77-88.
306. Прокопьев А.В., Оксман В.С. Тектонические покровы Восточной Якутии // Отечественная геол. 1997. № 6. С. 20-24.
307. Пространственные металлогенические таксоны. М.: Изд-во ЦНИГРИ, 2002. 82 с.
308. Протерозой Северо-Восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.
309. Прушинская Э.Я., Маначарянц Ю.О., Владимиров В.Г., Основы геолого-генетической модели золото-сурьмяных месторождений Востока СССР. В кн.: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Изд-во СНИИГиМС, 1988 с. 270-285.

310. Пушаровский Ю.М. К тектонике Северо-Востока СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1956, вып. 5, С. 13-30.
311. Пушаровский Ю.М. Приверхойнский краевой прогиб и мезозойды Северо-Востока Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 236 с.
312. Пушаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
313. Пушаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними. В кн.: Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8-24.
314. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А. и др. Глубинная тектоника Земли: строение, структурная асимметрия, геодинамика геосфер // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 1. С. 88-99.
315. Пятовский К.Я. Серебро-свинцовые месторождения Верхоянского района Якутского горного округа. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. Якутск, 1927. № 2. С. 3-51.
316. Радкевич Е.А. Типы рудных провинций Тихоокеанского пояса. В Кн.: Вопросы металлогении и зональность месторождений Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1974. 289 с.
317. Радкевич Е.А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 176 с.
318. Родионов В.П., Некрасов А.И., Иосифиди А.Г. и др. Палеомагнитная реконструкция палеогеографических положений Восточно-Сибирской плиты и Тас-Хаяхтахского террейна в раннем и среднем палеозое. В кн.: Палеомагнетизм осадочных бассейнов северной Евразии. С-Пб.: Изд-во ВНИГРИ, 2007. С. 89-104.
319. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Террейны и коллизионные зоны северо-восток Сибирского кратона: региональный пример аккреции палеопротерозойского суперконтинента. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. Т. I. С. 199-202.
320. Ротман В.К. Чукотская трансформная геосутура и тектоническое развитие Северо-Востока Азии // Докл РАН. 1996, Т. 348, № 6, С. 796-799.
321. Руженцев С.В., Меланхолина Е.Н., Моссаковский А.А. Фанерозойская геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли и структура мантии. В кн.: Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 27-43.
322. Рукович В.Н., Мишнин В.М. Конвергенция и дивергенция структур востока Сибирской платформы и области Верхояно-Колымских мезозойд. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. Т. I, С. 41-44.

323. Русаков И.М., Виноградов В.А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР. Л.: Учен. Зап. НИИГА. Регион. геол.. 1969. Вып. 15. С. 5-27.
324. Русаков И.М., Кац А.Г., Бондаренко Н.С. и др. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223. № 1. С. 178-181.
325. Русаков И.М., Фролова З.Б., Бондаренко Н.С. и др. Стратиграфия мезозойских отложений Алазейского плоскогорья // Геол. и геофиз. 1977. № 8. С. 129-133.
326. Савва Н.Е., Ворцепнев В.В. Особенности формирования вулканогенных месторождений на срединных массивах. В кн.: Генезис рудных формаций и практическое значение рудноформационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. С. 50-64.
327. Сарычев Г.А. Путешествие флота капитана Сарычева по Северовосточной части Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану, в продолжение восьми лет, при географической и Астрономической морской Экспедиции бывшей под начальством флота Капитана Биллингса, с 1785 по 1793 год. СПб.: Типография Шнора, 1802. 196 с.
328. Сеславинский К.Б. Южно-Ануйская структура (Западная Чукотка) // ДАН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С.1181-1185.
329. Сидоров А.А., Еремин Р.А. Сравнительная металлогения Северо-Востока России и Аляски // Тихоокеанская геология. 1994. № 2. С. 3-11.
330. Сидоров А.А., Бялобжеский С.Г., Еремин Р.А. Северо-Восточно-Азиатский постааккреционный металлогенический пояс // Докл. РАН. 1993. Т. 239. № 2. С. 199-202.
331. Сидоров А.А., Константинов М.Н., Еремин Р.А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 239 с.
332. Симанович И.М., Андриянов Н.Г. Начальный метаморфизм пород Верхоянского терригенного комплекса (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 103-115.
333. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
334. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 687 с.
335. Смирнов С.С. Металлогения Западного Верхоянья // Проблемы советской геологии. 1934. № 4. С. 1-28.
336. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1946. № 2. С. 13-27.
337. Смирнов С.С. Тихоокеанский рудный пояс в пределах СССР. В кн.: Рудные месторождения и металлогения восточных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 369 с.

338. Смирнов С.С., Константинов М.М., Борисов Г.И. Серебряные руды Верхоянского хребта // Проблемы Советской геологии. № 12. 1935. С. 1115-1121.
339. Соболев С.В. Физико-петрологические процессы в коре и мантии, приводящие к вертикальным движениям континентальной литосферы. Автореф. дисс...канд. геол.-мин. наук. М.: 1980. 24 с.
340. Соколов С.Д. Континентальная аккреция, террейны и нелинейные эффекты в геодинамике Северо-Востока России. В кн.: Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 42-68.
341. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника (современное состояние проблемы) // Геотектоника. 2003. С. 3-19.
342. Соколов С.Д. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. и др. Палеолатеральные ряды структур мезозойских конвергентных границ на северо-востоке Евразии. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. Т. I. С. 44-47.
343. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н. и др. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72-90.
344. Соловьев С.Г. Железооксидно-золото-медные и родственные месторождения. М.: Научный мир, 2011. 469 с.
345. Соловьев С.Г. Металлогения шошонитового магматизма. М.: Научный мир, 2014 г. том 1. 525 с; т. 2. 470 с.
346. Соловьева Н.А., Япаскурт О.В. Литологические критерии различных отложений дельт и глубоководных конусов в складчатых позднепалеозойских толщах (Верхоянский комплекс) // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 6. С. 771-773.
347. Спектор В. Б. Литосферные плиты в Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1983. т. XI. С. 185-189.
348. Старостин В.И. Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.
349. Старостин В.И. Основные геолого-металлогенические периоды в эволюции Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 4. С. 19-27
350. Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1997. 304 с.
351. Степанов В.А., Шишакова В.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 196 с.
352. Степашко А.А. Верхняя мантия Сибирской платформы: латеральная структура и девонская реорганизация. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск, 1999, Т. I. С. 175-178.

353. Стогний Г.А., Стогний В.В. Васильев С.П., Черников В.И. Геофизические поля Якутии как индикаторы геодинамических обстановок. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, Т. I. С. 52-56.
354. Стогний Г.А., Стогний В.В. Структура и тектоническая эволюция восточной части Северо-Азиатского кратона. В кн.: Фундаментальные проблемы геотектоники М.: Геос, 2007. Т. II. С. 237-241.
355. Столяренко В.В., Шашкин В.М. Россыпеобразующий потенциал платиноносных дунитов по результатам изучения большеобъемных проб // Руды и металлы. 1998. № 3. С. 10-16.
356. Стратиформное оруденение Якутии. Сб. научн.тр. Ин-та геол. СО АН СССР, Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1988. 136с.
357. Стружков С.Ф. Перспективы выявления золото-мышьяковисто-сульфидных месторождений в Центрально-Колымском регионе (Магаданская область) // Колыма. 2004. № 2. С. 22-32.
358. Стружков С.Ф., Аристов В.В., Данильченко В.А. и др. Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса (1959-2008 годы). М.: Научный мир, 2008. 214 с.
359. Стружков С.Ф., Наталенко М.В., Чекваидзе В.Б. и др. Многофакторная модель золоторудного месторождения Наталка // Руды и металлы. 2006. № 3 С. 34-44.
360. Схема металлогенического районирования России. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. М.: Изд-во «Испо-сервис», 2002. 162 с.
361. Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Тр. ГИН АН СССР. М., 1968. Вып.179. 136 с.
362. Суворов В.Д., Корнилова З.А. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы // Тихоокеанская геол. 1986. № 4. С. 32-35.
363. Сывороткин В.Л. Мировая система рифтов-меридианов. В кн.: Проблемы эволюции тектоносферы. М.: Ингеоком, 1997. С. 159-177.
364. Схема металлогенического районирования России Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. Гл. ред. Н.В. Межеловский. М.: ЗАО ТРЭНЕО, 2001. 162 с.
365. Талент Д. Взаимоотношения между литосферными блоками на Северо-Востоке СССР: автохтоны или пришельцы издалека // Геотектоника. 1990. № 2, С. 123-125.
366. Тарабукин В.П., Прокопьев А.В., Оксман В.С., Карякин Ю.В. Палеозойские зеленосланцево-метаморфизованные породы хребта Селенняхский и их стратиграфия (северо-восток Азии) // Геол. и геофиз. 1997. Т. 38. № 8. С. 1329-1338.
367. Тарханов А.В., Бугриева В.П. Крупнейшие урановые месторождения мира. Под редакцией Г.А. Машковцева. М.: РИС ВИМС, 2012. 118 с.
368. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).М.: МАИК. Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.

369. Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР в свете современных тектонических концепций. Под ред. Л.Л. Красного. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 267 с.
370. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 188с.
371. Тектоническая расслоенность литосферы. Отв. Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 215 с.
372. Тектоническая расслоенность новейших подвижных поясов. Отв. Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1982. 116 с.
373. Терехов М.И., Дылевский Е.Ф. Геология хребта Арга-Тас. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. 49 с.
374. Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. и др. Геологическая карта междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги. Масштаб 1:500 000. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1979. 4 л.
375. Терехов М.И., Лычагин П.П., Мерзляков В.М. и др. Объяснительная записка к геологической карте междуречья Сугоя, Коркодона, Омолона, Олоя и Гижиги. Масштаб 1:500 000. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. 144 с.
376. Терехов М.И., Мерзляков В.М., Шпикерман Л.А. и др. Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1:500 000. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1989. 129 с.
377. Тетяев М.М. К тектонике Арктики. В кн.: Геология и полезные ископаемые Севера СССР. Тр. I геол.-разв. Конф. Главсевморпути 24-27 апреля 1935 г. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1935. т. 1. 175 с.
378. Тильман С.М. Тектоническое строение Приколымья. В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С-В СССР. Магадан, Изд-во СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1958. Вып. 13. С.21-54.
379. Тильман С.М., Белый В.Ф., Николаевский А.А., Шило Н.А. Тектоника Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ СО АН СССР, 1969. 64 с.
380. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы РАН, 1992. 54 с.
381. Тихонова Н.В., Задорожный Д.Н. Структурная позиция месторождения Кимпиче (Западное Верхоянье (Якутия)). В кн.: Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск: 2007, С. 547-550.
382. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 286 с.
383. Томсон И.Н., Полякова О.П. Особенности локализации, строения и состава крупных и месторождений цветных и благородных металлов // Отечественная геол. 1994. № 11. С. 24-30.
384. Третьяков Ф.Ф. Складчатые структуры южной части Селенняхского хребта (Восточная Якутия) // Геотектоника. 1996. № 4. С. 43-57.

385. Третьяков Ф.Ф. Некоторые вопросы тектоники Восточной Якутии. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 1999. т. I. С. 119-123.
386. Трунилина В.А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований Северо-Востока Якутии. М.: Наука, 1992. 414с.
387. Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П., Иванов П.О. Эволюция мезозойского магматизма Верхояно-Колымских мезозойид // Тихоокеанская геология. 1997. № 6. С. 12-15.
388. Трунилина В.А., Роев С.П. К проблеме офиолитов на северо-востоке Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. 2012. № 5. С. 96-105.
389. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. 151 с.
390. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Меловой вулканизм Джахтардахского поля (Верхояно-Колымская орогенная область) // Отечественная геол. 2007. № 1. С. 83-91.
391. Угольная база России. Том V. Книга 2. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 638 с.
392. Урзов А.С. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-XXI-XXII. Объяснительная записка. М.: ВАГТ, 1980. 108с.
393. Устрицкий В.И. Бореальная биографическая область в палеозое // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т.1. №. 2. С. 67-77.
394. Устрицкий В.И. История формирования современной структуры Арктики. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Тр. ВНИИОкеангеология. С-Пб.: Изд-во ВНИИОкеангеологии, 2006. Т.210. Вып. 6. С. 93-106.
395. Фадеев А.П. Железорудные проявления Южно-Омолонского района // Колыма. 1975. № 6. С. 41-43.
396. Филимонов Ю.А., Сулейманов А.М. Структурный контроль серебряного оруденения в Верхне-Тарынском рудном узле // Отечественная геология. 1994. № 8. С. 17-24.
397. Флеров Б.Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 284 с.
398. Флеров Б.Л., Трунилина В.А., Яковлев Я.В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 275 с.
399. Фридовский В.Ю. Тектонофизические условия и механизмы формирования структур золоторудных месторождений Верхояно-Колымской орогенной области. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 1999. Т. I. С. 174-179.

400. Фролова Т.И. Магматизм и происхождение тафрогенных впадин. В кн.: Проблемы эволюции тектоносферы. М.: Ингеоком, 1997. С. 298-317.
401. Фрумкин И.М. Эволюция слоев земной коры в геологической истории архея Алданского щита. В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1983. Т. XI, С. 100-106.
402. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2000. 606 с.
403. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение. В кн.: Геодинамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 7-30.
404. Херасков Н.Н. Некоторые общие закономерности строения и развития земной коры // Изв. АН СССР. 1963. Вып. 91. 153 с.
405. Хомич В.Г. Металлогения вулканоплутонических поясов северного звена Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука, 1995. 343 с.
406. Худолей А.К., Гурьев Г.А. Южное Верхоянье - пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 5. С. 666-669.
407. Чевычелов В. Ю. Магма и магматические флюиды. Тез. докл. Черноголовка: Изд-во ИЭМ АН СССР, 1985. С. 196.
408. Чернышев Н.М. Строение земной коры Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области. В кн.: Тр. Ин-та геол. и геофиз. Новосибирск: СО АН СССР, 1988. № 728. С. 162-169.
409. Чехов А.Д. Геодинамическая природа Колымо-Омолонского супертеррейна. В кн.: Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Якутск: Сахаполиграфиздат, 1999. Т. I. С. 130-134.
410. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный Мир, 2000. 204 с.
411. Чехов А.Д. Фундаментальные проблемы тектоники Северо-Востока Азии (к проблеме субстрата подвижных поясов). В кн.: Фундаментальные проблемы геотектоники М.: Геос, 2007. Т. II. С. 342-345.
412. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 91 с.
413. Шарданова Т.А., Соловьева Н.А. Методическое руководство по генетическому анализу древних морских отложений. М.: Изд-во МГУ, 1992. 101 с.
414. Шаталов Е.Т., Коген В.С., Фаратдиев В.А. Некоторые основные понятия и термины используемые при прогнозно-минералогических исследованиях. М.: ВИЭМС. 1984. 54 с.
415. Шацилло А.В., Павлов В.Э. Сибирь и Лаврентия в венде. В кн.: Фундаментальные проблемы геотектоники М.: Геос, 2007. Т. II. С. 353-356.
416. Шер. С.Д. Металлогения золота. М.: Недра. 1972. 295 с.

417. Шило Н.А., Сидоров А.А., Найборodin В.И., Гончаров В.И. Золоторудные формации Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1969. Т. 188. № 4. С. 901-904.
418. Шкодзинский В.С. Эволюция кислых магм и генезис рудоносных гидротерм. В кн.: Вопросы магматизма и оруденения Якутии. Якутск. Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1992. С. 5-21.
419. Шкодзинский В.С., Колодезников И.И., Недосекин Ю.Д., Рукович В.Н. Петролого-геодинамическая модель формирования позднемезозойских магматических пород Центрального и Южно-Верхоянского секторов Верхояно-Колымской складчатой области. В кн.: Генетические аспекты магматизма Восточной Якутии. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1994. С. 29-47.
420. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 237 с.
421. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Иностран. Лит-ра, 1958. 500 с.
422. Шпикерман В.И. Доорогенные рудные формации мезозойского Северо-Востока СССР. В кн.: Рудные формации Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. 216 с.
423. Шпикерман В.И. Домеловая минерализация Северо-Востока Азии. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
424. Шпикерман В.И., Горячев Н.А. Плитотектоническая металлогения складчатых систем аккреционного типа на примере Северо-Востока России. В кн.: Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1996. С. 72-86.
425. Шпикерман В.И., Дылевский Е.Ф. Позднемезозойские магмато-генно-рудные системы серебряно-полиметаллического оруденения южной части Омuleвского поднятия. В кн.: Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: Изд-во ЯИГН СО АН СССР, 1991. С. 141-150.
426. Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омuleвского поднятия. В кн.: Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 5-27.
427. Шпикерман В.И., Чернышев И.В., Агапова А.А., Троицкий В.А. Геология изотопов рудного свинца центральных районов Северо-Востока России. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 36 с.
428. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики). Л.: Недра, 1987. 231 с.
429. Щепотьев Ю.М., Ватанян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана М.: ЦНИГРИ, 1989. 244 с.

430. Щепотьев Ю. М., Чеботырская И.И., Потапьева В. В. И др. Основные тенденции и перспективы развития минерально-сырьевой базы серебра в зарубежных странах. М.: Изд-во ВИЭМС, 1982. 65 с.
431. Щукин Ю.К. Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР. М.: Наука, 1984. 199 с.
432. Юркевич И.А. Геологическое строение средней части бассейна р. Колымы // Сов. геол. 1947. Сб. 26. С. 3-21.
433. Яновский В.М., Мыскова Т.А. Бадранское рудное поле. В кн.: Геология золоторудных месторождений Востока СССР. М.: Изд-во ЦНИГРИ, 1988. С. 48-56.
434. Ян-Жин-Шин В.А. Геологическое строение и тектоническое развитие хр. Сетте-Дабан. Автореф. Дис... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1981. 21 с.
435. Япаскурт О.В. Верхоянский комплекс - формация окраинного бассейна седиментации. В кн.: Формации осадочных бассейнов. 5-ый Всес. семинар 4-6 февр. 1985. тез. докл., М.: ОНТИ ВНИИ, 1985. т. 1. С. 480-481.
436. Япаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарев Д.А. Седиментогенез начальных периодов развития Верхоянской геосинклинали. Статья 1. Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 4. С. 44-55.
437. Albate E., Bortolotti V., Passerini P., Principi G. The rhythm of Phanerozoic ophiolines. *Ophioliti*, 1985. V 10. P. 55-229.
438. Ahlfeld F. Typen Bolii iansher Goldagerstatten. *Zentralbl. Min // Geol. et Pal.*, 1937, № 7. P. 240-255.
439. Anderson G.M. The hydrothermal transport and deposition of galena and sphalerite near 100⁰ C // *Econ.Geol.* 1973. v. 68. P. 480-492.
440. Ashworth J. R., Chinner G. A. Coexisting garnet and cordierite in migmatites from the Scottish Caledonides // *Contrib. Miner. Petrol.*, 1978. v. 65. P. 379-394.
441. Austrheim H. Eclogite formation and dynamics of cristal roots under continental collisions zones // *Terra Nova*. 1991. vol. 3. P. 492-499.
442. Boyle R.W. The geochemistry of silver and ins deposits // *Bull. Geol. Serv. Canada*. 1968. V. 160. № 6. 264 p.
443. Brooks A.H. Antimony deposits of Alaska // *US Geol. Serv. Bull.* 1916. № 649. 67 p.
444. Carrido J. *Bol.Soc. Esp.Hist.Nat.*, 1932. v. 32. № 2. P. 137.
445. *Canadian Journal of Earth Siences*. 1986. V. 23. № 10. P. 1460-1640.
446. Chil-Sup, So, Seong Taek Yun Geochemistry and Genesis of Hydrothermal Au-Ag-Pb-Zn Deposits in theHwanddangri Mineralized District republic of Korea // *Econ. Geol.* 1992. v. 87. P. 2056-2084.

447. Chil-Sup, So, Seong-Tack Yun, Yong-Kwon Koh. Mineralogic, Fluid Inclusion, and Stable Isotope Evidence for the Genesis of Carbonate - Hosted Pb-Zn-Ag Orebodies of the Taebaek Deposit Republic of Korea // *Econ. Geol.* 1993. v. 88. № 4. P. 855-872.
448. Cristensen N. I., Salisbury M. N. Structure and composition of the lower oceanic crust // *Rev. Geophys. And Space Phys.* 1975. Vol. 13. P. 57-86.
449. Churkin M., Eberlein G. D. Ancient borderland terranes of the North American Cordillera: correlation and microplate tectonics // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1977. V. 88. № 6. P. 769-786.
450. Cimings D. Theory of plasticity applied to faulting // *Mojave Desert. Southern California*, 1976. № 5. P. 720-724.
451. Collette B.J. On the subsidence of the North Sea area // *Geology of the shelf seas*. Edinburg: Oliver and Boyd, 1968. P 15-30.
452. Dailly G. Some remarks on regression and transgression in deltaic sediments // *Eds. C. J. Vorath. et al. Canad. Soc. Petrol. Mem.* № 4. 1975. P. 791-820.
453. Dawson A.S. Antimony in Canada // *Can. Min. J.* 1947. vol. 68. № 1. P. 20-21.
454. Dewey J.F. Suture zone complexities // *A review Tectonophysics*. 1977. V. 40. № ½. P. 53-67.
455. Falvey D.A. The development of continental margins in plate tectonic theory // *Austral. Petrol. Explor.* 1974. Vol. 14. P. 95-106.
456. Fijuta K. Pre-Cenozoic tectonic evolution of north-east Siberia // *J. Geol.* 1978. V. 86. № 2. P. 159-172.
457. Fijuta K., Newberry T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // *Tectonophysics*. 1982. V. 29. P. 337-357.
458. Fijuta K., Newberry T. Accretionary terranes and tectonic evolution of Northeastern Siberia. *Accretion tectonics in the Circum-Pasific regions*. Tokyo: Terrapub, 1983. P. 43-57.
459. Goryachev N.A., Goncharov V.I. Late Mesozoic Granitoid Magmatism and Related Gold and Tin Mineralisation of North-East Asia. *Resource Geology Special Issue*. 1995. № 18. P. 11-122.
460. Herron E.M. et al. Plate tectonic model for the evolution of the Arctic // *J. Geol.* 1974, V. 2. P. 337-380.
461. Irvine T.H., Baragar W.R. A guide to the chemical volcanic rocks // *Can. J. Earth. Sci.* 1971, V. 8. № 5. P. 523-547.
462. Ishivatari A. Circum-Pacific Phanerozoic multiple ophiolite belts. *Circum-Pacific ophiolites: Proceedings of the Ophiolite Symposium of the 29th International Geological Congress*. Kyoto. A.Ishivatari, J. G. Malpas, & H. Ishizuca (editors): VSP Publishers, 1994. P. 7-28.
463. Kennedy G. G. The hydrothermal solubility of silica // *Econ. Geol.* 1944. v. 39. P. 3-10.
464. Khramov A.N., Gurevich E.L., Komissarova R.A. et al. Paleomagnetism, microplates and Siberian plate consolidation // *J Geodynamics*. 1985. V. 2. P. 127-139.

465. Khudoley A.K., Rainbird R.H., Stern R.A., Kropachev A.P., Heaman L.V., Zanin A.M., Podkovyrov V.N., Belova N.V., Suchorukov V.I. Sedimentary evolution of the Riphean – Vendian basin of southeastern Siberia. *Precambrian Res* // 2001. V. 111. N ¼. P. 129-163.
466. Krauskopt K.B. The solubility of gold // *Econ.Geol.* 1951. vol. 46. № 8. P. 34-58.
467. McElhinny M.W., Lock J. IAGA global palaeomagnetic database // *Geophys.Journ. Int.*, 1990, v.101. p.763-766.
468. Mitcham T. Indicator minerals, Coeur D'Alene silver belt // *Econ. Geol.* 1952. V. 47. № 4. P. 414-450.
469. Nokleberg W.J., Buntzen T.K., Graebek D. et al. Metallogensis of Mainland Alaska and Russian Northeast: Mineral deposit maps, models, and tables, metallogenic belt maps and interpretations, and references cited. *US Geol. Survey Open-File Reporte 934-339.* 1993. 222 p. 1 map scale 1:4 000 000; 5 maps scale 1:10 000 000.
470. Nokleberg W.J., Buntzen T.K., Berg N.C. et al. Significant metalliferous and selected non-metalliferous lode deposits and placer districts for Russian Far East, Alaska and the Canadian Cordillera. N.Y. (US Dep. of the Interior US Geol. Surv. Open-File Rep. 96-513-A) 1996. 400 p.
471. Nokleberg W.J., Buntzen T.K., Dawson K.M. et al. Mineral deposit and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska and the Canadian Cordillera. 2 sheets, scale 1:5 000 000; 5 sheets, scale 1:10 000 000. N.Y. US Geol. Surv. Open-File Rep., 1997. P. 97-161.
472. Nokleberg W.J., West T.D., Dawson K.M. et al. Summary terraine, mineral deposit, and metallogenic belt maps of the Russian Far East, Alaska and the Canadian Cordillera. 2 sheets, scale 1:5 000 000; 5 sheets, scale 1:10 000 000. N.Y. US Geol. Surv. Open-File Rep., 1998. 517. MB. P. 98-136.
473. Parfenov L.M. Accretionary history of northeast Asia. 1992. *Proc. of Intern. Conf. on Arctic margins.* Anchorage (Alaska), 1994. P 183-188.
474. Passslier V.W., Myers J.S., Kroner A. *Field geology of high grade gneiss-terrains.* B.: Springer, 1990. 150 p.
475. Pelechaty S.M. Stratigraphic Evidence for the Siberia – Laurentia Connection and Early Cambrian Rifting // *Geology.* 1996. V. 24. N 8. P 719-722.
476. Rainbird R.H., Stern R.A., Khudoley A.K., Kropachev A.P., Heaman L.V., Suchorukov V.I. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection. *Earth and planet Sci Lett.* 1998. V. 164. № 3/4. P. 409-420.
477. Roberts P.J., Knight N.D. Assessment of Australian antimony resources // *Austral. Miner. Ind.* 1976. № 2. p. 1. P. 51-59.
478. Semard T.M. Thio complex of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions // *Geochimica and Cosmochimica Acta.* 1973. v. 37. P. 379.

479. Sillitoe R.H. The tops and bottoms of porphyry copper deposits // *Econ. Geol.* 1975.V. 68. № 6. P. 799-815.
480. Scott S.D. Sphalerite geothermometry and geobarometry // *Econ. Geol.* 1971, v. 66, P. 653-669.
481. Scott S.D. Experimental Calibration of the sphalerite geobarometer // *Econ. Geol.*, 1973, v. 68. P. 466-474.
482. Smith F.G. Alkali sulphide theory of gold deposition // *Econ.Geol.* 1943. v. 38. P. 561-589.
483. Stow D., Lovell B. Contourites: their recognition in modern and ancient sediments // *Earth - Sci. Rev.* 1978. v. 14. № 3. P. 251-291.
484. Sylvester A.G. Strike-slip faults // *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 1988, V. 100. P. 1666-1703.
485. The Stillwater complex, Montana: geology and guide. Montana bureau of mines and geology. Special publication 92. MBMG, 1985. 396 p
486. Thomas T.M. The mineral wealth of Wales and its exploration. Edinburgh-London: Oliver and Boyd: 1961, 248 p.
487. Weissberg B.C. Solubility of Gold in Hydrothermal Alkaline Sulfide Solution // *Econ. Geol.* 1970. v. 63. № 5. P. 555-556.
488. Woodcock N.H., Fisher M. Strike-slip duplexes // *Journal of Structural geology.* 1986, V. (8). № 7. P. 725-735.

Фондовая

489. Андреев В.С. Геологическая съемка и поиски м-ба 1:200000 на площади листов Q-52-XI, XII, партия № 7, 1969 г. М.: Фонды ПГО «Аэрогеология». 1969.
490. Базилевский В.М. Отчет о работе Эндыбальской детальной геологопоисковой партии. Якутск: 1952.
491. Базилевский В.М. Отчет о работе Кельтерчанской детальной геологопоисковой партии, Якутск: 1959.
492. Борисенко А.С. Оценка перспектив серебро-свинцового оруденения месторождений «Мангазейское» и «Прогноз» на основе генетических моделей рудообразования. Программа «Цветные металлы Якутии». Новосибирск: ОИГиГ СО РАН. 1994.
493. Борисов Г.И. Описание рудных месторождений в районе работ Эндыбальского геологопоискового отряда за лето 1934 г. Якутск: 1934.
494. Бояршинов В.В. Сводный отчет по геологической съемке и поискам м-ба 1:200000 и ревизионно-оценочным работам по заверке аэрогаммааномалий на территории листа R-54-XXIII, XXIV за 1966-67 гг. (Берелехская г/с партия и Тиглякчанский ревизионно-оценочный отряд). Батагай: 1968.
495. Бояршинов В.В. Отчет о результатах работ по интерпретации и заверке материалов космических съемок для структурно-металлогенического районирования территории

деятельности Янской ГРЭ в 1982-1987 гг., поискам оловоносных штокверков и грейзеновых месторождений типа Одинокого в Северо-Янском оловоносном районе в 1985-1991 гг. и опережающим геолого-геохимическим работам масштаба 1:200000 в Уяндино-Берелехском междуречье в 1990-1993 гг. Батагай: 1999.

496. Булин. Н.К. Строение верхней части литосферы территории СССР по сейсмическим данным. Дисс... д-ра геол.-мин. наук. Л.: 1983.
497. Буров В.А. Отчет о съемочных работах масштаба 1:200 000 на площади листов Q-52-III, IV. Якутск: Фонды «ЯТГУ». 1968.
498. Вагапов С.У. Отчет о результатах изучения ниже- и среднепалеозойских отложений хребта Тас-Хаяхта в 1985-88 гг. Верхний Бестях: 1988.
499. Вагапов С.У. Отчет о групповой геологической съемке и доизучения м-ба 1:50000 с общими поисками на территории листов Q-54-14; 15; 16; 17-А,В за 1987-92 гг. Ходоронская партия, Верхний Бестях: 1992.
500. Ванюшин С.С. Эндыбальский рудный узел. Мангазейское, Мысовое полиметаллические (оловянистые) месторождения. Полный отчет по геолого-разведочным работам 1922-33. Батагай: 1933.
501. Веригин В.М. Отчет о результатах поисковых работ в пределах Атунджинского рудного узла за 1989-1991 гг. Усть-Нера: 1991.
502. Вишневская Р.И. Отчет о результатах геолого-минералогического картирования м-ба 1:200000 на Уяндино-Селенняхском междуречье, проведенного в 1989-97 гг., Верхний Бестях: 1997.
503. Ганеев А.Ш., Богданович Ю.И., Шаметко В.Г. Отчет о результатах тематических и ревизионно-оценочных работ в междуречье Аллаихи-Хатыннаха в 1980-1983 г.г. Батагай: 1983.
504. Дунаев В.А. Отчет детальной геологопоисковой партии о геологоразведочных работах на берегу озера Ожогоино в 1950 году. Ожогоино: 1951, Ф-1490.
505. Ефимов В.В. Отчет о результатах работ по государственному контракту по объекту: Поисковые работы на рудное золото в пределах Эльгинского рудного узла. (Республика Саха Якутия)). Усть-Нера. 2010.
506. Задорожный Н.П., Золотилина Г.Д. Отчет о поисково-оценочных работах на рудном поле серебро-полиметаллического месторождения Прогноз в 1990-2000 гг. Батагай: 2000.
507. А.И. Иванов. Платина в районе хр. Кех-Тас. Год после 1922. Петроград: Геолком., 1923.
508. Калинин И.В. Отчет о результатах поисковых работ на серебро в пределах Нижнеимниканского рудного узла (Республика Саха (Якутия)). Якутск. 2015.
509. Кац А.Д. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1:200 000 в пределах листов Q-55-IV, V. М.: 1979.

510. Кравцов Б.В., Алдошин А.В. Отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000 в пределах листа Q-54-XV (Верхне-Чибагалахская партия за 1968-1969гг.) Усть-Нера. 1970.
511. Кривцов А.И., Ручкин Г.В., Кочнев-Первухов В.И. Отчет о научно-исследовательской работе по базовому проекту 7.4-07/09 «Разработать технологию ведения минерагенического мониторинга по главным геологическим мегаструктурам территории России на базе объективно-ориентированного подхода», по договору от 05.05.09. г. № 05/05-09 «Разработать минерагенический (металлогенический) кодекс». М.: ФГУП «ЦНИГРИ», 2010.
512. Крючков А.В., Крючкова Н.Н. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Тарынского рудно-россыпного узла (Республика Саха (Якутия)) за 2005-2007 гг. Усть-Нера. 2007.
513. Крючков А.В., Крючкова Н.Н. Отчет о результатах работ за 2007-2010 гг. по объекту: Поисково-оценочные работы на рудное золото в пределах центральной части Тарынского рудно-россыпного узла (Республика Саха (Якутия)). Усть-Нера. 2010.
514. Куковский Ю.А., Бородкина А.Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото-сурьмяное оруденение в пределах Сарылахского рудно-россыпного узла за 2006-2008 гг. Усть-Нера. 2008.
515. Левшунов Ю.В. Отчет о результатах геологических походов в Янской ГРЭ за 1983 г. Батагай: 1983.
516. Лемкова Б.А. Отчет о составлении карты полезных ископаемых территории деятельности ЯнГРЭ масштаба 1: 1 000 000. Батагай: ЯнГРЭ. 1970.
517. Малов В.А., Шошин В.В., Некрасов А.И. и др. Отчет о результатах общих поисков в пределах бассейна р. Неннели россыпных и коренных месторождений золота в 1984-89 гг. Батагай: ЯнГРЭ. 1989.
518. Михальский Е.В. Геология и эволюция земной коры Восточной Антарктиды в протерозое-раннем палеозое. Дисс... докт. геол.-мин. наук. СПб.: 2007. 522 с.
519. Мусалитин Л.А. Объяснительная записка на лист государственной геологической карты масштаба 1:200000 новой серии Q-53-XVII, XVIII. Батагай: 1996.
520. Наумов Г.Г. Оценка сереброносности эндогенных рудных формаций Уяндино-Ясачнинского вулканогенного и Главного гранитового поясов Восточной Якутии (1984-1987гг.). Якутск: 1987.
521. Некрасов А.И. Легенда к карте масштаба 1:50 000 Мангазейской серии листов. Батагай: 1995.
522. Некрасов А.И. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000 с общими поисками серебра в бассейнах рек Аркачан и Эчий в пределах листов Q-52-81-А-в,г; Б-в,г; В;Г; 93-А,Б,В-а,б; Г-а,б на площади Мангазейского рудного узла в 1991-1995 гг. и доработки легенды к геологической карте масштаба 1:50000 Мангазейской группы листов Сартангской серии. Батагай: 1997.

523. Некрасов А.И. Обоснование возможностей, предпосылки и методика предварительного этапа общих поисков нетрадиционных видов минерального сырья на северо-востоке Якутии. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 1997.
524. Некрасов А.И. «Отчет о результатах работ по геологическому доизучению, пересоставлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации (России) масштаба 1:200 000 (новой серии), листы Q-52-XVII, XVIII, XXIII, XIV (Алысардах) в 1996-2002 г.г.». Батагай: ГУГГП «Янгеология». 2002.
525. Некрасов А.И. Отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГГП «Янгеология» за 2004 г. по объекту 45-02-121/308. Прогнозно-поисковые работы в Западном Верхоянье с целью создания новой серебрянорудной провинции. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2005.
526. Некрасов А.И. Отчет о результатах поисковых работ в центральной части Мангазейского серебро-полиметаллического рудного поля в 1993-2003 г.г. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2006.
527. Некрасов А.И., Каскевич Г.Э. Оценка платиноносности территории деятельности ГУГГП «Янгеология». Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2002. 334 с.
528. Некрасов А.И., Соловьев В. Н. Отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГГП «Янгеология» за 2003 г. по объекту 45-02-121/308. Прогнозно-поисковые работы в Западном Верхоянье с целью создания новой серебрянорудной провинции. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2003.
529. Некрасов А.И., Широков В.В. Информационный отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГГП РС (Я) «Янгеология» за 2005 г. по объекту 45-1-86/598 Поисковые работы на серебро в пределах Кимпиче-Берелехского рудного узла. Западно-Верхоянская металлогеническая зона. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2005.
530. Некрасов А.И. Информационный отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГГП РС (Я) «Янгеология» за 2005 г. по объекту 45-1-86/598 ГМК-200 на площади листов Q-52-II, III, IX, XV (северо-западная часть хребта Черского, Тас-Хаяхтахская площадь) в 2005-2008г.г. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2005.
531. Обручев С.В. Разведочные работы Верхоянской экспедиции 1926-1927 г.г. Геологический очерк района Чибгалаха Сергея Обручева. Л.: Геолком. 1926^a.
532. Обручев С.В. Рапорт Директору Геолкома о ходе работ Верхоянской экспедиции летом 1926 г. Л.: Геолком. 1926^b.
533. Парфенюк О.И. Эволюция континентальной литосферы в зонах коллизии докембрия: по результатам численного моделирования. Дисс... д-ра из.-мат. Наук. М.: 2004.
534. Персиков Л.П. Отчет о полевых работах Сынчанского (Сыачанского?) стратиграфического отряда (лист Q-52 геологической карты СССР). Батагай: ЯнГРЭ. 1961.

535. Полянский П.М. и др. Отчет о детальных поисковых работах масштаба 1:10 000 в пределах Атунджинского рудного поля. Усть-Нера: 1978.
536. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. М.: ФГУП «ЦНИГРИ». 2010.
537. Протопопов В.А. Отчет о поисках в хр. Кех-Тас месторождения платины, указанного В. Николаевым. М.: Геолоком. 1927.
538. Протопопов В.А. Отчет о работе Верхне-Селенняхской геолого-рекогносцировочной партии. Ожогино: 1948.
539. Рассолов В.А. Отчет партии № 18 о работах по геолого-минералогическому картированию масштаба 1:200 000 в пределах листов Q-52-III-V, IX, X, проведенных в 1987-1999г.г. –М.: Фонды ПГО «Аэрогеология», 1992.
540. Российский металлогенический словарь. СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ». 2003.
541. Самусин А.И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Хатыннах Отчет о результатах геолого-съемочных и поисковых работ масштаба 1:200000, проведенных отрядом № 1 Яно-Колымской комплексной партии НИИГА летом 1971 г. М.: 1972.
542. Сахаров А.С., Буссен И.В. Отчет о геолого-поисковых работах Эндыбальской партии за 1939. М.: 1939.
543. Сенотрусов Ю.И. и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки с общими поисками м-ба 1:5000 в бассейне нижнего течения р. Чаркы на площади листов Q-54-47-Г; 59-А-б,г; Б, В-б; 60-А, Б; 54-49-А, Б, В-а,б; Г-а,б; 50-В,Г; 62-Б,а,б в 1987-91гг. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 1992.
544. Соловьев М.Н., Некрасов А.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации (России) масштаба 1:200 000 (новая серия), листы Q-52-XVII, XVIII, XXIII, XIV (Алысардах). Объяснительная записка. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2008.
545. Сорокин В.Я., Уткова В.С. Отчет о геологической съемке масштаба 1: 200 000 в пределах листа Q-55-XIII-XIV (Тас-Юряхская партия) за 1967 год. Усть-Нера: 1968.
546. Султанаев Р.Г. Отчет о результатах поисковых работ на рудных и россыпных проявлениях верхнего течения ручья Безымянного в 1979-1982 г.г. Батагай. ЯнГРЭ. 1982.
547. Султанаев Р.Г. Отчет о поисково-ревизионных работах по оценке коренных источников крупных россыпей центральной части Адычанского золотоносного района (Республика Саха (Якутия)). Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2008.
548. Султанаев Р.Г. Отчет о поисково-ревизионных работах на крупнообъемное золотое оруденение в центральной части Янского района (Республика Саха (Якутия)). Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2012 г.

549. Сумкин В.В. Отчет о результатах работ за 2007-2010 гг. по объекту: Поисковые работы на серебро в пределах Курдатской перспективной площади (Республика Саха (Якутия)). Усть-Нера. 2010.
550. Тихонова Н.В. Геологическое строение серебряного месторождения Кимпиче. Дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: 2009. 143 с.
551. Тютюнников Л.Г. Отчет о работе Меникенской п/с партии № 1/74 масштаба 1:50000 за 1971-73гг. Якутск. 1974.
552. Федянин А.Н. Отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГГП РС (Я) «Янгеология» по объекту 45-1-86/598 «ГМК-200 на площади листов Q-52-II, III, IX, XV (северо-западная часть хребта Черского, Тас-Хаяхтахская площадь) в 2005-2008г.г. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2013.
553. Федянин А.Н., Соловьев М.Н. Отчет о работе Тас-Хаяхтахского металлогенического отряда в 1989-1991 гг. Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 1992.
554. Федянин А.Н., Некрасов А.И.. «Отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГГП «Янгеология по объекту 45-02-121/308 «Прогнозно-поисковые работы в Западном Верхоянье с целью создания новой сереборудной провинции» Батагай: ГУГГП РС (Я) «Янгеология». 2005.
555. Федянин А.Н., Некрасов А.И., Широков В.В. и др. Отчет о результатах поисковых работ на серебро в пределах Кимпиче-Берелехского рудного узла Западно-Верхоянской металлогенической зоны. Батагай: ОАО «Янгеология». 2008.
556. Худoley А.К. Тектоника пассивных континентальных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Североамериканской платформ). Дисс... д-ра геол.-минерал. Наук. М.: 2003. 382 с.
557. Швембергер Н.А. Серебро-свинцовые месторождения Верхоянского округа ЯАССР. М.: 1928.
558. Шестеренкин Е.М. Отчет о результатах поисковых работ в центральной части Алазейского плоскогорья. Батагай: ЯнГРЭ 1974.
559. Шестеренкин Е.М. Отчет о результатах ревизионно-оценочных работ в бассейне среднего течения р. Уяндины в 1978-1982 гг. (Тылындынский ревизионно-оценочный отряд). Батагай: ЯнГРЭ 1983 г.
560. Широков В.В. Отчет о поисково-оценочных работах в центральной части Кимпиче-Берелехского рудного поля в 2007-2010 гг. Батагай: ОАО «Янгеология». 2012 г.
561. Широков В.В., Некрасов А.И. Проект на производство поисково-оценочных работ в центральной части Кимпиче-Берелехского рудного поля в 2007-2010 гг. Батагай: ОАО «Янгеология». 2007.

562. Шошин В.В. и др. Изучение сереброносности Мангазейског рудного узла (Западное Верхоянье), морфологических и минеральных типов, разработка рекомендаций на постановку поисковых работ в 1990-95гг. Батагай: ОАО «Янгеология». 1995.
563. Шульц Г.В. Геологический отчет по Мангазейскому и Болбукскому полиметаллическим месторождениям с кратким обзором геологического строения и металлоносности Западного Верхоянья. 1952-53гг. Хандыга. 1954.
564. Шустов А.В. Отчет о геологической съемке масштаба 1: 200 000 в пределах листа Q-55-XV (Суланьинская партия) за 1965-66 г.г. Усть-Нера: 1967.
565. Щудов В.А. Отчет о результатах работ за 2006-2009 гг. по объекту: Поисковые работы на рудное золото в пределах Удуминской перспективной площади (Республика Саха (Якутия)). Усть-Нера. 2009.
566. Эпов О.Г. Отчет о работе Калгынской геолого-поисковой партии масштаба 1:100000 за 1956 г. Батагай: ЯнГРЭ. 1956.