

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ**

**КРУПНЫЕ И СУПЕРКРУПНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ:
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ**

Москва, 2004

Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования / Под ред. Д.В.Рундквиста. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.

Редакционная коллегия:

Академик **Д.В.Рундквист** (главный редактор),
Член-корреспондент РАН **Ю.Г.Сафонов** (зам. главного редактора),
Доктор геол.-мин. наук **А.В.Волков**,
Кандидат геол.-мин. наук **А.В.Ткачев**,
Кандидат физ.-мат. наук **И.А.Чижова** (ответственный редактор).

ISBN – 5 – 88918 – 003 - 7

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ**

**РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВОГО ГОДА
ИССЛЕДОВАНИЙ**

**по программе
Отделения наук о Земле
Российской Академии наук:**

**"Генетические особенности и условия формирования
крупных и суперкрупных месторождений
стратегических видов минерального сырья
и проблемы их комплексного освоения"**

Москва, 2004

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
ОТ РЕДАКЦИИ	9
Раздел I. БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ	13
<i>Ю.Г.Сафонов, В.В.Попов, А.В.Волков, С.В.Суренков, А.Г.Чугаев, Т.М.Злобина, И.А.Чижова</i> Геодинамические факторы образования крупных и суперкрупных докембрийских золоторудных концентраций.....	15
<i>А.А.Сидоров, И.Н.Томсон, А.В.Волков, В.С.Кравцов, О.П.Полякова, В.Ю.Алексеев</i> Уникальные рудные районы Востока России. Модели формирования рудных гигантов	47
<i>В.И.Гончаров, Ю.Я.Ващилов, А.А.Сидоров, А.В.Волков, Н.А.Горячев</i> Глубинное строение крупных благороднометалльных месторождений Северо-Востока Азии	69
<i>В.Я.Горьковец, М.Б.Раевская</i> Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района	95
<i>В.И.Величкин</i> О новом для России типе урановых месторождений в Северо-Западном Приладожье	110
Раздел II. ЧЕРНЫЕ, ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ	135
<i>А.А.Маракушев, Н.А. Панях, Н.С. Горбачев, И.А.Зотов</i> Минералого-геохимическая специфика гигантских месторождений хрома и платиновых металлов и проблема глубинности их мантийных источников	137
<i>С.И.Турченко, А.Б.Вревский, Е.П.Вострокнутов, Н.А.Брусничкина</i> Тектоническая локализация и условия формирования месторождений платиноидов в докембрийских структурах России	160

• <i>Ф.П.Митрофанов, А.У.Корчагин, Т.В.Рундквист</i> Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометалльное оруденение	175
<i>В.И.Казанский, К.В.Лобанов</i> Структурно-геофизическая позиция, глубинное строение и условия локализации уникального Печенгского рудного поля (Балтийский щит)	187
<i>Б.И.Гонгальский, А.Э.Изох, А.П.Кривенко, Н.А.Криволуцкая, Н.Д.Толстых</i> Гигантские концентрации меди в месторождениях Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье)	206
<i>В.А.Коротеев, И.С.Чашухин, В.В.Холоднов, Г.Б.Ферштатер, В.Н.Сазонов, А.И.Грабежьев, Е.В.Аникина, Ю.А.Волченко., В.А.Прокин, В.П.Малошаг, А.И.Мальшиев, Е.В.Пушкарёв</i> Крупные месторождения хрома, железа, меди и золота на Урале: генезис и перспективы комплексного освоения	219
<i>В.В.Масленников, В.А.Коротеев</i> Основные черты генерации и трансформации колчеданных месторождений Урала	237
<i>И.Б.Серавкин, С.Е.Знаменский, А.М.Виноградов</i> Особенности глубинного строения крупнейших на Урале Гайского медноколчеданного и Кочкарского золоторудного месторождений	257
<i>Н.А.Шило, Н.Г.Патык-Кара, Л.З.Быховский</i> Геодинамическая позиция, эпохи и условия формирования и перспективы освоения россыпных титано-циркониевых гигантов на Восточно-Европейской платформе.....	275
<i>П.Г.Коростелев, В.Г.Гоневчук, Г.А.Гоневчук, А.М.Кокорин, Б.И.Семеняк</i> Хинганское оловорудное месторождение: особенности минерализации и проблема генезиса	293

Раздел III. АЛМАЗЫ, РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И СОПУТСТВУЮЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ 307

<i>О.А.Богатилов, В.А.Кононова, В.А.Первов, А.А.Носова, Е.В.Юткина, И.А.Кондрашов</i> Кимберлитовый и лампроитовый магматизм Восточно-Европейской платформы и его мантийные источники	309
<i>А.А.Маракушев</i> Происхождение алмаза и его гигантских кристаллов в связи с поисковыми критериями	321

<i>Л.Н.Козарко</i> Обогащенные мантийные резервуары - источник крупных редкометальных месторождений. Время появления, механизмы возникновения, глубины формирования	334
* <i>А.А.Арзамасцев, В.Н.Глазнев</i> Глубинное строение и модель формирования Хибинского и Ловозерского рудоносных комплексов по геолого-геофизическим данным	345
<i>А.М.Ленников, Б.Л.Залищак, Р.А.Октябрьский, В.В.Иванов</i> Уникальный Кондерский щелочно-ультраосновной массив и его минерализация	360

Раздел IV. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ГЛОБАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

379

<i>А.И.Горшков, А.А.Соловьев</i> Определение характеристик рудоносных узлов методами распознавания образов	381
<i>Д.В.Рундквист, А.В.Ткачев, С.В.Черкасов, Ю.Г.Гатинский, Н.А.Вишневская</i> База данных и металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов.....	391
<i>Ю.Ф.Малышев, М.В.Горошко, С.М.Родионов, Н.П.Романовский</i> Глубинное строение и перспективы поисков крупных и сверхкрупных рудных месторождений на Дальнем Востоке	423



ОТ РЕДАКЦИИ

Начиная с 80-х годов ушедшего столетия непрерывно возрастает интерес к условиям образования и закономерностям размещения крупных и суперкрупных месторождений полезных ископаемых. С одной стороны, развитие теории металлогенического анализа определило возможность еще в 60-е – 70-е годы прошлого столетия перейти от прогноза территорий на полезные ископаемые на оценку возможных потенциальных ресурсов в количественном выражении. СССР стал одной из первых стран мира, где была разработана такая методика, а в системе Министерства геологии введены категории прогнозных ресурсов – P_1 , P_2 , P_3 . Позднее возможности количественного прогноза в значительной мере расширились в связи с внедрением компьютерных ГИС-технологий.

В 1982 году в Канаде было проведено первое международное совещание по обмену опытом методик разработки количественного прогнозирования минерально-сырьевых ресурсов.

Следующий шаг в развитии теории и практики металлогенических исследований после разработки принципов количественного прогнозирования, естественно, состоял в совершенствовании методики прогноза в части выявления критериев оценки территорий на крупные и суперкрупные месторождения. Глобальное обобщение данных по природным ресурсам, запасам, добыче полезных ископаемых, проведенные независимо в различных странах – США, Канаде, Австралии, СССР, Франции – убедительно свидетельствуют, что сырьевая база мира практически по всем видам полезных ископаемых базируется на запасах крупных и суперкрупных месторождений.

В России – аналогичная ситуация: по данным МПР РФ около 70% запасов сосредоточено в гигантских и крупных месторождениях, составляющих 5% от общего их количества, и они в сумме обеспечивают более 50% объемов добычи минерального сырья по стране.

Резко возросшие масштабы добычи полезных ископаемых (по многим видам сырья добыча во второй половине 1900-х годов превысила добычу за все предшествовавшие годы эксплуатации природных руд) и отчетливые тенденции применения все более дорогостоящих технологий добычи, извлечения полезных ископаемых, развития инфраструктуры производства, обеспечения условий экологической безопасности определяют максимальный практический интерес именно к крупным и суперкрупным месторождениям, оправдывающим высокие расходы на их освоение в ходе длительной и эффективной эксплуатации.

Именно поэтому в глобальном масштабе на саммите глав государств в Рио-де-Жанейро в 1992 году было подчеркнуто значение именно крупных и суперкрупных месторождений для устойчивого экологического и экономического развития стран мира.

Международная программа геологической корреляции (МПК) и Союз геологических наук (СГН) при ЮНЕСКО отозвались на эти требования времени и включили в программы работ Проект 354 (1995-1999 г.г.) МПК “Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере”, а также по линии Комиссии по геологической карте мира проект “Карта крупных и суперкрупных месторождений мира масштаба 1:25 000 000”.

В России проблеме закономерности размещения, условиям формирования крупных и суперкрупных месторождений было посвящено несколько общероссийских совещаний, проведенных Минералогическим обществом (в Санкт-Петербурге в Горном институте, в Москве в ИГЕМе), по итогам которых изданы сборники и монографии. Под редакцией А.А.Смыслова опубликована «Карта уникальных месторождений России масштаба 1:10 000 000. В 2003 году ВИМСом опубликована методическая монография, в которой рассмотрены особенности геологического строения и прогнозирования крупных и суперкрупных месторождений многих металлических и нерудных полезных ископаемых. Опубликована серия монографических описаний отдельных крупных и суперкрупных месторождений России – платины (Д.А.Додин, Н.М.Чернышев), урана (Н.П.Лаверов и др.), золота (М.М.Константинов, Ю.Г.Сафонов и др.), редких элементов в карбонатах (А.А.Фролов, А.В.Толстов, С.В.Белов), алмазов (Н.Н.Зинчук и др.)

Наконец, в 2003 году разработана и утверждена специальная программа изучения крупных и суперкрупных месторождений в рамках Отделения наук о Земле «Крупные и суперкрупные месторождения стратегических видов минерального сырья...».

Программа предполагает изучение двух взаимосвязанных проблем, решаемых в двух разделах программы:

1. «Геологические особенности, условия формирования (и, добавим, факторы и критерии прогноза) крупных и суперкрупных месторождений» и
 2. «Технологии добычи, обогащения, переработки руд – проблемы комплексного освоения».
- Целенаправленные исследования по программе начались в 2003 году, в них приняли участие сотрудники академических институтов Москвы, Санкт-Петербурга, Кольского, Карельского, Дагестанского, Уфимского научных центров, Уральского, Сибирского и Дальневосточного отделений РАН.

В настоящем издании содержатся предварительные результаты работ по первому из перечисленных разделов.

Особое внимание в программе уделяется месторождениям стратегических видов минерального сырья: золоторудным, золото-серебряным, платинометалльным, урановым, редкоземельно-редкометалльным, а также месторождениям алмазов. Эта направленность работы нашла отражение и в содержании настоящего издания.

Главные вопросы, на решение которых нацелены исследования в геологическом разделе программы:

- Выявить признаки, факторы контроля - геологические, структурно-тектонические, геофизические, минералогические, геохимические, которые характерны для крупных и суперкрупных месторождений и отличают их по закономерностям размещения и условиям формирования от рядовых средних и мелких месторождений.
- Использовать эти признаки как для совершенствования теории рудогенеза, так и для разработки новых методов прогноза крупных и суперкрупных месторождений.

Задача выявления таких факторов и критериев предполагает исследование следующих главных вопросов по каждому стратегическому виду полезного ископаемого:

1. Типизацию месторождений изучаемого вида минерального сырья и выделения наиболее перспективных генетических и формационных типов, потенциально образующих наиболее крупные промышленные концентрации полезных ископаемых; ранжирование месторождений по крупности, по масштабам оруденения; разработку объективных количественных и качественных характеристик оценки масштабов оруденения, выделения крупных и суперкрупных месторождений как мирового класса, так и России и (или) изучаемого региона.

2. Установление “пространственных” факторов, определяющих место локализации крупных и суперкрупных месторождений: структурно-тектонических, геологических, космогеологических, геодинамических факторов контроля – рудоконтролирующих линеаментов, кольцевых структур, благоприятных литолого-стратиграфических горизонтов пород. Выявление особенностей глубинного строения, характерных геофизических аномалий земной коры, литосферы и верхней мантии районов, рудных полей крупных и суперкрупных месторождений.
3. Выделение благоприятных “временных” критериев прогноза и оценки крупных и суперкрупных месторождений: исследование “фактора времени”, установление эпох рудогенеза, продолжительности образования крупных и суперкрупных месторождений с учетом длительной предыстории формирования – подготовительного этапа, рудогенеза и последующих многократных этапов активизации тектонических процессов, магматизма, рудообразования, роли унаследования, телескопирования, реювенации. Анализ общей направленности процесса рудообразования (гомодромно-антидромной, контруктивно-деструктивной, прогрессивно-регрессивной).
4. Установление благоприятных “структурно-вещественных” и генетических факторов, определяющих формирования крупных-суперкрупных концентраций оруденения – формационных, петролого-минералогических, геохимических, изотопно-геохимических. Выявление генезиса крупных и суперкрупных месторождений – участия флюидов, окислительно-восстановительных условий, корово-мантийного взаимодействия, роли процессов метаморфизма, метасоматоза и магматизма, влияния экзогенных факторов – палеогидрогеологических, палеоклиматических и др.

Очевидно, что только комплексное изучение крупных и суперкрупных месторождений с позиций всех перечисленных главных аспектов – пространственных, временных, структурно-вещественных, генетических – может позволить подойти к решению задач использования современных ГИС-технологий, 3D-визуализации, программ распознавания образов и др. для разработки теории прогноза и оценки крупных и суперкрупных месторождений, выявления их критериев, позволяющих на ранних стадиях геологоразведочных работ предварительно намечать наиболее перспективные объекты с максимальным масштабом оруденения.

Исследования по программе предполагают проведение работ и обобщение результатов как в аспекте “специальной”, или “отраслевой”, металлогении, т.е. по видам полезных ископаемых (Au-Ag, Pt-Pd, Cu-Ni, Cu-Pb-Zn и др.), так и в аспекте региональной металлогении, т.е. геологии и закономерностей размещения различных ведущих типов полезных ископаемых, образующих наиболее крупные промышленные концентрации, изучаемых регионов: Кольского полуострова, Карелии, Урала и Тимана, Прибайкалья, Восточного Саяна, Приамурья, северо-востока России и др., а также по типам структур – щитам, древним и молодым платформам, активным и пассивным окраинам континентов, зонам рифтогенеза и др.

В заключение подчеркнем, что в конечном итоге успех исследований в значительной мере будет определяться организацией работ по программе, их нацеленностью на получение новых фактических данных, фундаментальных выводов и обобщений по геологическим особенностям и условиям формирования крупных и суперкрупных месторождений как основы разработки современных методов их выявления и оценки масштабов оруденения при региональных геолого-съемочных работах и прогнозно-металлогенических исследованиях.





Раздел



БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ



ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ И СВЕРХКРУПНЫХ ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗОЛОТОРУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Ю.Г.Сафонов, В.В.Попов, А.В.Волков, С.В.Суренков, А.В.Чугаев, Т.М.Злобина, И.А.Чижова
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Введение

Проблема формирования крупных и сверхкрупных рудных концентраций охватывает как общие вопросы металлогенической продуктивности геоструктур на глобальном и региональном уровнях, так и конкретные вопросы генезиса крупных-сверхкрупных рудных месторождений. Эта проблема занимает все более значительное место в металлогенических исследованиях и в теории рудообразования, особенно в последние десятилетия, когда стало абсолютно ясным, что при достигнутых объемах использования рудного сырья и их постоянном росте, обеспечение стабильного экономического развития общества возможно только при сохранении высокого достигнутого уровня освоения крупных месторождений.

Проблема образования крупных и сверхкрупных золоторудных концентраций в названной общей проблеме занимает видное место в связи с широким распространением золоторудных месторождений, крайне широким диапазоном их размерности, масштабности – от десятков килограмм до десятков тысяч тонн, разнообразием генетических типов месторождений и формированием их в интервале времени более чем в 3 млрд. лет – от 3,4–3,1 до современных золотоносных рудообразующих систем. Обширная информация, накопленная в результате многолетних исследований закономерностей образования золоторудных месторождений свидетельствует о многообразии факторов, влияющих на локализацию и масштабы золотого оруденения. Изученность этих факторов и, особенно, их совокупностей, соотношений неодинаковы. Среди них выделяются как общие, проявляющиеся при образовании и других месторождений, так и частные, специализированные, определяющиеся геохимией золота и спецификой его металлогении. В металлогении золота отчетливо выражена повышенная продуктивность позднеархейской, раннепротерозойской, а также палеозойско-кайнозойских металлогенических эпох. Современные генетические концепции образования золоторудных месторождений в значительной мере базируются на представлениях об активной миграции золота в земной коре и мантии, о явлениях рециклинга в создании золоторудных концентраций, ремобилизации золота при смене тектонических режимов. Из этого следует значимость знаний о докембрийской металлогении золота не только для понимания закономерностей образования древних золоторудных месторождений, но и для выяснения условий формирования палеозойских и мезозойских месторождений, в меньшей мере – для кайнозойских. Этим объясняется выбор темы настоящей работы. В ней основное внимание уделено докембрийским месторождениям и золотоносным провинциям – районам. При этом, главным предметом рассмотрения стали геодинамические факторы образования месторождений, проявляющиеся на глобальном и региональном масштабных уровнях.

Традиционно выделяемые рудоконтролирующие факторы – тектонические, магматические, геохимические, как и флюидно-динамические и энергетические факторы, активно изучаемые в последнее время, на глобальном уровне анализа закономерностей рудообразования объединяются в представлениях о геодинамических условиях металлогенического развития крупнейших структур земной коры и их составляющих. На региональном уровне металлогенических исследований используются как обобщающие понятия о геодинамических условиях, факторах рудообразования, так и «частные», конкретные представления о перечисленных факторах. В исследованиях условий образования месторождений, рудных полей – узлов и, в значительной мере, рудных районов анализируются отдельно такие факторы и их сочетания, которые во многих случаях интегрально отражаются в построениях генетических моделей месторождений и в реставрации рудообразующих систем. При этом, как правило, рассматриваются внешние геодинамические условия зарождения и развития таких систем и их внутренняя геодинамика.

В связи с существующими различиями в понимании количественных параметров концентраций золота рассмотрению факторов, влияющих на создание концентраций, предшествует изложение общих представлений о таких концентрациях и закономерностях их размещения.

Естественно, что сложность, многогранность проблемы и возможности авторского коллектива обусловили ограничения и различия в рассмотрении различных признаков. Учитывая ту большую информацию по затрагиваемым вопросам, которая существует в многочисленных публикациях, авторами в предлагаемой работе рассматриваются, главным образом те из них, по которым имеются новые оригинальные данные или предлагаются новые подходы в решении на основе суммы знаний, сложившейся к настоящему времени.

Некоторые общие закономерности распространения золоторудных концентраций в сфере рудообразования

При общих кларковых содержаниях золота в земной коре 3 мг/т (3×10^{-9}) и повышенных кларках для некоторых типов пород (ультраосновные – основные интрузивные, углеродистые сланцы и др. до $5\text{--}8 \text{ мг/т}$) промышленно интересными концентрациями золота считаются скопления руд от сотни килограмм – первых тонн золота, в различных странах – по-разному. Они регистрируются как месторождения, хотя, безусловно, разрабатываются и более мелкие рудопроявления. Если в последних представлены легко обогатимые руды, то они учитываются подобно россыпным месторождениям, диапазон концентрации золота в которых колеблется от $n \text{ кг}$ до $n \times 10 \text{ т}$, редко до $n \times 10^2 \text{ т}$.

Основное значение в добыче золота, как и руд большинства других металлов, имеют крупные месторождения. Разделение золоторудных месторождений по «размерам» (sizes), т.е. по количеству, массе руд и заключенного в них золота, не имеет мировой унификации. В нашей стране к крупным в середине прошлого века стали относить месторождения с первичными запасами золота в 100 т и более. К этой цифре, которая с наибольшей определенностью, очевидно, была обозначена Н.И. Бородаевским и И.С. Рожковым, привел опыт изучения распространенности разномасштабных месторождений золота. Целесообразность такого подразделения золоторудных месторождений: до 100 т – средние и мелкие, 100 т и более – крупные, при естественной относительности этого рубежа (Сафонов, 1997), подтверждена богатой практикой конца прошлого века и современными работами. Тем не менее, в последнем выпуске Справочника (Российский..., 2003 г) к крупным отнесены месторождения в 60 т и более. Зарубежными исследователями после методологических разработок П.Лажнички (Laznichka, 1983) используется в основном этот показатель крупности золоторудных месторождений, или «мирового класса», иногда, определяемых как гигантские. В начальных разработках П.Лажнички разграничение проводилось по 30 т . Оно и сейчас принимается некоторыми исследователями. Количество крупных ($\geq 100 \text{ т Au}$) месторождений около 200, а диапазон концентрации в них золота в общем составляет 2 порядка, до $n \times 10^4$ лишь в месторождениях Витватерсранда. Эти максимальные концентрации устанавливаются как при принятом подразделении золоторудных полей Витватерсранда на основе суммы горных отводов золотодобывающих компаний на определенных площадях (Центральный ранд – близ Йоганесбурга, Западный ранд, Дальний Западный ранд, Дальний Восточный ранд, Клерксдорп, Оранжевое рудное поле (Велком), Эвандер (обособленное поле), так и при оценке золотоносности отдельных рифов. Принятие за основу выделения как месторождений известных рифов более правильно с геологических позиций. Из числа основных 16–20 золотоносных рифов выделяются несколько главных, среди которых рифы: Майн, Кимберли, Вентерсдорп Контакт, Карбон Лидер, Ваал и др. Точное количество таких рифов назвать трудно, т.к. корреляция некоторых из них в различных золотоносных площадях, указанных выше, не всегда достаточно определена. Тем не менее, в большинстве названных рифов сосредоточено более 1 тысячи тонн, а первые три по сумме добытого золота и его запасов оцениваются в $n \times 10^3 \text{ т Au}$, каждый. Общее количество крупных месторождений – рифов (от 100 т Au) в Витватерсранде, не менее 30. Судя по описаниям, здесь представлены рифы и с меньшими концентрациями золота (в том числе с бедными рудами), в большинстве своем не оцененные, не разведанные, так как отработка их нерентабельна при нынешней конъюнктуре золота. Содержания в первые г/т устанавливаются не только в конгломератах, но и в кварцитах. Высокие бортовые содержания ($5\text{--}8\text{--}10 \text{ г/т}$), изменявшиеся

неоднократно и дифференцировано в различных рудных полях, как и распространенность бедных неучитываемых забалансовых руд – сильно занижают первичные «запасы» золота в отработанных рудниках и сегодняшние реальные запасы. Количество золота в бассейне Витватерсранд существенно превышают 100 тыс. т, если вести подсчет запасов по борту в 1 г/т. Проблема оценки запасов в зависимости от различных бортовых содержаний актуальна и для других крупных – сверхкрупных месторождений, но приемлемого выхода из этой методологической ситуации нет, хотя снижение бортового содержания для большеобъемных месторождений может изменить их размерность на порядок. Для крупных месторождений возможно превращение в сверхкрупное. К последним авторы относят месторождения с первичными запасами от 500 т золота, выделяя особо золоторудные гиганты – от 1000 т. Исключение месторождений золотоносного бассейна Витватерсранд из числа эндогенных золоторудных концентраций позволяло подразделять последние на 4 порядка: 1-го – от 1000 т, 2-го – от 100 т, 3-го – от 10 т и 4-го – от 1 т (Сафонов, 1997). Новые доказательства эндогенной природы золота, урана и сопутствующих рудных элементов в золотоносных рифах Витватерсранда, а также кремнезема, углеводородов и других компонентов, приведенные в работах А.Д.Щеглова, М.М.Константинова, А.А.Кременецкого, Ю.Г.Сафонова заставляют выделять 5 уровней концентрации золота в месторождениях, золотоносных областях, поясах, провинциях.

Большинство крупных месторождений, включая сверхкрупные, показано на карте размещения крупнейших золоторудных концентраций мира, включая и полностью отработанные месторождения (рис. 1).

Следует подчеркнуть, что среди крупных золоторудных месторождений значительная часть представлена богатыми и очень богатыми рудами со средними содержаниями в $n \times 10$ г/т, хотя общий диапазон содержаний золота в ныне эксплуатируемых месторождениях можно определить в 1 г/т – 40 г/т при преимущественной добыче руд с 3-10 г/т (рядовые руды) и масштабном освоении более бедных руд (1-3 г/т). В золотоносных комплексных месторождениях (медно-порфировых, колчеданных, медно-никелевых и др.) промышленную ценность представляют содержания золота от 0,2-0,5 г/т. Содержания золота в них 1-3 г/т и более редки. Таким образом, в настоящее время промышленно интересные содержания в рудах золота в его масштабных концентрациях превышают кларк в общем на 3 порядка. Масса-объем рудной массы, если остановиться на нижнем пределе нахождения в месторождении 1 т золота и содержании в рудах 3 г/т, составит около 3×10^5 т или 10^5 м^3 до $n \times 10^8$ т или $n \times 10^7 \text{ м}^3$ (без учета рудной массы Витватерсранда). Первичные концентрации золота в блоках пород, вмещающих месторождения, в большинстве своем больше подсчитанных отработанных запасов, из-за эродированности месторождений и технологических особенностей отработки. Можно привести пример известного месторождения Колар (Ю.Индия), формально не попадающего в число золоторудных гигантов (850-900 т отработанных запасов). Это месторождение вероятно, слабо эродировано. Оно относится нами к числу золоторудных гигантов, так как отработывалось при высоких бортовых содержаниях – 8–10 г/т. В настоящее время, после закрытия рудников, отработываются золотоносные хвосты ранних обогатительных фабрик, в которых содержания золота составляют 1-2 г/т, что заметно (~ 0,5 т/год) увеличивает количество добытого золота. Учет оставшегося золота в недрах, включая целики, увеличивает первичные запасы золота на десятки, возможно первые сотни тонн.

Золоторудное поле Колар примечательно также тем, что оно представляет пример одного из наиболее крупных целостных жильных рудных тел. Главное тело (lode) – Чемпион риф содержало 650-700 т золота, по разным оценкам, а с учетом выше охарактеризованных особенностей, по-видимому, более 800 тонн. Зона, как известно, отработывалась по простиранию на интервале в 7 км. Достигнутая глубина отработки – 3120 м при сохранении содержаний золота в 4-5 г/т и мощности рудного тела в 0,3 – 0,4 м на последнем горизонте. Объем жильной массы, в среднем содержащей 15 – 20 г/т золота, составлял, ориентировочно, 40 млн. тонн, преимущественно в виде кварца. Верхняя треть-половина зоны Чемпион риф отличалась как повышенными содержаниями, так и значительной протяженностью и мощностями зоны (до 20-40 м), хотя приповерхностная часть в десятки (до 100) метров характеризовалась только спорадически распределенными немногочисленными золотоносными участками, к тому же отработанными в древнее время. Отмеченные особенности количественной оценки золоторудных концентраций, как и ограниченность информации по запасам

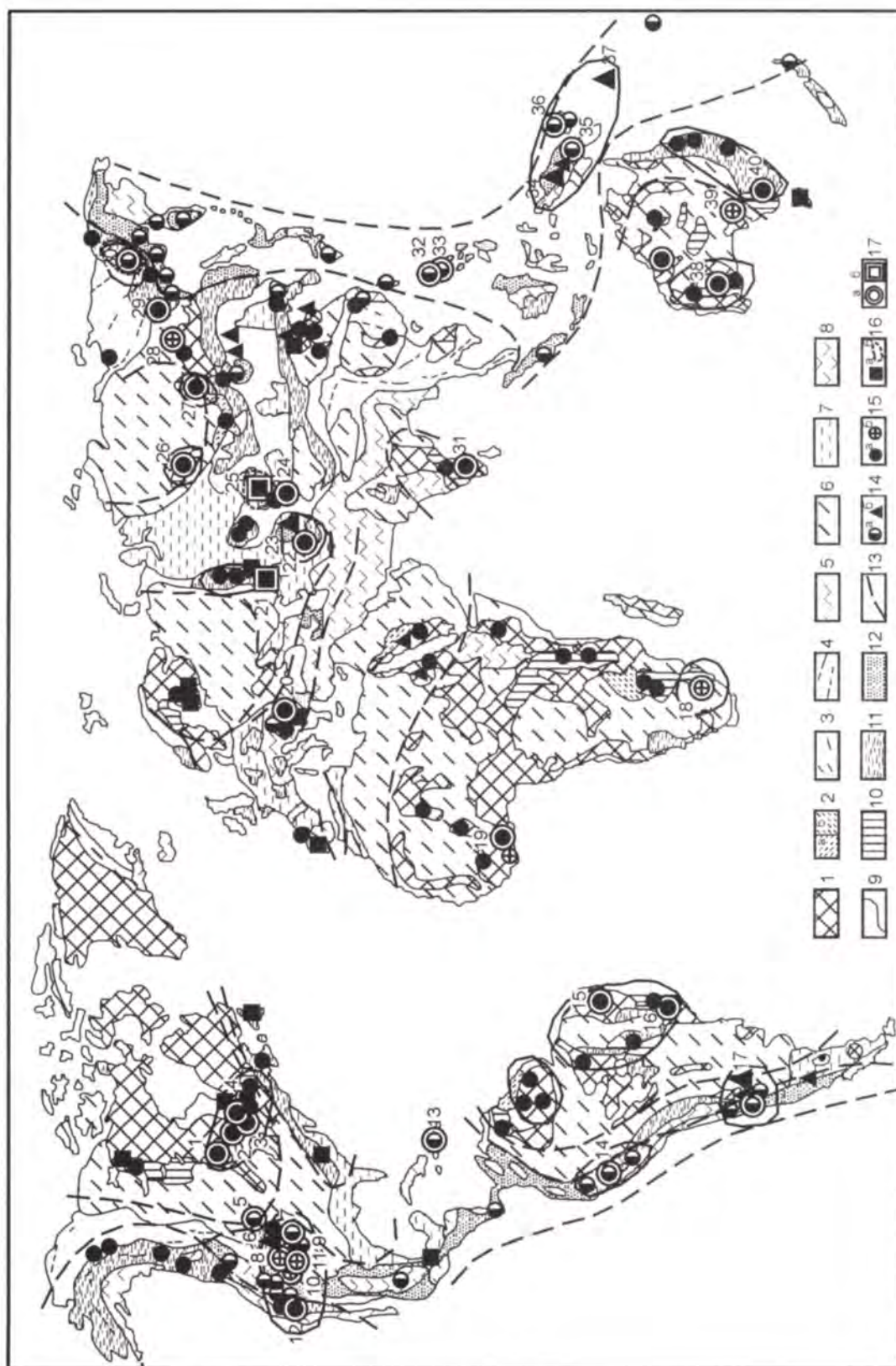


Рис. 1 Распространение крупных (≥ 100 т) и сверхкрупных (≥ 500 т) золоторудных и золотосодержащих месторождений. Оконтурены провинции и области с суммарной золотоносностью более 1000 т:

1 – щиты; 2 – 4 – подвижные пояса: 2 – протерозойские: Африканский континент (а) и Южно-Американский (б), 3 – палеозойские, 4 – мезозойские; 5 – кайнозойские вулканические пояса, складчатые пояса; 6 – осадочный чехол древних платформ; 7 – осадочный чехол постпалеозойских платформ; 8 – крупные вулканические поля; 9 – границы кристаллических массивов; 10 – 12 – основные пояса и области развития месторождений различного возраста: 10 – позднеархейского-раннепротерозойского, 11 – палеозойского-мезозойского, 12 – мезозойского-кайнозойского; 13 – контуры металлогенических провинций; 14 – 16 – крупные месторождения: 14а – эпitherмальные, 14б – медно-порфировые, 15а – мезогипотермальные, 15б – золотоносные конгломераты типа Карлин (№№8-11) и Олимпик Дэм (№39), 16а – колчеданные, 16б – золотоносные районы; 17 – сверхкрупные месторождения указанных выше типов (14-16): 1 – Ред Лейк, 2 – Хемло, 3 – Керкленд-Лейк, 4 – Поркьюпайн, 5 – Хоумстейк, 6 – Бингхем, 7 – Крипл-Крик, 8 – Пост-Бетце, 9 – Голд Квари, 10 – Голд Страйк, 11 – Твин Крикс, 12 – Мазер Лод, 13 – Пуэбло Вьехо, 14 – Янакоча, 15 – Фазенда Бразильеро, 16 – Морру Велью, 17 – Бадже де ла Алимбрера, 18 – Витватерсранд, 19 – Ашанти, 20 – Рошия Монтана, 21 – Гайское, 22 – Мурунтау, 23 – Алмалык, 24 – Кумтор, 25 – Рудно-Алтайские, 26 – Олимпиада, 27 – Сухой Лог, 28 – Центрально-Алданский район, включая Элькон, 29 – Нежданниское, 30 – Колымский район, 31 – Колар, 32 – Лепонто, 33 – Фор Саутист, 34 – Грасберг, 35 – Поргера, 36 – Лэдолэм, 37 – Пангуна, 38 – Калгурли, 39 – Олимпик Дэм, 40 – Бендиго

руд многих месторождений, естественно влияют на изучение геологических закономерностей образования этих концентраций, но не радикально. Эти особенности следует учитывать в соответствующих модельных построениях, но при неизбежных усреднениях, генерализации данных, они являются основанием для реального восприятия указанных выше градаций месторождений и отнесения некоторых из них к той или иной категории размерности.

Одной из важнейших закономерностей образования золоторудных концентраций представляется дифференциация месторождений различных геолого-генетических типов по уровням концентрации золота (Сафонов, 1997). По сегодняшнему уровню знания, опять таки с принятием генетической модели эндогенных источников и газо-гидротермально-осадочных механизмов отложения золота в бассейне Витватерсранд, концентрациями золота 4-х – 5 масштабных уровней, выделенными выше, характеризуются типы месторождений, среди которых представлены золоторудные гиганты. К особому типу среди последних в настоящее время относится только «железо-оксидные золото-уран-медные руды», которые представлены на месторождении Олимпик-Дэм (Австралия). Их возможные аналоги (Салобо – Бразилия) и другие (Сафонов, 2003) все же существенно отличаются по условиям формирования и, вероятно, принадлежат к другим генетическим типам. По геолого-промышленным характеристикам, как и собственно геологическим, аналогов Олимпик-Дэму безусловно пока нет.

Представляет интерес анализ общей продуктивности месторождений различных генетических типов, результаты которого приводятся ниже, с выделением некоторых более крупных групп генетически родственных месторождений, объединяющих несколько генетических типов месторождений (Сафонов, 1997, Константинов и др., 2000, Сафонов, 2004).

Основная часть из 200 тыс. т золота представлена в месторождениях 7-10 геологических типов, с исключением россыпных месторождений (~ 23 тыс.т) и «неклассифицированных» месторождений (~25 тыс. т) по Д.Сингеру (Singer, 1995). К этим типам должны быть отнесены:

1. золотоносные «конгломераты» (> 80 тыс. т);
2. золотоносные медно-порфировые месторождения (около 20 тыс. т);
3. золото-сульфидно-кварцевые месторождения зеленокаменных поясов, включая месторождения в железистой формации (~ 15 тыс. т);
4. жильные, штокверковые золото-(сульфидно)-кварцевые месторождения орогенных поясов, включая месторождения в сланцевых комплексах и областях активизации (более 14 тыс. т);
5. эпitherмальные золоторудные, золото-серебряные месторождения (более 10 тыс. т);

6. месторождения замещения в терригенно-карбонатных комплексах (карлинский тип – около 10 тыс. т);
7. колчеданные месторождения (Cu, Zn, Pb – с попутным золотом – более 5 тыс. т);
8. золото-сурьмяно-ртутные (более 2 тыс. т);
9. железо-оксидные золото-уран-медные (типа Олимпик Дэм – более 2 тыс. т);
10. золото-урановые (типа «несогласий» и Эльконского поля – более 2 тыс. т).

Среди месторождений всех указанных типов выявлены сверхкрупные, однако, их представительность в различных типах неодинакова. Наибольшее количество сверхкрупных месторождений – золоторудных полей может быть выделено в уникальном золотоносном бассейне Витватерсранда.

Близкими показателями высокой продуктивности на золото характеризуются гидротермальные золоторудные месторождения докембрийских зеленокаменных поясов. Среди них известны 4 золоторудных гиганта: Калгурли (1500 т), Хоумстейк (1250 – 1500 т), Колар (~ 900 т) и оцениваемое как единое поле – Поркьюпайн (1660-1820 т), хотя в последнее входит ряд крупных и сверхкрупных одинарных месторождений (Мак Интайр, Холлинджер и др.). Если не разделять позднеархейские – среднепротерозойские месторождения зеленокаменных поясов на типы (Хоумстейк – месторождение в железистой формации, Хемло – Au-Sb-As-Hg и др.) то эта группа – одна из наиболее заметных по количеству крупных (> 20) и сверхкрупных (6) месторождений. Но различаются эти месторождения по геолого-генетическим особенностям существенно. Среди золото-(сульфидно)-кварцевых фанерозойских (отдельных – позднепротерозойских) месторождений сверхкрупные месторождения представлены только среди месторождений, локализованных в сланцевых комплексах. Последние выделяются нами в отдельный тип, к которому относятся крупнейшее золоторудное поле фанерозоя – Мурунтауское (3000-4100 т), а также Сухой Лог (1049 т), Олимпиада (650 т), Нежданское (490 т), Кумтор (500 т). После переоценки как сверхкрупный, а может быть и гигантский объект, может рассматриваться Наталкинское месторождение (> 500 т). Золото- (кварц)-сульфидные месторождения в сланцевых комплексах имеют важное значение в разведанных запасах, но вклад их в добытое золото пока ограничен. Основное значение в открытиях палеозойского золота имели жильные месторождения, ассоциированные с интрузивами. Среди последних до недавнего времени не было известно сверхкрупных месторождений, хотя Васильковское (420 т), Чармитан (400 т), содержащие штокверковые руды, близки к этой категории. Информация о разведанных бедных прожилково-вкрапленных рудах на месторождениях Форт Кнокс (> 1000 т) и Донлин Крик (700 т) в поясе Аляска-Юкон меняет представления о максимальных концентрациях золотых руд в данном типе месторождений (Сафонов, 1997), но пока остается исключительной, не изменяющей представлений о масштабах концентрации золота в жильных месторождениях, ассоциированных с интрузивами (Thompson et al., 1999). Эти месторождения отличаются от залегающих в сланцевых комплексах более богатыми рудами (8-10 г/т относительно 1,5-3 г/т) и в целом формировались из потоков гидротермальных растворов на порядок меньших по объему, (при сравнении крупнейших соизмеримых представителей тех и других). Жильные месторождения при значительном количестве крупных (> 30), характеризуются большим числом средних и мелких месторождений.

Около 10 сверхкрупных месторождений – золоторудных узлов при одном гиганте (Лэдолэм – 1200 т) и более 30 крупных (100-400 т) месторождений известно в группе эпитепидальных месторождений. Устойчивую подгруппу образуют сверхкрупные месторождения в эруптивных – взрывных(?) брекчиях: Крипл-Крик (600-700 т), Пуэбло Вьехо (500-700 т), Рошия Монтана (500 т), тогда как классические золото-адуляр-кварцевые месторождения редко содержат до 300-400 т Au.

Среди золотоносных медно-порфировых месторождений – три золоторудных гиганта (Грасберг, с начальными запасами по разным оценкам в 1800 – 3400 т, Алмалык – 1200- 2000 т, Бингхем – 900 т), а также ряд сверхкрупных (3-4) и крупных месторождений.

Небольшим общим количеством, но различными по масштабам золоторудными концентрациями, характеризуются месторождения карлинского типа, среди которых крупнейшее Голд Страйк – 1800 т, гигантское – Пост Бетце – 930 т, сверхкрупное – Голд Квари – 620 т, ряд крупных и средних месторождений. Месторождения данного типа представлены только в одном

регионе – в штатах Невада, Юта (США), где образуют явную металлогеническую аномалию с суммарными начальными запасами золота более 5 тыс. т. Месторождения карлинского типа в последнее время выявлены в различных золотоносных провинциях (Китай, Центрально-Алданский регион, Северный – Центральный Урал, Южноамериканские Кордильеры и др.), но минералогическо-геохимические характеристики таких месторождений, залегающих в терригенно-карбонатных комплексах, не столь выразительны, как в месторождениях Соединенных Штатов. Новые открытия во многом ближе к золото-сурьмяно-мышьяково-ртутному типу жильных и штокерковых месторождений, развитых преимущественно в сланцевых комплексах. Среди них известны отдельные крупные месторождения (Сарылах, Кючус и др.), но сверхкрупных концентраций не выявлено.

Показательны только единичные сверхкрупные золоторудные концентрации в колчеданных месторождениях (Гайское – 500 т, близкое по масштабу Раун Норанда – 420 т), но крупные концентрации закономерны (Урал – около 10 месторождений, Алтай и другие пояса, в основном с колчеданным оруденением Cu-Zn профиля).

Концентрации золота в одномасштабных металлогенических таксонах: рудных районах, областях-поясах – провинциях, глобальных поясах неодинаковы и, повидимому, как «концентрации» во многом могут рассматриваться лишь схематически, отчасти условно. Золоторудные месторождения распределены в пределах однотипных и одномасштабных геоструктур – доменах весьма неравномерно. В связи с этим такие структуры не могут быть классифицированы с достаточной определенностью по масштабу золотоносности. Реальные сложности существуют и с выделением «однотипных» геоструктур и доменов. Эта проблема рассматривается в следующем разделе. Здесь же остановимся на количественных оценках суммарной золотоносности принятых пространственных металлогенических таксонах и не отвечающих таковым.

В недавней работе группы зарубежных исследователей (Р.Керрича, Д.Гровса и др.), посвященной гигантским золотоносным провинциям, за минимальную величину количества золота в месторождениях такой провинции принята 1 тыс. т Au (Kerrich et al., 2000). При таком подходе как уникальные провинции помимо Южно-Африканской (Витватерсранд и др.) следует выделять Тихоокеанский подвижный пояс, в котором находятся месторождения золота с суммарными начальными запасами значительно превышающими 10 тыс. т Au, а также Канадский щит, в пределах которого в отработываемых (и отработанных) месторождениях общее количество золота оценивается в более чем 5 тыс. т и не менее 4 тыс. т находится в мелких не осваиваемых месторождениях (Card. Et al., 1989). Остальные золотоносные провинции, области могут быть отнесены к одному из четырех уровней золотоносности: до 1 тыс. т., 1-3 тыс. т., 3-5 тыс. т. и 5-10 тыс. т. с характерной особенностью: основное количество золота, характеризующего провинцию, находится в определенных областях и даже районах, резко выделяющихся по высокой золотоносности от остальных территорий провинции.

Глобальные геодинамические факторы образования разномасштабных золоторудных концентраций

Анализ размещения крупных золоторудных месторождений (см. рис. 1) показывает, что концентрированная их локализация в большей мере подчиняется узловому, а не линейному стилю. Только Тихоокеанский пояс может рассматриваться как глобальная линейная золотоносная структура. На значительном своем протяжении она характеризуется накоплением в ее пределах крупных, сверхкрупных и гигантских месторождений. Эта структура, особенно ее составляющие, получившие название Тихоокеанский огненный пояс, иллюстрирует концепцию прямой зависимости формирования рудных месторождений, в том числе, и в значительной мере, золото-серебряных, золоторудных, золотоносных медно-порфировых, от тектоно-магматических процессов, отраженных в развитии вулканических островных дуг, окраинно-континентальных и внешних вулканических поясов. Эта концепция, базирующаяся, в основном, на теории тектоники плит, распространяется многими исследователями практически на всю историю металлогении золота, включая ее наиболее продуктивную позднеархейскую эпоху. Наиболее определенно такие взгляды зарубежных исследователей выражены в упоминавшейся выше и в других работах Р.Керрича, Д.Гровса с соавторами (Kerrich et al., 2000). Ими глобальная металлогения золота увязывается с циклами сбора и

распада континентов, продолжительность которых по данным ряда авторов оценивается в 200 – 500 млн. лет.

Образование месторождений основных геолого-генетических типов увязывается с геодинамическими условиями. К числу основных типов месторождений, с которыми связаны сверхкрупные золоторудные концентрации в различных провинциях мира, отнесены: 1) орогенные, 2) типа Карлин, 3) эпитермальные золото-серебряные, 4) медно-золотые порфировые, 5) железооксидные медно-золотые, 6) обогащенные золотом сульфидные в вулканитах (VMS) или осадочно-эксталяционные. Уникальные месторождения Витватерсранда рассматриваются как палеороссыпи и поэтому не выделены. Орогенные месторождения охарактеризованы как локализуемые на глубинах 4-16 км на континентальных окраинах, в субдукционных – аккреционных комплексах кордильерского типа складчатых поясов, а также во внутриконтинентальных орогенических структурах, формирующихся при рифтогенезе и в связи с мантийными плюмами. Месторождения типа Карлин связываются с конвергентными континентальными и тыловыми дугами, а также с воздействием на основание литосферы астеносферных плюмов. Эпитермальные золото-серебряные месторождения, как и золотоносные медно-порфировые, образовывались в условиях растяжения, в континентальных окраинных и внутриокеанических дугах. Железооксидные медно-золотые месторождения соотносятся с внутрикратонным анорогеническим магматизмом. Месторождения названных трех типов – типа Карлин, эпитермальные, порфировые, образуются в близповерхностной зоне (до 4 км), в условиях растяжения земной коры, как и средне-малоглубинные железооксидные месторождения типа Олимпик Дэм.

Колчеданные месторождения традиционно описываются как образованные на дне моря или в породах вблизи него, в окраинно – континентальных или внутриокеанических дугах, а также в аккреционных комплексах. Выделение 5 из 6 указанных типов – подклассов месторождений, принятое и авторами настоящей работы, представляется естественным результатом широкого круга исследований, проведенных различными специалистами. «Орогенные» (по Д.Гровсу) месторождения по основным характеристическим признакам крайне разнообразны. Нами, как видно из приведенных выше данных, вместо этого типа выделяется четыре самостоятельных типа, по крайней мере два из которых могут быть разделены на два-три генетических типа. Кроме того, принципиальное значение для рассмотрения глобальных геодинамических закономерностей образования крупных золоторудных концентраций имеет признание той или иной версии генезиса золотоносных рифов Витватерсранда. Если исходить из палеороссыпной модели образования последних, то надо предполагать, что максимальной продуктивностью на золото отличалась ранняя металлогеническая эпоха, проявившаяся в период 3,4-3,0 (?) млрд. лет на Канадском, Западно-Австралийском и Южно-Африканском щитах. С этой эпохой связано образование золотоносной железистой формации, вкрапленной минерализации в коматитах и немногочисленных мелких – средних собственно золоторудных месторождений. В блоке Пилбара (Западная Австралия) наибольшее месторождение Вамбо Крик содержало 17 т Au (Woodall, 1990). Характерно развитие древнеархейских золоторудных месторождений с сурьмяной – ртутной геохимической специализацией (Пилбара, Барбертон). Возраст 3 млрд. лет возможно имеет месторождение Биг Бэлл (~ 100 т Au) в СЗ части блока Илгарн, специфическое по составу, (типа Хемло). Подобные месторождения не могли обеспечить ту массу коренного золота, которое могло быть источником золота, сконцентрированного в «конгломератах» Витватерсранда. Следует подчеркнуть, что альпийские и более древние россыпи не могут быть моделями образования палеороссыпей Витватерсранда даже в первом приближении, так как широкое площадное распространение россыпного материала с содержанием в 10-20 г/т и более не имеет даже отдаленного аналога среди достоверных россыпей. Уникальность массы накопленного россыпного золота в рифах Витватерсранда (70-100 тыс. т) превращается в фантастичность коренных источников при учете по крайней мере 50% рассеяния золота в процессе их эрозии. В молодых россыпях рассеивание оценивается в 80% и более (Шило, 2002). Даже если принять представление об особых атмосферных (восстановительных) условиях и механизмах эрозии, то все равно нужно предполагать существование неизвестных типов месторождений, способных создать необычные первичные концентрации золота, с размещением их в вертикальном интервале 5-8 км. В наибольшем приближении такие особые геологические условия могли быть отражены в модели стратифицированного рудоносного интрузива Бушвельдского типа с многочисленными

золотоносными горизонтами, но бесследное исчезновение подобного массива мало вероятно. Состав терригенного материала, накопленного в бассейне Витватерсранд, согласуется с его гранито-гнейсовым окружением. Нами принимается модель полигенного образования золотоносных рифов со стадиями: 1) формирования первичных коллоидно-дисперсных систем при привносе кремнезема, золота, железа, серы, углерода, урана и других компонентов из глубинных источников; 2) внутрисистемного минералообразования и преобразования минерального вещества в процессе погружения рифов; 3) изменения состава и морфологии тел в процессах прогрессивного и регрессивного метаморфизма (Сафонов, 2004). В этой модели важнейшая роль отводится газовым флюидам, минерализованность которых связывается с глубинными – нижнекоровыми, верхнемантийными источниками (Сафонов, 2003). Вероятная связь формирования золотоносных флюидов с процессами флюидизации базальтового слоя коры, по-видимому, под воздействием мантийного плюма, позволяет предполагать существование источника бассейнового типа – значительной по площади области накопления флюидов, их первичной дифференциации – и пульсационное поступление этих флюидов в сферу рудоотложения, благодаря периодической активизации тектонических процессов в режиме прерывистого формирования бассейна.

А.Д.Щеглов связывает заложение интракратонной впадины бассейна Витватерсранд (рис. 2) с сочленениями разнонаправленных рифтовых зон в этой части кратона Каапваль (Щеглов, 1994). Важно отметить, что возраст пород основания впадины оценивается в 3 – 3,1 млрд. лет, а первые золотоносные рифы образовались в нижней толще метатерригенных – метавулканических пород – в серии Доминион. На сегодняшнем уровне разведанности эти рифы отнесены к малопродуктивным, как и залегающие в нижней части группы Вест Ранд. Основные рифы залегают здесь среди аренитов групп Вест Ранд и Централ Ранд, под мощным покровом базальтов Вентерсдорп, возраст которых определен в 2,9 – 2,7 млрд. лет, по некоторым данным до 2,5 млрд. лет. В 2,5 млрд. лет принимается возраст самого верхнего золотоносного рифа – Блэк рифа, залегающего вдоль поверхности несогласия, в основании серии Трансвааль на базальтах Вентерсдорп, верхняя часть которых выделяется как отдельная формация Аллэндридж (Coward et al, 1995). Таким образом, общий возрастной интервал формирования золотоносных рифов Витватерсранда приходится на период 2,9 – 2,5 млрд. лет, с основным проявлением рудообразующих процессов близ 2,7 млрд. лет до образования базальтов Вентерсдорп, в основании которых залегает один из главных рифов – Вентерсдорп Контакт риф. На цифру 2,7 млрд. лет указывают Р.Хатчинсон и другие авторы, когда подчеркивают ее соответствие со временем проявления основной докембрийской металлогенической эпохи для Канадского щита и кратона Йлгарн в Австралии (Hatchinson, 1987). Следует подчеркнуть относительно ограниченные размеры впадины Витватерсранда. Ее площадь на современном уровне среза составляет около 50 тыс. квадратных километров, т. е. отвечает металлогенической зоне, области по шкале металлогенических подразделений Д.В.Рундквиста. Собственно рудоносные площади занимают примерно 1500 км², наибольшие – в северной части бассейна. Нужно учитывать, что здесь рифы залегают с меньшим наклоном, вплоть до субгоризонтального положения (Блэк риф), а в южной части (Велком) в прибортовой части – с крутым падением. В целом, несмотря на «ограниченные» абсолютные размеры распространения золотоносных рифов Витватерсранда их нельзя относить к категории региональных явлений. Уникальные концентрации золота в бассейне могли быть созданы при процессах мантийно-корового взаимодействия глобального значения. Модели такого взаимодействия могут быть различными, но, как кажется, при обязательной констатации нахождения основного источника золота в мантии. Как крайние модели могут рассматриваться: 1) мобилизация «локальной» сверхкрупной аномалии золота; 2) мобилизация рассеянного золота в значительном объеме «обогащенной» или фоновой мантии. Проблема неоднородности состава мантии остается мало раскрытой, но современное знание позволяет допускать обе модели и их промежуточные производные. В рассматриваемой проблеме золота Витватерсранда ее глобальное значение подчеркивается важностью выводов о возможности – невозможности проявления подобных процессов, даже на порядок меньших по своей энергетике и уровню концентрации золота в последующей металлогенической истории Земли. Эта проблема требует специального анализа. Здесь же подчеркнем сопряженность крупных преобразований

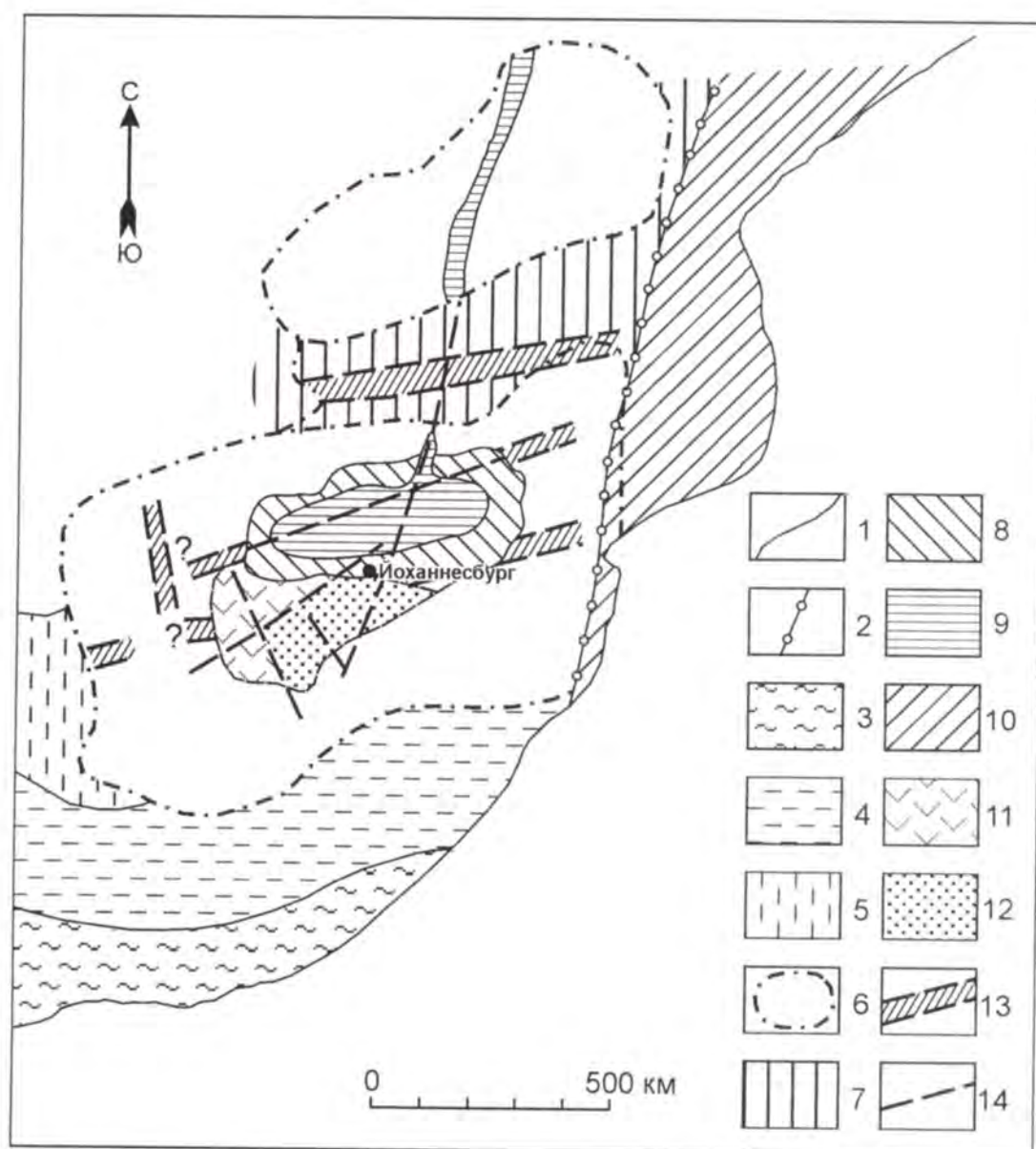


Рис. 2. Схема расположения основных зеленокаменных поясов, рифтов Витватерсранда и крупных послепалеозойских структур юга Африканского континента. По А.Д.Щеглову (1994, совмещенные рис. 1-2, с изменениями Ю.Г.Сафонова):

1 – рифт Лимбобо (MZ); 2 – краевой разлом; 3 – 4 – складчатые пояса: 3 – Кейн (280-230 млн. лет), 4 – Намакуа (1,8 – 1,2 млрд. лет); 5 – W-Sn рудный район; 6 – граниты архейских кратонов – Зимбабве и Каапваль; 7 – мобильный пояс Лимпопо (3,8 – 2 млрд. лет); 8 – Мульда Трансвааль (2,6-2,1 млрд. лет); 9 – Бушвельдский лаполит и Великая дайка Зимбабве (2,1 млрд. лет); 10 – группа Доминион (2,9 – 2,8 млрд. лет); 11 – рифт Витватерсранд (2,7-2,6 млрд. лет); 12 – рифт Витватерсранд (2,7 – 2,6 млрд. лет); 13 – зеленокаменные пояса, с севера на юг: Лимпопо (3,8-3,5 млрд. лет), Мурчисон (3,5 млрд. лет), Барбертон (3,6 млрд. лет); 14 – разломы

стабилизированной коры на юге Африки, проявившихся в последовательном формировании золотоносного бассейна Витватерсранд, крупнейшего рудоносного массива ультраосновных пород Бушвельда и не имеющей аналогов Великой дайки Зимбабве (см. рис. 2). Значимость этого неоднократно отмечаемого факта для раскрытия металлогенической роли внутриплитных рифтовых структур и мантийных плюмов, по-видимому, недооценивается. Если образование интракратонной

впадины Витватерсранда происходило под влиянием мантийного плюма, то с его «движением» в пределах ССВ рифтовой зоны и изменением состава верхней мантии при смещении литосферной плиты над «горячей» точкой в нижней мантии можно связывать и отмеченные металлогенические события. Природа и механизмы относительной «миграции» мантийных плюмов в их сегодняшней интерпретации позволяют допускать такую возможность, хотя эти явления очевидно реализовывались и в более сложных вариантах (Добрецов, Кирдяшкин, 2001; Добрецов, Верниковский, 2001).

Проблема генезиса Витватерсранда представляется требующей особого внимания потому, что от ее решения зависит не только понимание ранней металлогении золота, но и последующей. Идентичность геодинамических режимов, составляющих тектоники плит, для фанерозоя и докембрия пока еще не показана с должным обоснованием. Далеко не всегда убедительны плейттектонические реконструкции и для фанерозоя, особенно для палеозоя. Неоднозначно воспринимаются реконструкции микроконтинентов, шириной в десятки километров и протяженностью до первых сотен километров, когда мощности литосферных плит оцениваются в 400-500 км. В связи с этим, авторы статьи полагают, что во многих случаях средне-, позднепротерозойские и фанерозойские рудоносные структуры могли формироваться как внутриконтинентальные, а их металлоносность могла зависеть от кристаллического докембрийского основания. Оценка золотоносности последнего, даже в отдаленном приближении, важна для разработки генетических моделей и рассмотрения потенциальной рудоносности таких территорий.

Металлогеническое значение «омоложения», реювенации земной коры (Рундквист, 1993), выраженное в ремобилизации рудного вещества, в унаследовании металлогенической специализации глубинных слоев земной коры более молодыми геоструктурами, показано в ряде работ, наиболее обстоятельно на примере урана (Лаверов, Винокуров, 1988). Роль ремобилизации ранних золоторудных концентраций в образовании месторождений различных генетических типов анализируется уже многие десятилетия, в том числе и на основе формационного анализа (А.А.Сидоров, 1995, 2004 и др.). Процессы глубинной ремобилизации, промежуточного накопления рудных компонентов как фактор создания крупных рудных месторождений, рассматривается наиболее целеустремленно опять таки на примерах урана и золота (Лаверов, Винокуров, 1988; Рундквист, 1993, 1997 и др.). Этот фактор входит в общую систему факторов, объединяемых понятием «рудоподготовительного этапа» развития рудоносных доменов, используемым и при рассмотрении условий образования крупных золоторудных месторождений (Константинов и др., 2000; Сафонов, 1997, 2003). Тем не менее общую изученность золотоносности докембрия нельзя признать удовлетворительной, начиная с имеющей безусловное глобальное значение проблемы возраста образования крупных золоторудных концентраций.

Недавнее обобщение данных по этой проблеме (Константинов и др. 2000) показывает, что в длительной истории металлогении золота выделяются два основных этапа их формирования: позднеархейский (2,7 – 2,6 млрд. лет) и палеозойско-кайнозойский (400 млн. лет – до плейстоцена и голоцена), если следовать международной стратиграфической шкале (Explanatory..., 2000). Ранняя эпоха в большинстве публикаций рассматривается как позднеархейская – раннепротерозойская. В соответствии с указанной шкалой она должна трактоваться как неоархейская. Лишь отдельные металлогенические эпизоды связываются с миллиардным периодом протерозоя: палеопротерозоя (2500 – 1600 млн. лет), мезо- (1600 – 1000 млн. лет) и неопротерозоя (1000- 540 млн. лет). Выше было отмечено, что формирование золоторудных концентраций происходило уже в палео – (3400 – 3200 млн. лет) и мезоархее (3200 – 2800 млн. лет) и первые крупные месторождения, вероятно, образовались в мезоархее (Биг Бэлл – 3000 млн. лет и, возможно, еще не вскрытые рифы глубинного Витватерсранда).

Неоархейская (2,8 – 2,5 млрд. лет) золотоносная эпоха охватывает этот период геологической истории полностью, а ее самым продуктивным интервалом времени является средний (2,7 – 2,6 млрд. лет), в течение которого образовались основные золотоносные рифы Витватерсранда, месторождения в зеленокаменных трогах – поясах Канадского щита и кратона Йлгарн (Австралия).

Знаменательным фактом является ограниченность интервала времени интенсивного образования золоторудных месторождений в неоархейскую металлогеническую эпоху в зеленокаменных поясах, охватывающего около 100 млн. лет лишь в сводном варианте. В различных

золотоносных поясах и золоторудных районах-узлах этот интервал ограничивается 50-80 млн. лет с общей закономерностью небольшого (до 20-30 млн. лет) отрыва во времени от образования вмещающих комплексов зеленокаменных пород, включая проявление регионального метаморфизма.

Обширная накопленная информация по времени становления золотоносных зеленокаменных поясов и развитию приуроченного к ним оруденения требует специального анализа. Здесь же подчеркнем субсинхронное формирование крупных (вплоть до уникальных) золоторудных концентраций в Витватерсранде и в неогархейских зеленокаменных поясах на Канадском и Австралийском щитах. Данные по возрасту формирования золоторудных месторождений в поясах Абитибби, Вава, Ючай на Канадском щите и в поясе Вилуна-Норсмен кратона Йлгарн позволяют говорить практически о синхронном проявлении золотого оруденения в этих геоструктурах, т.е. о глобальном значении неогархейской металлогенической эпохи, особенно периода 2,7-2,6 млрд. лет, в образовании золоторудных концентраций. Вероятно, следует оценивать как глобальное событие всю эпоху (2,9-2,5 млрд. лет), учитывая уникальность концентраций золота в Витватерсранде. Можно предполагать, что эти концентрации обусловлены воздействием на относительно маломощную кору крупного мантийного плюма с четко выраженной металлогенической специализацией. Ассоциация золота, кремнезема, углерода, вероятно, определена глубинными процессами. Генерация ураноносных и сероводородсодержащих флюидов могла происходить в условиях нижней коры – верхней мантии в общем режиме проявления интенсивных тектонических и магматических процессов внутриплитной протоактивизации. Особенности этих процессов давно являются предметом целевых исследований (Казанский, 1972), в последнее время и в рамках анализа явлений реювенации земной коры (Рундквист, 1993). Актуальность этой проблемы связана с проявлением подобных процессов и в архейских зеленокаменных поясах и позже в длительную протерозойскую эпоху.

Если золотоносность архейских зеленокаменных поясов многими исследователями, (особенно зарубежными, вслед за Д.Гровсом) объясняется процессами мобилизации золота в условиях амфиболитовой фации метаморфизма и отложением его в зеленокаменных комплексах, то золоторудные месторождения протерозойского возраста часто характеризуются значительной оторванностью во времени от образования вмещающих комплексов пород и от их метаморфизма. К числу таких наиболее ярких примеров, очевидно, можно отнести упоминавшиеся выше месторождения Южной Индии – известное по достигнутым рекордным глубинам отработки (3120 м) золоторудное поле Колар и крупное перспективное месторождение Хатти. Эти месторождения локализованы в малых «реликтовых» зеленокаменных поясах, сложенных метавулканитами древней группы Саргур (3-2,9 млрд. лет), а возраст их рудной и сопутствующей минерализации определен в 2,44-2,1 млрд. лет, для разных событий – пред- и сорудного метасоматоза, образованию шеелита и послерудных пегматитов (Золоторудное..., 1988, Chugaev et al., 2002). Наиболее вероятное время образования указанных месторождений, определяемое по выполненным работам – около 2,4 млрд. лет, т.е., в период тектоно-магматической активизации архейских зеленокаменных поясов, со значительным отрывом от проявившегося здесь метаморфизма (2,7-2,6 млрд. лет).

Фанерозойская металлогения золота определяется последними 400 миллионами лет истории развития Земли, которые включают несколько эпох интенсивного образования золоторудных месторождений: 400-380, 320-280, 130-80, 20-10 млн. лет (Константинов и др., 2000). Поздняя эпоха, очевидно, не закончилась в миоцене. Крупные золоторудные месторождения были образованы в плиоцене и голоцене (Лэдолэм); золоторудные концентрации создаются и в некоторых современных термальных системах. Крупные месторождения формировались в течение всех выделенных интервалов времени, среди которых как наиболее примечательные могут быть выделены второй, в течение которого образовалась серия сверхкрупных и гигантских месторождений в сланцевых – черносланцевых формациях (Мурунтау, Сухой Лог, Кумтор) и последний, включая голоцен, наиболее ярко выраженный в образовании золотоносных медно-порфировых и эпitherмальных золото-серебряных месторождений Тихоокеанского огненного пояса. Металлогенические особенности Тихоокеанского пояса, впервые выделенного С.С.Смирновым (1946), в целом и в отдельных его сегментах-секторах, отражают зависимости образования золоторудных концентраций от развития окраинно-континентальных и островодужных магматических систем, от связей этих систем с глубинными разломами и от других факторов, анализу которых посвящены многие публикации

(Шер, 1972, 1974; Фаворская, Томсон, Баскина, 1974; Константинов, 1984; Белый, 1985; Сидоров, 1995; Хомич, 1995; Константинов и др., 2000; Шилов, 1999).

В металлогении Тихоокеанского пояса наиболее отчетливо отражены глобальные геодинамические закономерности формирования и локализации золото-серебряных и золоторудных месторождений, которые в более древних геоструктурах устанавливаются лишь фрагментарно, либо только как предполагаемые модели. Геодинамическая активность Тихоокеанского пояса несомненно охватывала и прилегающие части континентов, что отразилось в образовании золотоносных провинций, связанных с режимом тектоно-магматической активизации. Ранее «активизация» рассматривалась как автономная и отраженная, связанная с развитием соседних геосинклиналей (Щеглов, 1968). В плейттектонических построениях зарубежных исследователей режим активизации обычно не рассматривается, хотя при металлогеническом анализе выделяются месторождения, связанные с анорогенным магматизмом, либо с постагрейонными событиями и т.д.

Наиболее выразительно зависимости образования разномасштабных золоторудных концентраций от проявления автономных процессов тектоно-магматической активизации проявились в Восточно-Азиатской провинции, охватывающей обширные территории Восточно-Сибирской и Китайской платформ, включая разделяющий их сегмент Монголо-Охотского подвижного пояса и прилегающие к первой области – зоны Верхоянского пояса (рис. 3). Своеобразие мезозойского тектоно-магматического развития и металлогении китайской части этой провинции было одним из основных мотивов выделения Чен Го – да (Chen Guo-da, 1960) структур типа «дива», наряду с геосинклиналями и платформами. В. И. Казанский, анализируя в основном, металлогению урана Китайской платформы, Алданского щита и Буреинского массива, показал, что урановые месторождения в этих структурах формировались в юрское и меловое время (145–100 млн. лет) в связи с тектоно-магматической активизацией консолидированных блоков и областей завершённой складчатости (Казанский, 1972). Активизация проявлялась, главным образом, в широком и интенсивном подновлении древних разломов, в блоковых перемещениях – сводовых воздыманиях и образовании грабенов – впадин с одновременным проявлением гранитоидного и щелочного магматизма. В более поздних тектонических моделях рассматриваются, в основном, определенные территории, классифицируемые как террейны и супертеррейны, и выделяются синаккрейонные и постагрейонные металлогенические события, не объединяемые общей металлогенической эпохой глобальной активизации ранних структур при развитии Тихоокеанского пояса. Прямого влияния Тихоокеанского пояса на юрскую активизацию структур в Восточно-Азиатской провинции не устанавливается, но субпараллельное положение последней относительно пояса, проявление вулканической деятельности в юрское время в Забайкалье и в других регионах, активизация крупных разломов восток-северо-восточного простирания отражают такое влияние. Взаимовлияние континентальных и океанических геоструктур многообразно и проявлялось здесь длительное время (Хомич, 1995). С позднеюрской – меловой металлогенической эпохой, характеризующей Восточно-Азиатскую металлогеническую провинцию, связано образование золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений, ассоциированных с гранитоидными и щелочными интрузивами и дайковыми поясами, а также золото-содержащих урановых месторождений Эльконского типа, эпитеpmальных (Балей) и золотосодержащих медно-порфировых месторождений (Сафонов, 2003; Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004). Кроме широко распространенных в этой провинции разнообразных урановых месторождений, в том числе со своеобразной геохимической специализацией (U-Au, W, Sb, Hg) здесь представлены разнообразные редкометальные месторождения, среди которых нетрадиционные, приуроченные к сланцевым комплексам. А.Д.Щеглов (1997) образование последних связывает с синхронным рифтогенезом, т.е. с синхронным развитием впадин и рифтовых зон, первичным гидротермально-осадочным накоплением рудных элементов и их ремобилизацией, концентрированием в постагрейонное время в период активизации сформированных структур. Образование меловых месторождений золота в Восточно-Азиатской провинции происходило одновременно с развитием золоторудной минерализации в Охотско-Чукотском поясе и в прилегающих к нему аккрейонных сланцевых комплексах мезозонд при их преобразовании по существу в режиме «отраженной» тектоно-магматической активизации, что показано рядом исследователей, включая авторов (Волков, 2004).

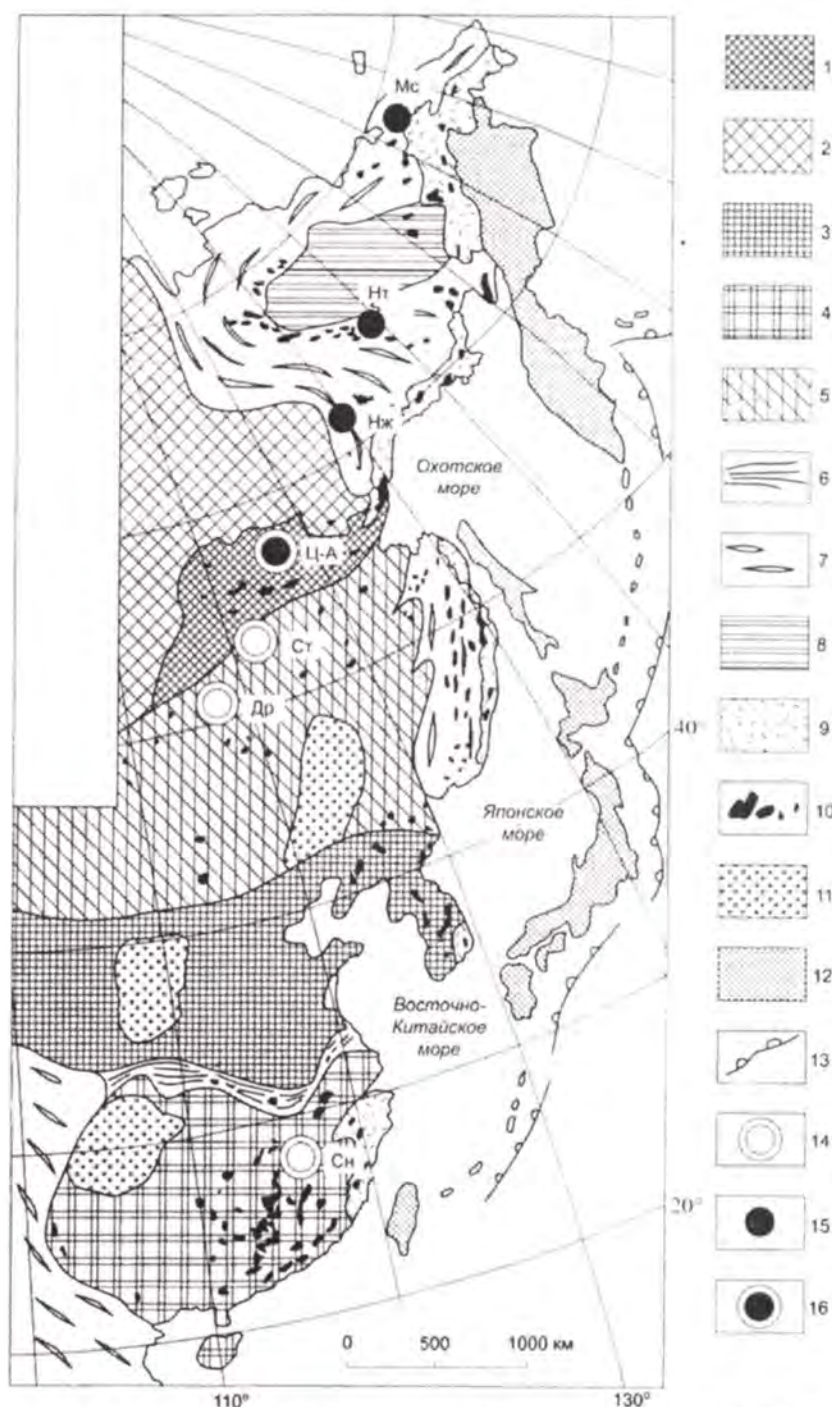


Рис. 3. Схема размещения уникальных гидротермальных месторождений урана и золота в мезозоидах Восточной Азии. Составлена на основе карты "Тектоника Евразии" (1966), В.И.Казанский (2004): 1-Алданский щит и Джугджуро-Становая протерозойская складчатая область; 2-Сибирская платформа; 3-Северо-Китайский кратон; 4-южная эпикаледонская часть Китайской платформы; 5-Монголо-Охотская палеозойская складчатая область; 6-палеозойско-мезозойский пояс Янцзы; 7-Верхояно-Чукотская и Сихотэ-Алинская мезозойские складчатые области; 8-Колымско-Омолонский супертеррейн; 9-Охотско-Чукотско-Чжецзянский окраинно-континентальный вулканический пояс; 10-мезозойские гранитоидные и щелочные (на Алданском щите) интрузивы; 11-мезозойские континентальные впадины; 12-кайнозойские складчатые пояса и островные дуги; 13-глубоководные желоба; 14 - уникальные месторождения урана (Др-Дорнотское, Сн-Сяншаньское, Ст-Стрельцовское); 15-уникальные месторождения золота (Мс-Майское, Нж-Нежданинское, Нт-Наталкинское); 16-Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Ц-А)

Золото-серебряных и золоторудных месторождений более молодого — палеогенового, неогенового возраста, характерных для Тихоокеанского пояса, в пределах Восточно-Азиатской провинции тектоно-магматической активизации не выявлено, хотя рифтогенные структуры здесь развиваются и в настоящее время (Байкальский рифт).

Суммарная золотоносность Восточно-Азиатской провинции явно превышает 5 тыс. т золота, что следует из данных по известным золоторудным районам (около 3 тыс. т) и перспективным площадям.

Высокая продуктивность на золото процессов рудообразования, проявляющихся при тектоно-магматической активизации, наиболее ярко иллюстрируется концентрацией золоторудных месторождений карликового типа в Неваде и на прилегающих территориях. Первичные запасы золота в этих месторождениях значительно превышают 3 тыс. т. С режимом тектоно-магматической активизации многими исследователями связывались эпитермальные золото-серебряные и золотоносные медно-порфировые месторождения плато Колорадо. Контроль глубинными разломами трансформного типа, явные признаки мантийных источников золота и сопутствующих рудных компонентов, возрастные рамки формирования месторождений и свидетельства «пульсационного» проявления рудообразующих процессов как в Неваде, так и в Колорадо, в большей мере увязываются с условиями проявления рудоносных плюмов, лишь в общем плане совпадающими с тектоническими событиями, характеризующими развитие континентальной окраины в данном сегменте Тихоокеанского пояса.

Таким образом, общая закономерность корреляции металлогении золота с периодичностью сбора-распада континентов, о котором говорилось выше, или с цикличностью роста континентальной земной коры, по определению австралийских исследователей (Геология..., 2001) не может рассматриваться как определяющая и неизменно проявляющаяся в течение всей истории формирования золоторудных месторождений. В этой истории естественно проявляются связи со взаимодействием континентов и океанических плит, что достаточно ярко отражено в мезо-кайнозойские металлогенические эпохи, но не менее значимо выражена высокая продуктивность внутриконтинентальных — внутриплитных геодинамических процессов. Если воспользоваться систематикой геодинамических обстановок, приведенной В.Е.Хаиным (2000), рассмотревшем распределение рудных месторождений в истории тектонического развития Земли, то наибольшими концентрациями золота характеризуются вулканоплутонические пояса и вулканические дуги, с которыми связаны золотоносные медно-порфировые, колчеданные и эпитермальные месторождения, главным образом, фанерозойские, а в более узком временном интервале — мезо-кайнозойские. Следующую позицию занимают зеленокаменные пояса, напротив, в большинстве — докембрийские, прежде всего — позднеархейские и раннепротерозойские. Значительные концентрации золота связаны с ареалами коллизионного гранитоидного магматизма. Роль таких ареалов воспринимается еще более значимой, если учесть обстановки анорогенного, внутриконтинентального магматизма.

«Рифтогенные» обстановки и «офиолиты», выделяемые В.Е.Хаиным, также должны быть отнесены к контролирующим высокие концентрации золота. В.Е.Хаиным не выделяются в отдельный тип геодинамических обстановок — внутриконтинентальные — интракратонные впадины. Необходимость такого выделения, как показано выше, авторам представляется несомненной.

Не трудно видеть, что выделяемые геодинамические обстановки характеризуются развитием разнотипного золотого оруденения, а их определенные сочетания отражают металлогеническую эволюцию крупных геоструктур, вплоть до образования полигенных и полихронных месторождений. Такими сочетаниями определяются и глобальные золотоносные металлогенические провинции, к которым, как показано выше, могут быть отнесены архейские кратоны и (или) архейско — протерозойские щиты в целом, континентальные окраины, различающиеся по истории развития, прежде всего по соотношению плутонического и вулканического магматизма, а также зоны — области, различные по масштабам, внутри-континентальной тектоно-магматической активизации. Особую позицию занимают островодужные вулканические пояса. Во всех этих провинциях концентрации золота достигают тысяч тонн, охватывая интервал $n \times 10^3$ т — $n \times 10^5$ т. Причинность дифференцированной продуктивности на золото во многом остается недостаточно определенной. С общих позиций она заключается в неоднородности глубинных геосфер и многообразии соотношений процессов рассеивания и концентрирования золота, как в этих геосферах, так и в земной коре, и

проявляется как на глобальном, так и на региональном и локальном масштабных уровнях. Это общее положение раскрывается во многих работах и подтверждается опытом исследований авторов. Выделим только два связанные между собой аспекта затронутой обширной проблемы: флюидодинамический и энергетический, во многом, если не в основном, определяющих создание крупных золоторудных концентраций. Многими исследователями отмечается неопределенность механизмов формирования и перемещения больших масс ($n \times 10^2 - n \times 10^3 \text{ км}^3$) минерализованных растворов, с которыми связано образование крупных и тем более – сверхкрупных гидротермальных золоторудных месторождений. Соотношение реальных концентраций золота (по количеству и по содержанию в рудах) и данных о минерализованности золотоносных флюидов, включая экспериментальные данные (Петровская, 1973; Некрасов, 1991; Вилор, 1983) позволяют оценивать объемы растворов, достаточные для образования рядовых месторождений, вплоть до средних по масштабам, как достаточно реальные в моделях активизированных метеорных, инфильтрационных, магматогенных и метаморфогенных флюидов. На порядок большие объемы растворов могли формироваться с вовлечением в процессы мобилизации золота и сопутствующих компонентов, объемов магмы или пород, больших по объему на 1-2 порядка, если еще не больших, учитывая и процессы рассеивания рудообразующих компонентов, ограниченность их перехода в растворы и т. д. Естественные ограничения массы водных рудоносных флюидов следуют из-за малого количества воды в магмах, неоднозначности эффекта процессов дегидратации в процессах метаморфизма и т. д. Напоминание об известных процессах приводится нами только для того, чтобы подчеркнуть значимость флюидодинамического фактора для образования крупных золоторудных концентраций и отметить вовлечение в этот процесс масс пород-магматических расплавов объемом $n \times 10^2 - n \times 10^3 \text{ км}^3$ для одного объекта и многократно больший при формировании золоторудного пояса, области, района. Реальные примеры последних, а также сосуществование «изолированных» золоторудных гигантов (Колар, Олимпик Дэм и др.), показывают, что такие объемы определяются, главным образом, вертикальными зонами, по-видимому, охватывающими соответствующие блоки земной коры, литосферы и нижней мантии. Естественным представляется вывод об обязательной аккумуляции рудоносных флюидов, возможно ступенчатой, перед образованием крупных месторождений. Вероятная длительность «рудоподготовительного» этапа, отмеченная выше, специфика его проявления в различных геодинамических обстановках, которая отчетливо проявляется на региональном масштабном уровне, увязывается с приведенными данными о временных соотношениях магматических событий, метаморфизма и образования месторождений в различных золотоносных провинциях. На региональном уровне проявляется и сопряженность развития рудовмещающих и рудоконтролирующих структур, отражающих вовлечение в процесс образования крупных золоторудных концентраций крупных объемов пород, или, напротив, автономность формирования локальных структурных форм земной коры, вмещающих такие концентрации. Последние характерны для обстановок с энергетически мощными процессами, преодолевающими сопротивление земной коры на значительных интервалах, вплоть до транскоровых, характерных для областей активного вулканизма с сопутствующим оруденением.

Региональные и локальные геодинамические факторы образования крупных докембрийских золоторудных концентраций

Анализ региональных факторов образования крупных-сверхкрупных золоторудных месторождений и их локализации в рудных поясах, областях и районах на сегодняшней стадии разработки проблемы по существу может быть сведен к выявлению регулярности в размещении крупнейших золоторудных концентраций в основных геоструктурах и объяснению причин такой регулярности. Это относится как к размещению самих золоторудных поясов – районов, так и к размещению расположенных в них крупных месторождений. Наличие единичных сверхкрупных месторождений, не сопровождающихся соизмеримыми с ними по масштабам и (или) более мелкими месторождениями, определяет целесообразность совместного рассмотрения региональных и локальных геодинамических факторов формирования золоторудных концентраций, естественно с разделением этих факторов в случаях, где они проявляются достаточно определенно.

В докембрийских металлогенических провинциях, как показано многими исследователями, наиболее определенно проявлена приуроченность основных золоторудных месторождений к крупным разломам глубинного заложения. На Канадском щите, в зеленокаменном поясе Абитибидестор, сходящимися в восточной части золоторудного пояса (рис. 4). Месторождения не менее известного золотоносного пояса Вилуна-Камбалда – Норсмен в блоке Йлгарн (Австралия) концентрируются в зоне сгущения разломов ССЗ простирания, пересекающих блок. Разломами этой системы, в меньшей мере, субмеридиональными и северо-восточными, контролируются месторождения и в других частях блока.

Приуроченность крупных золоторудных месторождений к зонам влияния региональных разломов фиксируется в Дарварском кратоне (Индия), на Бразильском и Гаянском щитах, где золотое оруденение, как показано ниже, формировалось в палео- и мезопротерозойские металлогенические эпохи.

Глубинное заложение рудоконтролирующих разломов архейско-протерозойского возраста хорошо иллюстрируется геофизическими данными по Австралийскому континенту, в частности, картой гравитационных трендов (рис. 5). На этой карте отразились линейные неоднородности ССЗ простирания в блоке Йлгарн, субширотные и СЗ в поперечной зоне Амадеус, в северо-западном окончании которой расположено сверхкрупное месторождение Телфер. Контрастно проявились различия архейских блоков Пилбара, не содержащего значительных месторождений золота, и Йлгарн. Следует отметить приуроченность месторождения Олимпик Дэм к субтеррейну с относительно более сложным структурным рисунком по сравнению с другими протерозойскими террейнами, а также размещение известного рудного поля Брокен Хилл в обособленном субтеррейне небольших размеров в его периферической части. В полиметаллических рудах этого поля заключено более 100 т золота. Каких-либо характерных индикаторов локализации сверхкрупных концентраций золота по карте не выявлено. Позиция крупнейшего золоторудного поля Австралии – Калгурли по геологическим данным более определена. Оно приурочено к центральной части южной наиболее широкой части архейского зеленокаменного пояса, где примерно на 100 километровом интервале по простиранию пояса сосредоточена группа месторождений, среди которых Паддингтон, Камбалда, близкие по масштабам к крупным.

Нужно отметить, что южнее месторождения Калгурли, пояс пересекается крупным субширотным разломом. Общих закономерных зависимостей масштабов накопления золота в зеленокаменных поясах от размеров последних не выявляется.

Основной золоторудный пояс (см. рис. 4), очевидно, в наиболее крупном архейском зеленокаменном поясе – Абитибидестор, размещается в южной части последнего, в зоне наиболее широкого распространения метаосадочных пород, картируемых как вдоль разлома Лардер Лейк, так и Поркьюпайн-Дестор. В то же время, месторождение Хемло локализовано в небольшом зеленокаменном поясе – Вава, по своей морфологии скорее отвечающем тектоническому блоку. В ограниченном по размерам поясе Ючи расположено месторождение Ред Лейк. Зеленокаменный пояс Колар (Индия) характеризуется размерами (80 км x 10-6 км), отвечающими понятию зеленокаменных трогов. В одном из небольших поясов-блоков метавулканитов среди гранито-гнейсов локализовано также упоминавшееся выше месторождение Хатти. Различные размеры имеют протерозойские зеленокаменные пояса на Бразильском и Гаянском щитах, различающиеся и по степени метаморфизма. Общей чертой в размещении сверхкрупных архейских и ранне-, среднепротерозойских месторождений является приуроченность к узлам пересечения крупных разломов. Так район Поркьюпайн расположен на пересечении основного субширотного разлома с ССЗ разломом. Золоторудное поле Керкленд Лейк, в отличие от Поркьюпайна и Калгурли, локализовано на пересечении разломов не под прямым, а под косым углом. Под острым углом Майсурский разлом пересекает рудоконтролирующую зону скалывания – смятия в золоторудном поле Колар. Здесь, как и на месторождении Хатти, поперечное и диагональное положение по отношению к простиранию поясов, занимают дорудные и послерудные дайки долеритов, маркирующие глубинные тектонические зоны.

Анализ региональных тектонических факторов контроля крупных архейских месторождений, выполненный Д.Гровсом с коллегами (Groves, Phillips and Ho, 1986) около двадцати лет назад,

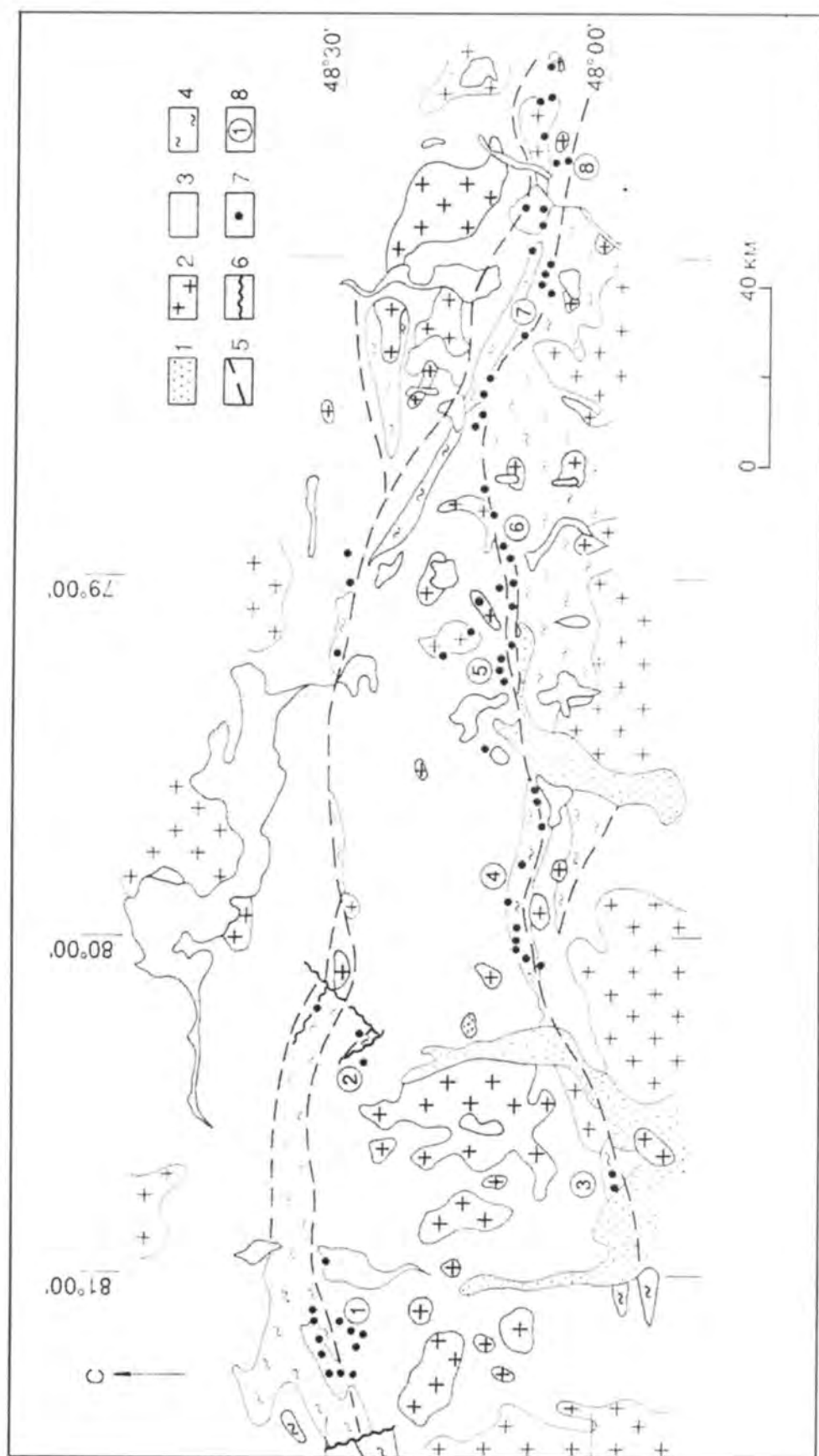


Рис. 4. Структурный контроль основных золоторудных месторождений в поясе Абитиби. По Card et al., 1989:

1 – осадочные отложения; 2 – кислые интрузивные породы; 3 – вулканические комплексы; 4 – метаосадочные комплексы; 5 – крупные разломы; 6 – локальные разрывные нарушения; 7 – месторождения жильного типа; 8 – золоторудные узлы – поля: 1-Тимминс, 2-Дестор, 3-Матачеван, 4-Керкленд Лейк, 5-Лардер Лейк, 6-Норанда, 7-Малартик, 8-Валь де Ор

послужил основанием для выделения двух главных типов золотоносных зеленокаменных поясов, определенных как рифтовые (rift – phase greenstones) и платформенные (platform – phase). Большинство крупных (>50 т Au) и сверхкрупных месторождений связывается с рифтовыми поясами, для которых характерна исключительно кратковременная история развития ($\sim 2.7 \pm 0.1$ млрд. лет) с быстрым раскрытием, высоким тепловым потоком, последовательным накоплением коматинитов, осадочных пород и дифференцированных вулканитов, интенсивной разрывной тектоникой, складчато-разрывными деформациями и метаморфизмом, примерно, в течение 50 млн. лет. Платформенные пояса, формировавшиеся в широком интервале времени (3,5 – 2,8 млрд. лет) с полным циклом развития в 200–600 млн. лет, не характеризуются выше указанными признаками интенсивного развития. Крупные месторождения в них встречаются редко, что объясняется преимущественно базальтовым вулканизмом, слабым тепловым потоком и другими показателями малой тектонической и геохимической активности.

В последующих работах указанных авторов концепция двух типов зеленокаменных поясов с резко различной продуктивностью на золото не получила развития. Обширная информация по архейским и протерозойским поясам, частично приведенная в данной работе, подтверждает выделенные характеристические черты наиболее известных золотоносных архейских зеленокаменных поясов, но отнюдь не как ограничивающие диапазон региональных геодинамических условий образования крупных золоторудных концентраций в архейских и протерозойских зеленокаменных поясах. Степень изученности последних, а точнее – структур зеленокаменных провинций или докембрийских кратонов, еще недостаточная для однозначных выводов. При безусловном преобладании поясов зеленокаменных пород в этих провинциях в них выделяются блоки – области с основными структурами бассейнового типа. Самый яркий пример таких структур – бассейн, интракратонная впадина Витватерсранд, о связи уникальной золотоносности которого с эндогенными процессами говорилось выше. Следует только подчеркнуть, что нами предложена модель участия газонасыщенных флюидов в первичном образовании золотоносных коллоидно-дисперсных систем, развитие которых привело к образованию рудоносных рифов Витватерсранда, прошедших и стадию метаморфогенного преобразования, в отличие от модели первичного метаморфогенного рудообразования. Проблемными остаются вопросы эродированности зеленокаменных провинций, без решения которых не может быть восстановлена история становления зеленокаменных комплексов и их структуры. Одним из наиболее интересных вопросов представляется цикличность становления зеленокаменных областей, значимость знания которой может быть проиллюстрирована развитием крупнейших урановых месторождений, частью золотоносных, типа несогласия (месторождение Джабилука, Австралия и др.). Как крупные и сверхкрупные, в том числе – гигантские месторождения, типа несогласия могут рассматриваться отдельные рифы Витватерсранда. К таковым прежде всего относятся Вентерсдорп Контакт риф и Блэк риф, первый из которых приурочен к внутриформационной поверхности несогласия ($\sim 2,7$ млрд. лет), а второй – к межформационной. С наличием поверхностей несогласия в палеоразрезах архейско-протерозойских комплексов пород на Канадском, Австралийском, Индийском щитах, можно связать положение гипотермальных рудообразующих систем, с которыми связаны образования таких месторождений, как Калгурли, Мак Интайр-Холлинджер, Хоумстейк, Колар, а также, в частности некоторые их структурно-морфологические особенности, такие как выполаживание зоны Чемпион риф на верхних горизонтах (Сафонов и др., 1982). Поверхности несогласия могут быть индикатором возможного нахождения скрытых месторождений на глубине. Естественно, этот индикатор должен использоваться вместе с другими тектоническими признаками золотоносности территории.

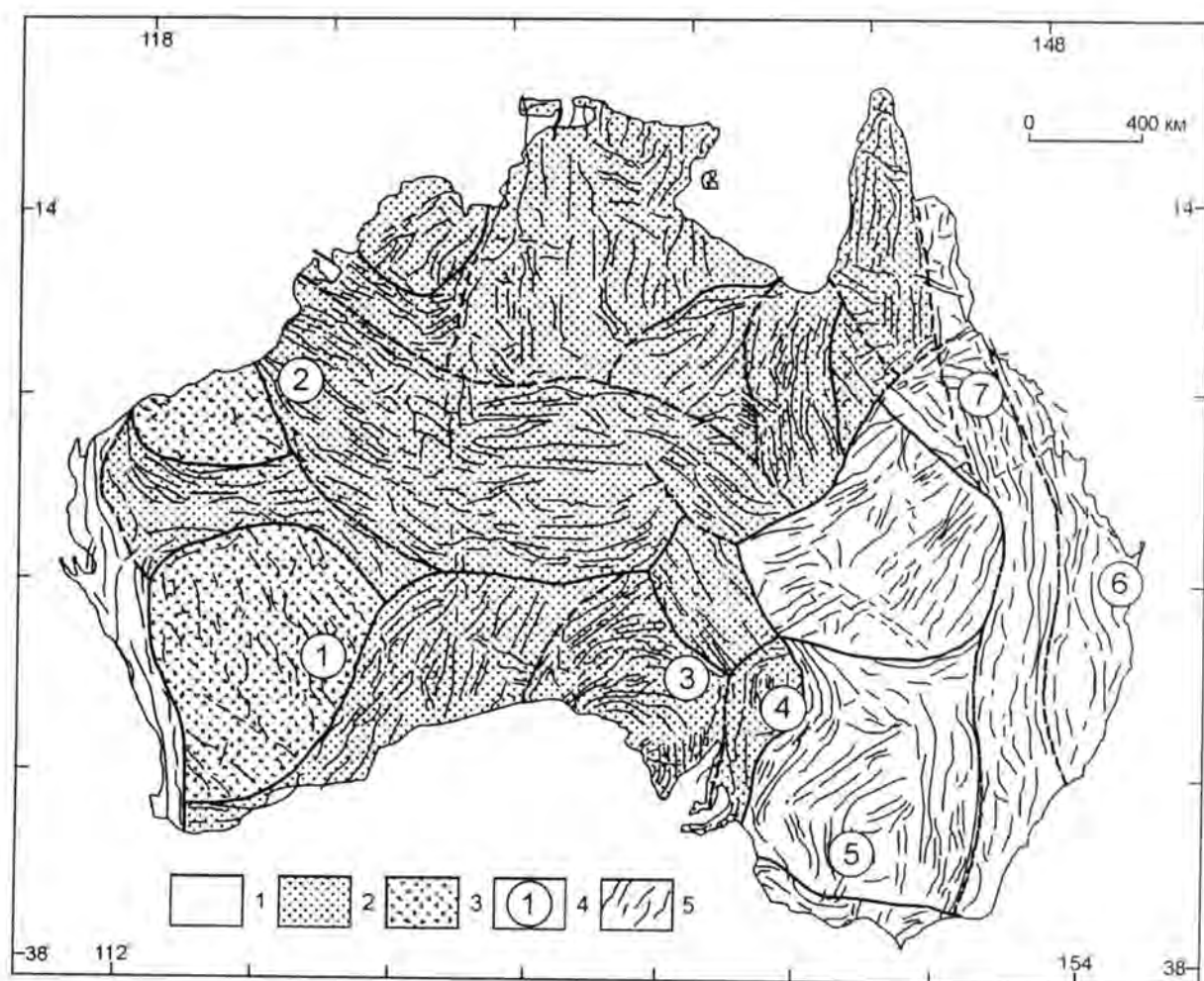


Рис. 5. Карта гравитационных трендов на Австралийском континенте. По P.Wellman, 1976 (Rutland et al., 1990):

1-3 – террейны, зоны: 1-фанерозойские, 2-возраста 1,7-2,7 млрд. лет, 3-возраста более 2,7 млрд. лет; 4 – положение крупных-сверхкрупных месторождений: 1-Калгурли, 2-Телфер, 3-Олимпик Дэм, 4-Брокен Хил, 5-Бендиго, 6-Гимпи, 7-Чартер Таурес

Анализ региональных петрохимических закономерностей локализации золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах, проводившийся рядом исследователей, показал преимущественную приуроченность золоторудных районов и полей к комплексам пород, в которых выделяются толщи, свиты метатерригенных и метавулканических пород с повышенным кларком золота. Однако, какие-либо данные об исключительности разрезов пород, вмещающих крупные золоторудные месторождения, отсутствуют. Имеющаяся информация обычно бывает достаточной для валовой оценки количества золота, рассеянного в породах, и выводов о возможной его мобилизации в процессах высокоградного метаморфизма и формирования золоторудных месторождений в зеленокаменных комплексах.

Вероятность приобретения металлогенической специализации магматическими очагами при их размещении в комплексах пород, обогащенных золотом, применительно к докембрийским эпохам рудообразования, практически не рассматривается. Немногочисленные сторонники магматогенного происхождения докембрийских золоторудных месторождений обычно увязывают их образование с глубинными процессами. Основанием для этого служат закономерные пространственные связи локализации золоторудных месторождений с интрузивными телами кислого состава с повышенной щелочностью (Керкленд Лейк, район Поркьюпайн – Канада), с дайками лампрофиров, долеритов, а

также телами ультраосновных магматических пород (долериты Калгурли). В некоторых работах отмечаются определенные общие черты для архейских и фанерозойских интрузивов, ассоциированных с золоторудными месторождениями. Так К.Хаттори (Hattori, 1987) отметила связи выше упомянутых канадских месторождений, а также крупных – Хемло, Ред Лейк, и ряда средних месторождений в поясе Абитибис с фельзитовыми интрузивами, обогащенными магнетитом. Р.Керрич и другие исследователи, используя геологические и изотопно-геохимические данные, пришли к выводу об отсутствии генетических связей между архейскими тоналитами, трондьемитами, гранодиоритами и золоторудными месторождениями, но связывают закономерное сонахождение щелочных магматических пород и месторождений золота в аккреционно-субдукционных геодинамических обстановках с влиянием глубинного щелочного магматизма. С приобретением последними металлогенической специализации (Kerrich, 1989; Wyman and Kerrich, 1988, 1989). Как значимый фактор приобретения архейской земной корой повышенной золотоносности, в последующем влияющей на формирование золоторудных месторождений, рассматривают проявление щелочного мантийного магматизма австралийские исследователи (Rock, Groves, Perring, 1989). При этом подчеркивается индикаторное значение шашонитовых лампрофиров как регионального показателя продуктивности зеленокаменных поясов на золото.

Специализированные исследования проведены по выяснению соотношений широко проявленного в архейских провинциях гранитоидного магматизма и золоторудной минерализации, лишь в весьма ограниченной части, локализованной в гранитоидах. Особое внимание, в связи с этой проблемой вызывает кратон Зимбабве, где из 6000 известных месторождений и рудопроявлений 600 располагается в гранитах, но суммарные ресурсы золота последних составляют около 100 т при общих ресурсах золота в кратоне более 1600 т (Mann, 1984). Крупных месторождений золота в гранитоидах ни в кратоне Зимбабве, ни в основных архейских золотоносных провинциях не выявлено. Наиболее значимыми месторождениями данного типа являются Тармола (93 т), Гранны Смит (~50 т) и Вудкатерс (~40 т) в блоке Илгарн и Ренабай (33 т) в западной части пояса Абитибис.

Близкое по масштабам к крупным месторождение Тармола располагается в зоне контакта зеленокаменного пояса и гранитогайнов и только на глубине залегает в гранитах. Характерно, что гранитоиды занимают около 70% площади блока Илгарн, но вмещают только 3% ресурсов золота, а в кратоне Зимбабве эти соотношения 80% и 10% (Phillips, Zhou, 1999). В блоке Илгарн в зеленокаменных поясах представлены I- и A- типы гранитоидов. Месторождения золота чаще пространственно связаны с гранитоидами, содержащими повышенные и умеренные количества магнетита (Groves and Ho, 1990).

Из региональных петрохимических зависимостей локализации золотого оруденения в зеленокаменных поясах отмечается повышенная золотоносность поясов, в пределах которых проявилась площадная карбонатизация, иногда гранитизация зеленокаменных пород (Eisenlohr, Groves and Parington, 1989; Groves and Ho, 1990), увязываемая с развитием глубинных разломов, которым отводится первостепенная роль в контроле золоторудных поясов и в образовании крупных месторождений.

Аналогичные зависимости локализации золоторудных месторождений устанавливаются в Дарварском кратоне, где в Восточном блоке главные (Колар, Хатти) и сопутствующие или мелкие месторождения размещаются в относительно более древних архейских метавулканических комплексах троговых поясов, а в Западном блоке известные мелкие месторождения рассредоточены среди архейских-раннепротерозойских пород и не обнаруживают связей с трансформными разломами и проявлениями глубинного магматизма. Исключение, возможно, составляют субмеридиональный пояс Читадурга, положение и строение которого отвечает признакам зон глубинных разломов.

Золоторудные месторождения собственно палеопротерозойских золоторудных провинций Бразильского, Гайнского щитов не образуют выдержанных золотоносных поясов, хотя, как правило, приурочены к зеленокаменным комплексам пород, в пределах которых развиты разрывные нарушения различных порядков, гранитоидные и порфировые интрузивы, дайки основного состава. Эти провинции еще не изучены с той степенью детальности, которая характеризует Канадский и Австралийский щиты. Тем не менее имеющаяся информация показывает явное металлогеническое своеобразие южно-американских докембрийских провинций, увязывающееся с особенностями их геодинамического развития. Безусловно, здесь развиты региональные глубинные разломы, но

ведущей роли разломов одной системы в контроле золотого оруденения не проявлено (Геология..., 2001).

Бразильский щит, золотоносность которого долгое время оценивалась только по месторождению Морру-Велью и нескольким мелким – средним месторождениям, в связи с открытиями последних 30-40 лет может рассматриваться как провинция с высокими концентрациями золота. Основное значение в районе, располагающемся в южной части кратона Сао Франциско, имеют субстратиформные месторождения Морру-Велью, Сан Бенто. Месторождение Морру-Велью входит в известный железорудный район (Железный квадрат – Iron Quadrangle – Квадрилатеро Ферриферо), где добыто более 1000 т золота из месторождений, залегающих в архейских метавулканитах и метатерригенных породах, в железистых кварцитах, а также в гранито-гнейсах и в протерозойских конгломератах и доломитах. Крупное месторождение Фазендо Бразильеро (более 150 т Au) располагающееся в поясе Рио Итипикуро, восток-северо-восточнее кратона Сао Франциско, характеризуется богатыми жильными телами в хлорит-магнетитовых сланцах. Новый золотоносный район выявлен в южной части Амазонского кратона, в пределах зеленокаменного пояса Караджас (Carajás). Здесь, помимо известного железорудного гиганта, имеющего то же название, располагается группа золотоносных медных месторождений, среди которых сверхкрупные Кристалино, Сосего, Салобо (более 400 т) и другие. Они образуют наиболее значительный на Бразильском щите золоторудный пояс, вытянутый в субширотном направлении, примерно, на 100 км. Золоторудная минерализация образует залежи с различной степенью интенсивности развития сульфидной минерализации, а также минерализованные зоны, жилы в разрывных нарушениях среди матаосадочных пород и метавулканитов, в гранитоидах и в кварц-сиенитовых интрузивных телах.

В отличие от субстратиформных месторождений Железного квадрата, возраст которых как и вмещающих комплексов пород оценивается около 2,8 и 2,7 млрд. лет, месторождения золоторудного пояса Караджас имеют возраст 1,9-1,8 млрд.лет и определенно связаны в своем образовании с тектоно-магматической активизацией архейских – раннепротерозойских террейнов. Интересно, что в этом поясе находятся месторождения в той или иной степени сходные с месторождением Олимпик Дэм по составу руд – по наличию уранинита, молибденита, редкоземельной минерализации. Здесь также выявлены месторождения с комплексной благороднометальной ассоциацией Au-Pd и Au-Pt-Pd. Но наибольшее своеобразие металлогенической специализации Бразильского щита проявляется в развитии эпitherмального золотого оруденения. Серия месторождений с явными признаками эпitherмальной золоторудной минерализации, представленной жильными телами, минерализованными зонами в раннепротерозойских метавулканитах, гранито-гнейсах, в интрузивных телах гранитного и основного состава выявлена в центральной и юго-восточной частях Амазонского кратона. Образование этих месторождений, как и выше рассмотренных мезотермальных (Кристалино, Сосего) – гипотермальных (Салобо), также увязывается с Транс-Амазонской тектоно-магматической активизацией (2,0-1,8 млрд.лет).

В это же время, очевидно, формировались мезотермальные золото-кварцевые месторождения на Гаянском щите, где помимо ранее известного месторождения Эль-Калья (более 100 т) выявлены другие, в том числе крупное (Ля Камора) и сверхкрупное – Лас Кристинас (более 400 т). Последнее некоторыми исследователями рассматривается как относящееся к золотоносным медно-порфировым, но имеющихся данных недостаточно для такого определения.

Месторождения Гаянского щита, характеризующиеся крупными концентрациями золота (запасы плюс ресурсы), приурочены к вулканическим поясам, степень метаморфизма которых может быть определена как субзеленокаменная. Эти пояса сложены андезитами, базальтами, перемежающимися с туфами. Местами в них отмечаются прослои – зоны прожилков органического вещества. Общее изменение пород неоднородно и часто отвечает пропилитизации. Этим рудовмещающие вулканы резко отличаются от классических зеленокаменных поясов, степень метаморфизма которых рядом исследователей определяется как субамфиболитовая, а общее петрохимическое отличие, - повышенное отношение $Fe : (Fe+Mg)$ в валовом составе. Околорудное изменение пород на месторождениях Гаянского щита выражается в их серицитизации, хлоритизации, окварцевании, местами карбонатизации. Характерно малое количество сульфидов в кварцевых жилах, преимущественное развитие среди последних пирита, халькопирита, в некоторых рудных телах – галенита, иногда с теллуридами свинца. Для части тел обычна арсенипиритовая сульфидная

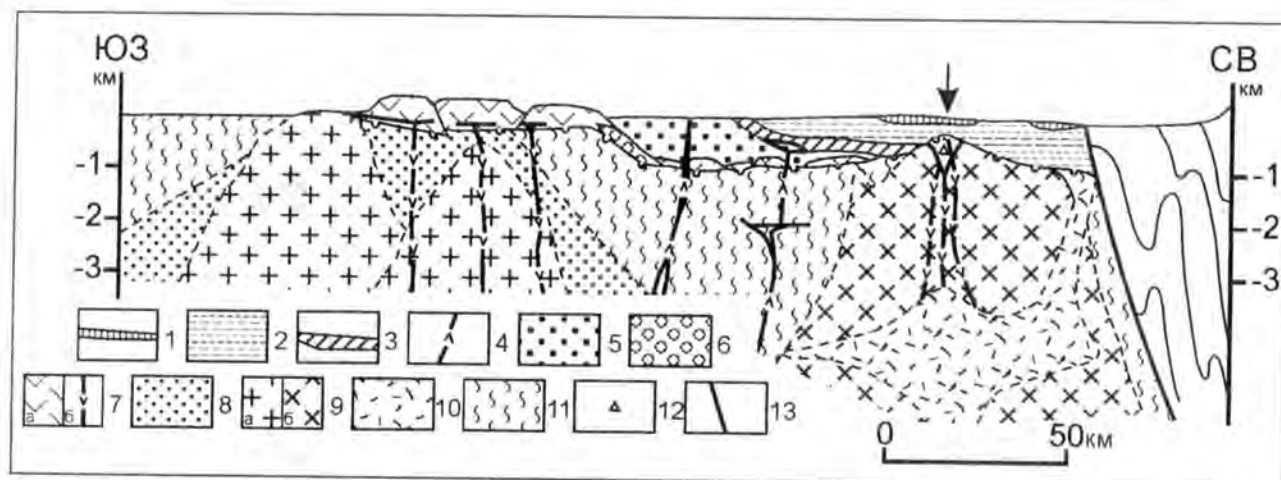


Рис. 6. Схематизированный геологический разрез района месторождения Олимпик Дэм. По Relve et al., 1990. Стрелкой показано положение месторождения:

1 – кембрийские отложения; 2-5 – позднепротерозойские отложения: 2-группы Вилпена, 3-дайки Кайрднер, 4-5-группы Пондура; 6-7 – среднепротерозойские отложения: 6-конгломераты Корунна, 7-вулканы групп Гавлер, покровные (а), дайковые (б); 8 – архейские кристаллические породы; 9 – гранитоиды: комплекса Хилтаба (а), батолита Баргоен (б); 10 – мафические интрузивные породы; 11 – раннепротерозойские породы серии Хатчисон; 12- брекчиевый комплекс Олимпик Дэм; 13 – разломы

специализация. Жильные тела контролируются преимущественно одиночными сколовыми трещинами, реже их зонами. По совокупности признаков месторождения Эль Кальяо, Ля Камора могут быть отнесены к типу мезотермальных, близких по строению и составу к фанерозойским золоторудным месторождениям, связанным с гранитоидными телами. Их примечательной чертой является распространенность богатых руд с содержаниями золота, обычно видимого, до 40-60 г/т.

Из региональных особенностей Гаянско-Бразильской золотоносной провинции, очевидно, должна быть выделена как наиболее характерная – нахождение разнотипных крупных месторождений в разнородных террейнах, часто имеющих ограниченные размеры.

Показательным примером террейновой (доменной) протерозойской металлогении золота служит уникальное комплексное (Cu, U, Au, Ag, REE) месторождение Олимпик Дэм, открытое в кратоне Гавлер (Gawler) на юго-востоке Австралийского континента (Rutland et al., 1990). Этот кратон, сложенный архейскими – раннепротерозойскими кристаллическими породами, в своей северо-восточной части был вовлечен в региональную зону среднепротерозойской тектоно-магматической активизации, известную под названием Амадеус Трансверс (см. рис. 5). Кратон Гавлер представлен субтеррейном, отличающимся по структурному рисунку от соседних блоков, лишь в своей северо-восточной части, выделяемой как шельф Стюарт, испытал интенсивную тектоно-магматическую переработку. Здесь комплексы метаморфизованных терригенных и вулканогенных пород, имеющие возраст 1900-1600 млн. лет, прорываются гранитоидными телами (от монзонитов до гранитов) с возрастом около 1590 млн. лет (рис. 6). Тела гематитовых брекчий в гранитах – с различной степенью соотношений гематита и гранитов, песчаников – образуют сложную по форме конусовидную залежь, залегающую в массиве гранитов, но выделяемую как самостоятельный брекчиевый комплекс пород (Relve et al., 1990). Первичная генетическая модель месторождения – стратиформное медное месторождение в комплексе осадочных пород с прослоями и силлами базальтовых вулканитов, содержащих рассеянную медную минерализацию, позже мобилизованную активизированными метеорными водами и эндогенными растворами. Приуроченность месторождения к положительной гравитационной и магнитной аномалиям, связываемым не столько с базальтами в верхней части рудовмещающего комплекса, сколько с его нижними существенно вулканическими толщами, представляют достаточные основания для такой модели. Последующие исследования показали приуроченность оруденения к диатреме в апикальной части гранитного массива, сохранившейся в позднепротерозойском палеорельефе. Перекрывающая

месторождение платформенная толща, с линзами конгломератов на поверхности несогласия и выше залегающими доломитами, сланцами, имеет минимальную мощность в центральной части месторождения в 260 м, по его периферии – около 500 м, а на удалении 1 км и больше. Гранитные борта диатремы имеют превышения до 70 м. Характерно, что в горизонтальном сечении диатремы четко выражена ее вытянутость в северо-западном направлении, соответственно простиранию выделяемой здесь системы линеаментов и ориентировке гравитационных трендов (см. рис. 5). Возрастные определения конкретных событий формирования диатремы: по конечной фазе 1588 ± 4 млн. лет и отдельным внутренним вулканическим и гидротермальным событиям – 1597 ± 8 млн. лет – 1590 млн. лет (Jonson and Cross, 1995) показывают ее сложную историю, начавшуюся до внедрения гранитов и завершившуюся после их кристаллизации. По данным указанных авторов, локализация рудной минерализации происходила непосредственно вслед за охлаждением гранитов в пределах времени – до 8 млн. лет. Более поздние тектоно-магматические события, связанные с развитием соседней с кратоном Гавлер геосинклинали Аделаида в позднем протерозое и раннем фанерозое в пределах месторождения Олимпик Дэм не проявились.

Формирование крупных месторождений золота в позднем протерозое также связано с проявлением тектоно-магматической переработки архейских и ранних палео- мезопротерозойских структур, но происходило в иных геодинамических условиях, неодинаковых не только на различных континентах (Восточно-Сибирском, Африканском и Австралийском), но и в различных частях каждого из них.

Приуроченность рудных месторождений к протяженному комплексу байкалитид, окаймляющих с юга Сибирский (Восточно-Сибирский) кратон, в свое время послужила основанием для выделения В.И.Смирновым байкальского металлогенического этапа (1000–600 млн. лет). Д.В.Рундквист, рассмотревший геологическое развитие и металлогению байкалитид, выделил в пределах этого этапа ранний и поздний «подэтапы», имеющие свои металлогенические особенности (Рундквист, 1990). Эти особенности, в частности, выражены в развитии золотого оруденения, общими чертами которого являются приуроченность к рифейским сланцевым – черносланцевым формациям и наличие сверхкрупных концентраций, а своеобразие – в минералого-геохимических типах золоторудной минерализации, времени и условиях ее формирования.

Енисейский золотоносный пояс сформировался в раннерифейское время. Он приурочен к центральному антиклинорию Енисейского кряжа и прослеживается в северо-западном направлении на расстоянии около 300 км, при ширине 20–50 км от р. Ангара до области перекрытия рудовмещающих метафлишеидных толщ осадочными породами венда – нижнего палеозоя на северо-западе кряжа (рис. 7). В пределах пояса размещены три основных золоторудных узла, основу каждого из которых составляют крупные золоторудные месторождения – Советское (более 100 т), Олимпиада (около 700 т) и Ведуга (более 100 т). Учитывая потенциал средних и мелких коренных месторождений, а также известные параметры добытого россыпного золота, общий потенциал первичной продуктивности пояса можно оценить как превышающий 2000 т золота.

История геологического развития районов всех трех месторождений ранее рассматривалась как одинаковая: геосинклинальный режим – в раннем протерозое, платформенный – в среднем протерозое, в рифее – активизация и вновь геосинклинальный режим, завершившийся орогенным в венде (Яновский, 1990). В это время сформировались основные тектонические структуры региона: складчатые – Ангаро-Питский и Ангаро-Тисский синклинории, Панимбинский и Центральный антиклинории и разрывные, объединяемые в Татарскую и Ишимбинскую зоны. Все они имеют северо-западное простирание. Месторождения Ведуга и Олимпиада приурочены к Панимбинско-Центральной антиклинальной зоне, Советское – к поперечному поднятию между Ангаро-Питским и Кордо-Лебяжинским синклинориями.

Общей особенностью всех трех месторождений является размещение их среди метаосадочных толщ одной и той же серии – сухопитской. Месторождения Ведуга и Советское локализованы в пределах одной свиты – удерейской. Последняя залегает стратиграфически выше кординской свиты, в которой локализовано месторождение Олимпиада. В толще преобладают тонкообломочные глинистые отложения. Региональные вторичные изменения отвечают низкой ступени метаморфизма, чаще всего фации зеленых сланцев. Наиболее распространенными породами являются филлиты, филлитизированные сланцы с переходами в глинистые сланцы, алевролиты и песчаники.

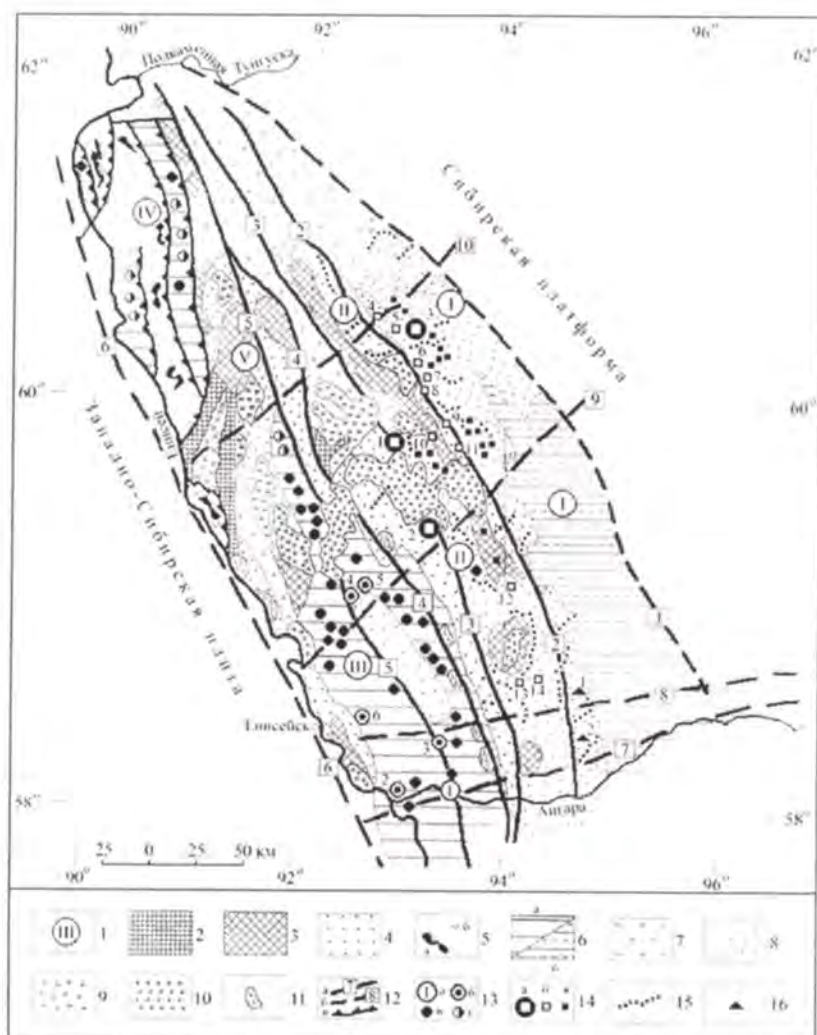


Рис. 7. Геолого-тектоническая схема размещения месторождений и рудопроявлений золотоносного и колчеданно-полиметаллического рудных поясов Енисейского кряжа (составлена с использованием геологической карты Красноярского края и Тувинской республики, М-б 1:1500000, 1978, данные Верниковского и др., 1994; Корнева и др., 1974; Полиметаллическое..., 1976, и др.):

1 – тектонические структуры енисейского кряжа: I-Ангаро-Питский синклинорий, II-Центральный антиклинорий, III- Ангаро-Тисский и IV- Исаковский синклинорий, V- Приенисейский антиклинорий; 2 – Енисейская серия (ранний докембрий); 3 – Тейская серия (средний протерозой); 4 – Сухопитская серия (средний рифей); 5 – офиолитовый комплекс (средний рифей): а-базальтоиды, б-протрузии гипербазитов; 6 – верхнерифейские образования: а-карбонатно-терригенная серия Ангаро-Питского синклинория; 7 – позднерифейско-кембрийские малассоидные и платформенные отложения; 8-10 – гранитоидные комплексы: 8-таракский (ранний протерозой), 9-тейский (средний рифей), 10-посольно-ангарский (поздний рифей); 11 – габброиды и ультрабазиты (верхний рифей); 12 – зоны глубинных разломов (а-проявленные на эрозионном срезе, б-скрытые): 1-Анкиновская, 2-Восточно-Ишимбинская, 3-Западно-Ишимбинская, 4-Татарская, 5-Тисско-Сухопитская, 6-Приенисейская, 7-Приангарская, 8-Рассохинская, 9-Каменская, 10-Тунгусская, в- зоны крупных надвигов; 13 – рудные объекты колчеданно-полиметаллического пояса: а-крупные месторождения (1-Горевское), б-средние и небольшие месторождения (2-Усть-Ангарское, 3-Линейное, 4-Тенегинское, 5-Верхне-Каменское, 6-Крутое, рудопроявления: в-свинцово-цинковые и полиметаллические, г-медные и медно-цинковые; 14-16 – рудные объекты золотоносного пояса: 14-золоторудные месторождения: а-крупные (1-Олимпиада, 2-Ведуга, 3-Советское), б-средние и мелкие (4-Сергеевское, 5-Полярная Звезда, 6-Александрогеевское, 7-Пролетарское, 8-Эльдорадо, 9-Ново-Ерудинское, 10-Старо-Ерудинское, 11-Кварцевая Горка, 12-Ахтинское, 13-Николаевское, 14-Васильевское), в-рудопроявления, 15-россыпные месторождения, 16-сурьмяные месторождения: (1-Удережское, 2-Раздольненское)

При сравнении степени метаморфизма рудовмещающих толщ рассматриваемых месторождений выявляется, что интенсивность метаморфизма повышается в последовательности: Советское – Ведуга – Олимпиада. При этом, первые более сближены между собой (хлоритовая субфации), чем с Олимпиадой (эпидот-амфиболовая фация) (Ли, Щохина, 1974). Поскольку внедрение на орогенном этапе формирования байкалитид гранитных интрузий Татаро-Аяхтинского комплекса сопровождалось отчетливым контактовым воздействием магмы на метаосадочные боковые породы, можно предполагать, что на месторождении Олимпиада более высокий метаморфизм рудовмещающих пород мог быть обусловлен именно этим обстоятельством, так как месторождение находится в непосредственной близости от крупного Татарского интрузива.

Месторождение Олимпиада расположено в Северо-Енисейском рудном районе, на участке сочленения Панимбинского и Центрального антиклинорий, а структурно приурочено к ядру и периклинальному замыканию Медвежинской антиклинали, субширотной структуре, осложняющей Центральный антиклинорий. Размещение золоторудной минерализации контролируется субширотными северо-восточными разломами, а также складчатыми структурами при четком проявлении литологического, петрохимического и петрофизического факторов. Контроль складчатыми структурами выражен особенно отчетливо: подавляющая масса руды (90%) локализована в замковой части Медвежинской антиклинали, где рудное тело согласно морфологии складки имеет в горизонтальном сечении седловидную форму и обнаруживает приширмированный раздув (Генкин и др., 1994). Большая часть остальной массы руды приурочена к крыльям лежащих складок и лишь одно рудное тело связано с пологопадающим контактовым нарушением.

Литологический контроль выражен в локализации руд в слюдисто-кварцевых, слюдисто-карбонат-кварцевых, карбонатных и углеродистых сланцах. Рудные тела расположены в зоне контактов слюдисто-кварцевых сланцев с углеродсодержащими слюдисто-кварцевыми, слюдисто-кварц-карбонатными и карбонатными породами.

Три из четырех рудных тел составляют Западный участок (10% запасов руд) и одно, четвертое – Восточный (90%). На месторождении широко развита золотоносная кора выветривания.

Месторождение Ведуга расположено на западном крыле Центрального антиклинория, в периклинальной части Ведугинской антиклинали. Рудовмещающими породами, по данным А.Н.Белова, являются слабо метаморфизованные алевро-пелитовые осадки удерейской свиты, представленные серицитовыми, углистыми алевроитистыми серицит-кварцевыми и хлорит-серицитовыми сланцами. С последними пространственно связана подавляющая масса руд (90%). Выделено 6 рудных тел, размещение которых контролируется складчатыми и тесно связанными с ними разрывными нарушениями. Падение рудных тел крутое, мощность обычно в пределах первого

десятка метров. По своей природе они представляют собой серицитовые метасоматиты. Последние несут в себе кварцевые и карбонат-кварцевые прожилки, линзы и вкрапленную, реже прожилковую, сульфидную минерализацию, с которой связано золото. Возраст рудных тел (серицитолитов), по данным К-Аг метода серицита, отвечает 715-682 млн. лет и сопоставим с возрастом руд месторождения Олимпиада (856-792 млн. лет), метаморфитов рудных районов Заангарской части Енисейского кряжа (773-706 млн. лет) и гранитоидов Татаро-Аяхтинского комплекса (850-620 млн. лет).

Месторождение Советское расположено на северо-восточном крыле крупной синклинальной складки северо-западного простирания, осложненной более мелкими складками и разрывными нарушениями типа взбросов и взбросо-сдвигов. Общая структура месторождения представляет собой моноклиналь юго-западного падения. Рудоносная зона состоит из мощной полосы (более 1000 м) пород, интенсивно рассланцованных, нарушенных многочисленными разрывами и сопровождающими их зонами дробления. Внутри нее узкие полосы интенсивно рассланцованных пород (мощностью от нескольких до первых десятков метров) чередуются с менее рассланцованными. Границы этой крупной зоны смятия с прилегающими породами нерезкие. Породы, слагающие участок месторождения, в основном представлены слабо метаморфизованными глинистыми отложениями удерейской свиты, обычно в той или иной степени углеродсодержащими, иногда с подчиненным количеством алевроитового материала. Это филлиты, глинисто-хлоритовые, плитчатые и углисто-глинистые сланцы. Литологический контроль, как и структурный, выражен отчетливо - оруденение пространственно ассоциирует с толщей филлитов. Рудные тела представляют

собой зоны развития жильного кварца в виде серий сближенных прожилков, жил, линз. Выделено семь кварцево-жильных зон, которые контролируются участками повышенного расланцевания, нередко связанными со складчатыми деформациями. Рудные тела имеют значительную протяженность как по простиранию, так и по падению (чаще всего субвертикальному). Локализуются они преимущественно в осевых частях флексур и в центральных участках кварцево-жильных зон. Гидротермально-метасоматические изменения вмещающих пород проявились в окварцевании, хлоритизации, серицитизации. На большей глубине обнаруживаются признаки относительно более высокотемпературных процессов – биотитизации, мусковитизации, альбитизации.

Сравнение особенностей геологического строения, степени метаморфических и гидротермальных изменений пород и руд на трех рассматриваемых месторождениях позволяет отметить следующее. Размещение рудных тел на этих месторождениях отчетливо контролировалось структурными и литологическими факторами. При этом, если для месторождений Олимпиада и Ведуга обнаруживается большая роль складчатых форм и, соответственно, пластического течения масс, то для месторождения Советское более заметными становятся разрывные структуры и хрупкий тип деформаций. Учитывая однотипность литологического состава осадочных толщ на всех трех месторождениях, можно отмеченные различия в хрупкости сред считать результатом различия Р-Т условий, которые, в свою очередь, обычно коррелируются с глубиной.

Образование золоторудных месторождений Енисейского кряжа, как и подобных месторождений в других золоторудных провинциях, связывается с различными генетическими моделями. До открытия месторождений с вкрапленно-прожилковым оруденением (Олимпиада, Ведуга) известные жильные золото-кварцевые месторождения относились к плутогенным гидротермальным, связанным с глубинными магматическими очагами. После открытия указанных месторождений и специализированных исследований золотоносности вмещающих комплексов терригенных пород, в результате которых была установлена повышенная золотоносность пород сухопитской серии (Петров, 1974 и др.), преимущественное развитие получили концепции метаморфогенного, осадочно-метаморфогенного, полигенного-полихронного, сегрегационного образования этих месторождений (В.А.Буряк, Ф.А.Летников, В.Т.Григорьев, В.Г.Петров и др.)

Детальный анализ имеющихся обширных материалов по геолого-тектоническим закономерностям размещения золотого и колчеданно-полиметаллического оруденения в Енисейском кряже, выполненный авторами (Попов, Сафонов, 2000) позволяет связывать формирование месторождений со сложной геодинамической историей развития региона. Здесь можно увязывать процессы первичного обогащения золотом терригенных отложений сухопитской серии (возраст 1400-1280 млн. лет) с развитием Центрального интраконтинентального трога-рифта, когда, вероятно, синхронно с осадконакоплением, глубинными флюидами приносились рудные компоненты, отчасти возможно, в комплексных углеродистых соединениях. Последующие закрытие трога, формирование крупномасштабных складчатых структур, метаморфические преобразования отложений, проявления гранитоидного магматизма и блоковой тектоники в той или иной степени влияли на перераспределение золота, его, вероятно, цикличную концентрацию. Специализированные исследования глубинного строения золоторудных районов в Енисейском кряже, проведенные М.М.Константиновым с коллегами (Константинов и др., 1999) показали очевидное существование крупного сложно построенного плутона на глубинах более 10 километров под Советским месторождением. Этот массив соединяется с гранитоидным ареалом района Олимпиадинского месторождения. Глубинный интрузив отражен отрицательной гравиметрической аномалией, тогда как под рудными полями установлены локальные плотностные аномалии, подобные зонам базификации, выявленным в известном Мурунтауском рудном поле. Положение вероятного глубинного магматического очага гранитоидных ареалов, как и самих ареалов, определенно увязывается с поперечными глубинными разломами, к которым тяготеют названные месторождения. Пространственные и, вероятно, в определенной мере стереогенетические связи, проявлений магматизма (посольно-ангарский комплекс – 850±60 млн. лет) и ранней метасоматической минерализации (~800 млн. лет – Олимпиада), вероятно отражают основной этап мобилизации рассеянного золота и создания золоторудных концентраций в процессах такой мобилизации и привноса золота глубинными флюидами. Показательно, что термобарометрические исследования кварцев из жильных тел на месторождении Олимпиада отражают их двухэтапное образование: при

проявлении метаморфизма рудовмещающих толщ и постметаморфических сорудных преобразованиях.

Основная продуктивная золоторудная минерализация на месторождениях Олимпиада, Ведуга представлена рассеянным золотоносным арсенопиритом с характерной игольчатой морфологией. Образование этого арсенопирита связано с поступлением газонасыщенных флюидов. Собственно гидротермальные растворы формировали здесь, как и на других месторождениях, золото-сурьмяную минерализацию, вероятно с переотложением золота, происходившим на 200 млн. лет позже проявления основных рудообразующих процессов.

Бодайбинская (Ленская) золоторудная область, основная по золотоносности (более 3000 т Au) в пределах Байкало-Патомского нагорья, приурочена к одноименному прогибу – синклинирию, заложение и развитие которого определяется нахождением в пределах крупного Байкало-Витимского подвижного пояса. Зарождение этого пояса связывается с ранним протерозоем, когда на переработанном архейском основании образовалась протогеосинклиналь рифтогенного типа, а последующее этапное развитие – со средним и поздним протерозоем, каледонскими и палеозойскими тектоно-магматическими событиями и более молодыми, связанными с развитием Центрально-Азиатского складчатого пояса. Сложное строение региона и примыкающих к нему территорий отражено на схеме (рис. 8). Бодайбинский синклинирий сложен рифейскими терригенно-карбонатными отложениями флишеидной серии, обогащенной в определенных интервалах углеродистым веществом. Характерны два основных структурных тренда – северо-северо-западный, отражающий положение древнего рифта, и субширотный, которому отвечают локальные разрывные нарушения, оси складчатых структур и, соответственно, золоторудных зон (с севера на юг): Хомолхинской, Марокано-Светлинской, Артемовско-Васильевской.

Месторождение Сухой Лог (более 1 тыс. т Au) размещается в северной зоне, где мощность рифейского разреза не превышает 7 км., тогда как южная, где локализуются жильные и прожилковые золото-кварцевые месторождения, она достигает 14-16 км, что одними исследователями связывается с палеорельефом дна впадины и неравномерным его тектоническим опусканием, другими – с надвиговой-шарьяжной структурой терригенного комплекса. Как рифтогенный прогиб, претерпевший на границе венда-кембрия покровно-складчатые деформации с развитием серии надвиговых пластин и накоплением в их фронтальной части метаморфогенной золоторудной минерализации, ремобилизованной в палеозое, описан Бодайбинский район И.К.Рундквист с соавторами (Рундквист И.К. и др., 1992). Этими авторами район подразделяется на две площади: собственно Бодайбинскую, с россыпным золотом, и Кропоткинскую, с наиболее сложным строением, где и размещается Сухоложское поле, а также другие коренные месторождения, вероятно, связанные с единой высокопродуктивной золотоносной рудообразующей системой.

Месторождение Сухой Лог, первоначально рассматривавшееся как золото-кварцевое, небольшое – среднее по прогнозным ресурсам, получило статус золоторудного гиганта после оценки масштабов вкрапленно-прожилково-сульфидной минерализации (Бурак, Хмелевская, 1997).

Золоторудные зоны и жилы Сухого Лога залегают в дислоцированных терригенных углеродсодержащих породах среднерифейского возраста (хомолхинская свита). Оруденение приурочено к замковой части запрокинутой антиклинальной складки, где контролируется внутриформационной зоной расщепления-смятия. Зона прослежена по простирацию более чем на 6 км при максимальной мощности 200-250 м в центральной части и 50-100 м на флангах. В связи с ундуляцией оси рудовмещающей антиклинали положение зоны относительно слоистости пород изменяется от согласного-субсогласного до отчетливо секущего. Падение зоны в целом около 20° на северо-северо-восток. Осевая плоскость антиклинали имеет падение от 15° до 40°, тогда как северное крыло 15-25°, а южное, опрокинутое – 30-40°. Рудоконтролирующая зона расщепления-смятия характеризуется сложным внутренним строением в связи с развитием разносистемного кливажа, разнопорядковой складчатости, трещин и разрывных нарушений. Практически все структурные элементы влияли на распределение вкрапленности и прожилков рудообразующих минералов, концентрирующихся в двух рудных телах: Сухоложском (основном) и Северо-Западном. Первое прослежено по простирацию на 3 км, по падению – 1,1 км на восточном фланге и 1,5 км – на

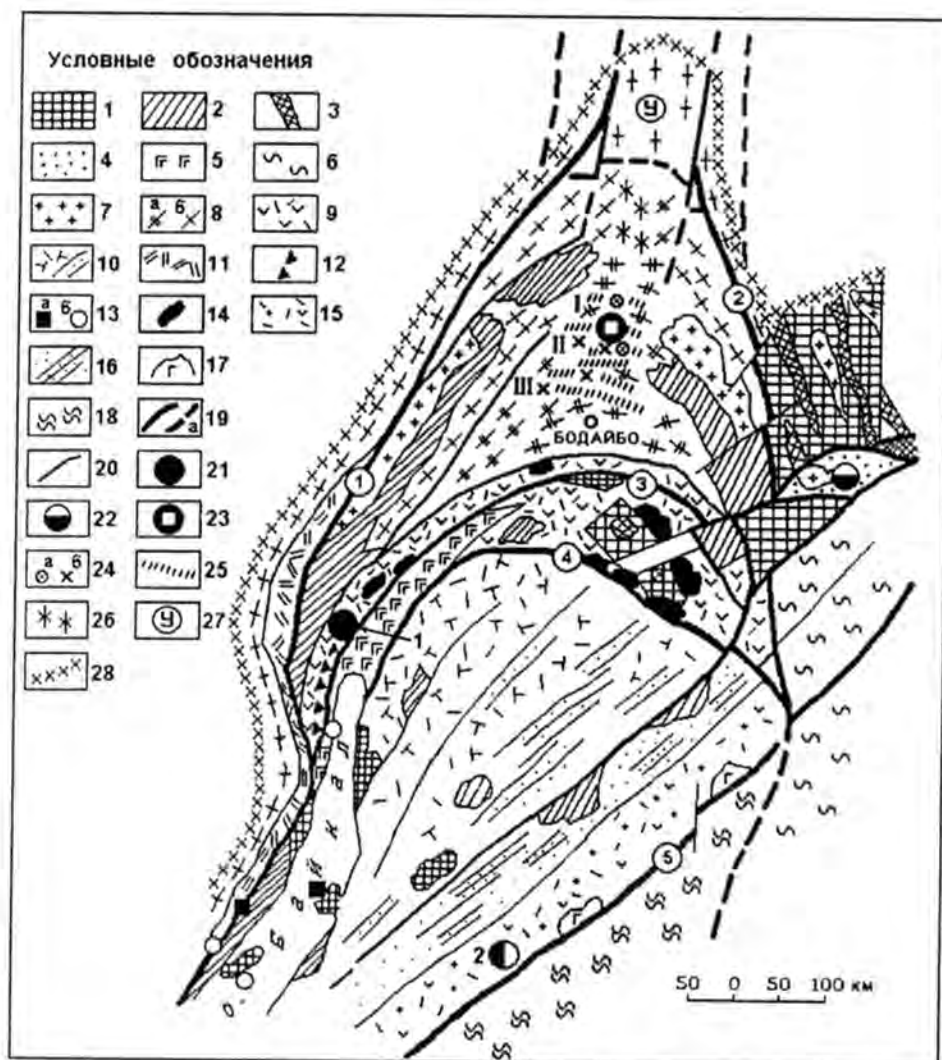


Рис. 8. Схема геологического строения Байкало-Патомского региона и размещение в его структурах месторождений-гигантов полиметаллов и золота (составлена В.В. Поповым по материалам: Салопы П.И., 1967; Лейтиса А.М. и Федоровского В.С., 1977; Хаина В.Е., 1979; Добрецова Н.Л., 1990; Кушева В.Г., 1983, 1985; Беличенко В.Г. и др., 1994; Зоненшайна П.П. и др., 1990; Пескова А.И. и Гусева Г.С., 1994; Казакевич Ю.П. и др., 1971; Буряка В.А. и Хмелевской Н.М., 1997; Геологической карты СССР, м-б 1 : 2 500 000, 1980 и др.):

1 – архейские комплексы; 2 – раннепротерозойские комплексы; 3 – зеленокаменные пояса; 4 – раннепротерозойские меденосные песчаники; 5 – раннепротерозойская нюриндуканская мафическая серия Муйской зоны; 6 – переработанные архейские комплексы; 7 – раннепротерозойские гранитоиды; 8 – рифейский терригенно-карбонатно-углистый флишеидный комплекс (а – Бодайбинского синклинория, б – Патомской зоны и Ангаро-Ленского краевого прогиба); 9 – рифейский вулканогенно-терригенно-карбонатно-углистый комплекс Муйской зоны; 10 – то же Катеробаргузинской зоны (на юге зоны преобладают терригенно-карбонатные образования); 11 – среднепротерозойский акитканский вулканоплутонический пояс; 12 – метаморфизованная олистоформа; 13 – дорифейские массивы ультрабазитов: а) с железорудной и сульфидно-никелевой и б) с ильменит-магнетитовой минерализацией; 14 – рифейские ультрабазиты (офиолитовой ассоциации); 15 – каледонский островодужный комплекс преимущественно андезит-риолитового и терригенно-карбонатного состава Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны; 16 – каледонский миогеосинклинальный комплекс Курбинской подзоны Удино-Витимской зоны; 17 – гипербазиты (офиолитовой ассоциации) каледонской Удино-Витимской зоны; 18 – Яблоново-Становая зона (докембрийские и кембрийские комплексы); 19 – линейменты (краевые структурные швы, системы глубинных разломов, а – скрытые), цифры в кружках: 1-Байкало-Вилуйский, 2-Жуинский, 3-Муйский, 4-Муйско-Становой, 5-Удино-Витимский; 20 – глубинные разломы;

Месторождения гиганты: 21 – колчеданно-полиметаллические (1-Холодненское, 2-Озерное); 22 – Удоканское медное; 23 – золоторудное Сухой Лог; 24 – месторождения золота: а) кварц-золото-сульфидные, б) кварцево-жильные; 25 – основные зоны распространения коренных и россыпных месторождений: I- Хомолхинская, II- Маррокан-Светлинская, III- Артемовско-Васильевская; 26 – дайки лампрофиров; 27 – Уринский горстовый выступ; 28 – граница платформенного чехла

западном, второе – 1 км по простиранию и 0,7 км – по падению. Средняя мощность основного тела – около 70 м при колебаниях от 10-15 м на флангах и до 150 м в центральной части. Изменения мощности увязываются с изгибами шарнира антиклинали. Прожилково-вкрапленные руды месторождения относятся к комплексным – золото-платиновым. По своему геохимическому стилю и комплексу рудных минералов, среди которых представлены самородные металлы, различные сульфиды, металлические твердые растворы и интерметаллиды, арсениды и сульфидарсениды, теллуриды, селениды, оксиды, фосфаты, вольфраматы и другие минералы, рудная минерализация, в основном, рассматривается как связанная с привнесением высокотемпературными растворами широкого круга элементов, включая основные рудообразующие (Лаверов, Дистлер, Митрофанов и др., 1997).

Совокупность данных изотопных исследований свидетельствует о полихронности образования рудных концентраций месторождения Сухой Лог. Главный этап рудообразования датирован как раннепалеозойский (439 ± 16 млн. лет) при более раннем проявлении метаморфизма (~ 516 млн. лет) и возрасте рудовмещающих пород – около 800 млн. лет. Sm-Nd характеристики показывают, что существенная часть минерализации имеет коровую природу, наследуемую от вмещающих пород, но другая, профильная – Cr, Ni, V, Ti, Pt, Pd – Sn, W, Mo, Nb – Pb, Te, Se, Au связана с глубинными процессами тепло – и массопереноса. Остается неопределенной природа органических соединений, участвующих в процессах рудообразования – возможно, в переносе рудообразующих компонентов, и, несомненно, в их осаждении.

Геофизические исследования показывают, что, как и в Северо-Енисейском районе, в Бодайбинском представлены глубинные (10-20 км) плутоны разных размеров. Наличие гранитоидного тела устанавливается и под Сухоложским рудным полем (Konstantinov et al., 1999, Лаверов и др., 2000).

Сложную длительную историю формирования золото-платиновых концентраций Сухого Лога можно рассматривать как другой характерный пример своеобразия металлогении интракратонных впадин. Другой такой пример, более яркий по масштабам накопления золота и иного геохимического стиля (Au, U, Os), представляет интракратонный бассейн Витватерсранд. Этих примеров достаточно, чтобы считать исследования металлогении таких прогибов – бассейнов не менее важным, чем изучение орогенной металлогении, металлогении террейнов и континентальных окраин, областей протоактивизации, определявших докембрийскую золотоносность земной коры, потенциал которой и ее влияние на фанерозойскую металлогению золота во многом еще не раскрыты.

Литература

1. Белый В.Ф. Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1985. №5. С. 23-32.
2. Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших месторождений мира. Владивосток: Дальнаука. 1997. 155 с.
3. Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. №6. С. 467-499.
4. Вилор Н.В. К проблеме золотоносности черных сланцев // Геохимия. 1983. №4. С. 560-568.
5. Волков А.В. Золоторудные месторождения в зонах тектоно-магматической активизации Северо-Востока России // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ. 2004. С. 147-159.
6. Генкин А.Д., Лопатин В.А., Савельев Р.В., Сафонов Ю.Г. и др. Золотые руды месторождения Олимпиада (Енисейский край, Сибирь) // Геология рудных месторождений. 1994. Т.36. № 2. С. 111-136.
7. Геология, металлогения, генезис и поиски рудных месторождений на XXXI сессии Международного геологического конгресса / Под ред. Кривцова А.И. Москва, ЗАО Геоинформарк. 2001. С. 1-201.
8. Добрецов Н.Л., Верниковский В.А. Мантийные пломы и их геологические проявления // Смирновский сб. – 2001. Москва. 2001. С. 46-69.
9. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео». 2001. 390 с.
10. Золоторудное поле Колар. М.: Наука. 1988. 220 с.
11. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра. 1972. 240 с.
12. Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т.46. №3. С. 195-211.
13. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканических поясов мира. М.: Недра. 1984. 165 с.

14. Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Симкин Г.С., Черкасов С.В. Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского золотого рудного района // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. №5. С. 425-436.
15. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир. 2000. 270 с.
16. Лаверов Н.П., Винокуров С.Ф. Условия образования крупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии). Итоги науки и техники. Серия Рудные месторождения. М.:1988. 163 с.
17. Лаверов Н.П., Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коваленкер В.А., Мохов А.В. Семейкина Л.К., Юдовская М.А. Платина и другие самородные металлы в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Доклады Академии наук, 1997. Т. 355. №5. С. 664-668.
18. Лаверов Н.П., Лишневский Э.Н., Дистлер В.В., Чернов А.А. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Доклады Академии наук, 2000. Т. 375. №5. С. 652-656.
19. Ли Л.В., Шохина О.И. Распределение золота в протерозойских осадочно-метаморфических породах Енисейского кряжа. Красноярск, 1974. С. 27-37.
20. Некрасов И.А. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
21. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.
22. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
23. Попов В.В., Сафонов Ю.Г. Палеотектоническая модель формирования золотоносного и колчеданно-полиметаллического рудных поясов Енисейского кряжа // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ. 2004. С. 53-69.
24. Российский металлогенический словарь / Под ред. Кривцова А.И. Санкт-Петербург, 2003. 319 с.
25. Рундквист Д.В. Особенности геологического развития и металлогения байкалит // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 44-65.
26. Рундквист И.К. и др. Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района // Геология рудных месторождений. 1992. №6. С. 3-12.
27. Рундквист Д.В. Эпохи реювенации докембрийской коры и их металлогеническое значение // Геология рудных месторождений. 1993. №6. С. 467-480.
28. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т.39. №1. С. 11-24.
29. Сафонов Ю.Г., Пэк А.А., Лукин Л.И., Малиновский Е.П. Геологическая среда и структурные условия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1982. 220 с.
30. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность — геолого-генетические типы — продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т.39. №1. С. 25-40.
31. Сафонов Ю.Г. Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира — генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. №4. С. 305-320.
32. Сафонов Ю.Г. Процессы образования золоторудных месторождений // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ. 2004. С. 99-129.
33. Сидоров А.А. Очерки исторической металлогении. Магадан, СВКНИИ ДВО РАН, 1995. 68 с.
34. Смирнов С.С. О Тихоокеанском рудном поясе // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. №2. С. 13-28.
35. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
36. Хаин В.Е. Основные этапы тектонического развития Земли и их отражение в минерогенезе // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. №5. С. 403-408.
37. Хомич В.Г. Металлогения вулканно-плутонических поясов северного хвоста Азиатско-Тихоокеанской мегазоны взаимодействия. Владивосток: Дальнаука, 1995. 342 с.
38. Шило Н.А. Золото-серебряное оруденение вулканогенных поясов Тихоокеанского обрамления. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1999. 70 с.
39. Щеглов А.Д. Металлогения областей автономной активизации. М.: Недра, 1968. 180 с.
40. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской республики, генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда и проблеме открытия их аналогов в России. СПб: ВСЕГЕИ, 1994. 43 с.
41. Щеглов А.Д. Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. №2. С. 115-126.
42. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1972. Т.1. 295 с.
43. Шер С.Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1974. Т.2. 256 с.
44. Шило Н.А. Учение о россыпях. Владивосток: Дальнаука, 2002. 575 с.
45. Яновский В.М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. М.: Недра. 1990. 245 С.

46. Card K.D., Poulsen K.N. and Robert F. Archean Superior Province of the Canadian Shield and its LODE Gold Deposits // *Geol. Surf. of Canada*. 1989. Vol.19. Pp. 19-33.
47. Chugaev A.V., Safonov Yu.G., Chernyshev J.V. Age of Kola Au-deposits (India): Rb-Sr, Sm-Nd and K-Ar Age con-Straints // *Journal of Applied Geochemistry*. 2002. Vol.4. № 2. Pp. 384-396.
48. Eisenlohr B.N., Groves D. and Partington Crustal – scale shear zones and their significance to Archean gold mineralization in Western Australia // *Mineral Deposita*, 1989, Vol. 24. №1. Pp. 1-8.
49. Explanatory note to the International Stratigraphic Chart // *Courtesy of the Division of Earth Sciences, UNESCO*. 2000. Pp. 1-16.
50. Groves D.I. and Ho S.E. A short review of Gld in the Yilgarn Block // *Geology of the mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Melbourne, 1990. Pp. 539-553.
51. Hattori Keiko. Magnetic felsic intrusions associated with Canadian Archean gold deposits // *Geology*, 1987. Vol. 15. Pp. 1107-1111.
52. Hutchinson R.W. Metallogeny of Precambrian gold deposits: Space and Time Relationships // *Economic Geology*. 1987. Vol. 82. Pp. 1993-2007.
53. Jonson J. and Cross K. U-Pb Geochronological Constraints on the genesis of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag, South Australia // *Economic geology*, 1995. Vol. 90. Pp. 1046-1063.
54. Kerrich R. Archean gold: relation to granulite formation or felsic intrusions // *Geology*, 1989. Vol.17. №11. Pp. 1011-1015.
55. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Garvin S., Jia Y. The characteristics origin and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // *Science in China (series D)*. 2000. Vol. 43. Pp. 1-58.
56. Konstantinov M.M., Cherkasov S.V., Dankovtsev R.V. and Egorkin A.V. Specific crustal features for large and superlarge endogenic gold deposits (Siberia and Far East regions) // *Global Tectonics and Metallogeny*, 1999. Vol.7. № 2. Pp. 143-147.
57. Laznicka P. Giant Ore Deposits: A Quantitative Approach. *Global Tectonics and Metallogeny*. Vol.2. Nos. 1 and 2. 1983. Pp. 41-63.
58. Mann A.G. Gold mines in Archean granitic rocks in Zimbabwe // *Gold 82. The geology, geochemistry and genesis of gold deposits*. 1984. Pp. 553-586.
59. Perring C., Barley N., Cassidy K., Groves D., McNaughton., Rock N. The association of Linear Orogenic Belts, Mantle-Crustal Magmatism and Archean Gold mineralization in the Eastern Yilgarn Block of Western Australia. // *The Geology of gold deposits: The perspective in 1988. Economic geology monograph*, 1989. Pp. 571-584.
60. Phillips N.G., Zhou T. Gold-ore deposits and Archean granite // *SEG Newsletter*. 1999. № 37. Pp. 8-12.
61. Reeve J.S., Cross K.C., Smith R.N. and Oreskes N. Olympic Dam Copper-Uranium-gold-silver deposit // *Geology of the mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Melbourne, 1990. Pp. 1009-1035.
62. Rock N., Groves D., Perring C. Gold, lamprophyres and Porphyries: What Does Their Association Mean? // *The Geology of gold deposits: The perspective in 1988. Economic geology monograph*, 1989. Pp. 609-625.
63. Rowins S., Groves D., McNaughton N., Palmer M. and Eldridge C.S. A Reinterpretation of the Role of Granitoids in the genesis of Neoproterozoic gold mineralization in the Telfer Dome, Western Australia // *Economic Geology*, 1997. Vol. 92. № 2. Pp. 133-161.
64. Rutland R., Etheridge M. and Solomon M. The stratigraphic and tectonic setting of ore deposits of Australia // *Geology of the mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Melbourne, 1990. Pp. 15-26.
65. Singer D.A. World class base and Precious Metal deposits. A quantitative analysis // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. Pp. 88-104.
66. Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Laug J.R., Mortenson J.K. Intrusion – related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Mineralium deposits*. 1999. №34. Pp. 323-324.
67. Woodall R. Gold in Australia // *Geology of the mineral Deposits of Australia and Papua New Guinea*. Melbourne, 1990. Pp. 45-68.
68. Wyman D. and Kerrich R. Alkaline magmatism, major structures and gold deposits: implications for greenstone belt gold metallogeny // *Economic Geology*, 1988. Vol. 83. Pp. 454-461.
69. Wyman D. and Kerrich R. Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior province gold deposits: distribution, tectonic setting, noble metal abundances and significance for gold mineralization // *The Geology of gold deposits: the perspective in 1988. Economic geology monography*, 1989. Pp. 651-667.

УНИКАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ РАЙОНЫ ВОСТОКА РОССИИ. МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ГИГАНТОВ

А.А.Сидоров, И.Н.Томсон, А.В.Волков, В.С.Кравцов, О.П.Полякова, В.Ю.Алексеев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Восток России располагает уникальными и достаточно изученными богатейшими рудными районами. По прогнозным запасам золотых и других руд этот регион сейчас значительно превосходит Аляску и северную Канаду. Основные богатства региона сосредоточены в крупнейших месторождениях мирового значения, сопровождающихся многочисленными сателлитами среднего и мелкого масштаба. Как показывает мировой опыт, именно в уникальных районах чаще всего происходит наращивание запасов в пределах известных месторождений и открытие новых крупных объектов. Создается впечатление, что потенциал этих районов неисчерпаем. Показателен пример провинции «Бассейнов и Хребтов» западных штатов США, где известны крупнейшие месторождения золота карлинского типа, эпitherмальный золото-серебряный гигант Раунд Маунтин, полиметаллические супергиганты Бингхем, Бат и другие многочисленные месторождения. В пределах этой провинции за прошедший век, суммарные запасы полезных ископаемых, несмотря на самую интенсивную добычу в мире, неуклонно возрастали. Подобный процесс происходил также в известных рудных районах: Абитибби, Норанда, Фар (Канада), Маунт Айза (Австралия), Медный пояс (Заир, Замбия), Высокие Анды (Чили, Аргентина), Алмалык и Мурунтау (Узбекистан), Рудный Алтай (Казахстан). Несомненно, таким же потенциалом обладают и уникальные рудные районы Востока России. Здесь ежегодно производится до 70% от общей добычи в стране золота и серебра, практически 100% олова, бора, заметные количества, вольфрама, свинца и цинка; значителен также потенциал разведанных месторождений и имеются большие перспективы открытия новых. Высокая потенциальная промышленная значимость минерально-сырьевой базы (МСБ) выдвигает рудные районы Востока в качестве главного сырьевого источника горнодобывающей промышленности России в XXI веке. Это обуславливает актуальность настоящих исследований в практическом отношении, способствующих расширению МСБ России.

Фундаментальные задачи, стоящие перед исследователями металлогении Востока России заключаются:

- 1) в нахождении новых путей выявления генезиса рудных месторождений;
- 2) в создании геолого-генетических моделей рудных районов и рудных гигантов в их пределах;
- 3) в изучении унаследованности оруденения от докембрийских до фанерозойских эпох с учетом геодинамических особенностей регионов.

В прикладном отношении решение перечисленных выше задач позволит оценить потенциал известных и определить перспективы новых уникальных рудных районов.

Новые пути выявления генезиса рудных месторождений

Приемы рудноформационного анализа позволяют выявлять иерархические ряды рудных месторождений (от сложных комплексных к простым) в конкретных геологических структурах. При этом в минерально-геохимических ассоциациях каждого рудного месторождения в той или иной форме отражен вещественный состав месторождений всего ряда. Наиболее полно он отражен в рудах полихронных комплексных (сульфидно-полиметаллических) и фрагментарно в простых монометаллических (сурьмяных, ртутных) месторождениях (Сидоров, 1994).

На основе рудноформационного анализа рудных районов Северо-Востока России и других рудных провинций в таблице 1 дана геолого-генетическая характеристика важнейших рудноформационных рядов (рудных комплексов) Тихоокеанского рудного пояса. Из таблицы следует, что все жильные месторождения принадлежат генетически или парагенетически к соответствующим рудноформационным рядам (рудным комплексам), состав которых определяется конкретными базовыми месторождениями комплексных руд. Генетический тип связи жильных и базовых месторождений означает, что главным источником рудного вещества жильных месторождений являются руды базовых (колчеданных, порфировых, стратиформных) месторождений.

Геолого-генетическая характеристика рудных комплексов

Таблица 1

Рудные комплексы. Примеры рудных районов	Генезис базовых месторождений. Состав руд	Типы тектоно- стратиграфи- ческих территорий	Типы связи рудосных жил с базовыми месторождениями	Жильные месторождения				
				больших и средних глубин		малых глубин		
				высокотемп.	среднетемп.	низкотемп.	среднетемп.	низкотемп.
Свинцово-цинковый стратиформный. Омуканский (Северо- Восток России) Пайит- Пойнт (Канада)	Осадочный, осадочно- гидротермальный. Га- ленит-сфалеритовый с примесью других суль- фидов	Пассивных и пере- мещенных конти- нентальных окраин	Парагенетический, генетический поли- хронный	Скарная, серебро-свин- цово-цинковое		Полиметаллическое		Золото-се- ребряное (?)
Колчеданно-полиме- таллический. Про- винция "зеленых ту- фов" (Япония)	Вулканогенный гидро- термально-осадочный. Полиметаллический сульфидный с барито- выми залежами	Островодужный	Генетический, пара- генетический			Полиметал- лические Золото-серебряные		Сурьмяные, сурьмяно- ртутные
Золото-сульфидный вкрапленных руд. Майский (Северо- Восток России), Кар- лин (США)	Гидротермально-оса- дочный (?), гидротер- мально-метасоматичес- кий. Золотые арсено- пирит-пиритовые, пиритовые	Пассивных конти- нентальных окра- ин, турбидитных бассейнов, магма- тических окраин- но-континенталь- ных дуг	Парагенетический и генетический по- лихронный	Золото-сульфидно-квар- цевые (в гранитоидах)		Золото-серебряные, сурь- мяно-ртутные		
Медно-порфировый. Песчанка (Северо- Восток России), Бил- гем (США)	Гидротермальный. Мо- либден-медный с при- месью полиметалличе- ских сульфидов, золота и серебра	Островодужный, континентальных рифтов	Парагенетический	Молибденит-кварцевые		Золото-сульфидно-квар- цевые		Полиметаллические, золо- то-серебряные, ртутные
Олово-порфировый. Омуканский (Северо- Восток России), Бо- ливийские	Гидротермальный. Се- ребро-оловянные поли- сульфидные	Пассивных конти- нентальных окра- ин, турбидитных бассейнов, конти- нентальных риф- тов	Парагенетический	Касситерит-силкатно- сульфидные		Полиметаллические, золото-серебря- ные (существенно серебряные, сурьмя- ные)		

Парагенетический тип связи означает, что базовые и жильные месторождения имеют общий источник рудного вещества. Разумеется, наиболее распространенным в истории рудных районов является смешанный - генетически-парагенетический тип связи.

Вместе с тем совершенно очевидно, что генетический тип связи в отличие от парагенетического характерен для полихронных рудных комплексов.

Фанерозойские рудноформационные ряды, изученные нами в рудных районах Востока России, определяются преимущественно золотоносными и сереброносными месторождениями. Ряд жильных месторождений этих комплексов, например, золото-серебряных, в зависимости от геологических и, в особенности, от физико-химических условий рудообразования изменяют состав руд от существенно золотых до существенно серебряных (Сидоров, 1998). Вместе с тем эпитермальные жильные месторождения различных рядов нередко подобны, если не сказать - конвергентны. Некоторые различия в составе руд могут быть установлены только после тщательного сравнительного минералого-геохимического изучения месторождений всего ряда и, в особенности, руд базовых месторождений.

Опираясь на примат металлогенической унаследованности, нами была сделана попытка определения типоморфных рудноформационных рядов для различных тектоно-стратиграфических террейнов Северо-Востока России (Significant..., 1997). Однако конвергентный характер недостаточно изученных жильных месторождений постаккреционных металлогенических поясов чрезвычайно затруднил решение этой задачи. И даже напротив, гораздо легче увидеть общую однородность постаккреционных металлогенических поясов, наложенных на террейны самых различных типов - от кратонных до островодужных. На глобальных металлогенических схемах (рис. 1, рис. 2) эта однородность, обусловленная конвергентностью эпитермальных месторождений, нередко объяснялась генетически едиными подкоровыми (нижнекоровыми) источниками рудного вещества.

Столь простые и сугубо гипотетические генетические модели эпитермальных месторождений, разумеется, не верны. Впрочем, тождественность этих месторождений после тщательного сравнительного изучения их руд в различных районах, как правило, сравнительно легко опровергается. Так, например, золото-серебряные месторождения медно-порфирового и колчеданного комплексов отличаются более высоким развитием сульфидных минеральных ассоциаций, чем аналогичные месторождения, входящие в олово-порфировый комплекс, которые являются обычно существенно серебряными и менее сульфидными. Содержания золота и серебра в рудах золото-серебряных месторождений тесно связаны, а нередко и обусловлены степенью золотоносности и сереброносности руд базовых месторождений. Существует и ряд других, еще слабо изученных геохимических различий между золото-серебряными, золотыми, оловянными, полиметаллическими месторождениями различных рудноформационных рядов. Вместе с тем жильные месторождения, формирующиеся в сравнительно стабильной физико-химической обстановке, обладают высшей степенью конвергенции.

В таблице 2, на примере месторождений рудных районов Северо-Востока России и некоторых тихоокеанских рудных провинций, хорошо видны не только общие элементы конвергентности жильных месторождений генетически различных рудных комплексов, но и резкое возрастание этой конвергентности в низкотемпературных членах комплексов.

Так, эпитермальные золото-серебряные месторождения почти непрерывно прослеживаются во всех вулканогенных структурах Тихоокеанского кольца только потому, что они в той или иной мере свойственны всем рудноформационным рядам. То есть элементы металлогенической однородности тихоокеанских и средиземноморских вулканогенных структур связаны отнюдь не с однотипностью источников рудного вещества, а, главным образом, с подобными (эпитермальными) физико-химическими условиями отложения руд. Путеводная нить к источникам рудного вещества может быть обнаружена только при детальном изучении рудных районов, базовых месторождений-гигантов в их пределах, и рудноформационных рядов в целом, моделирование которых должно всегда сочетаться с построением моделей отдельных жильных месторождений.

Распространенность различных жильных месторождений, обогащенность их руд теми или иными металлами определяются составом руд базовых месторождений рудного комплекса, что имеет важное практическое значение при оценке перспектив рудных районов и провинций.

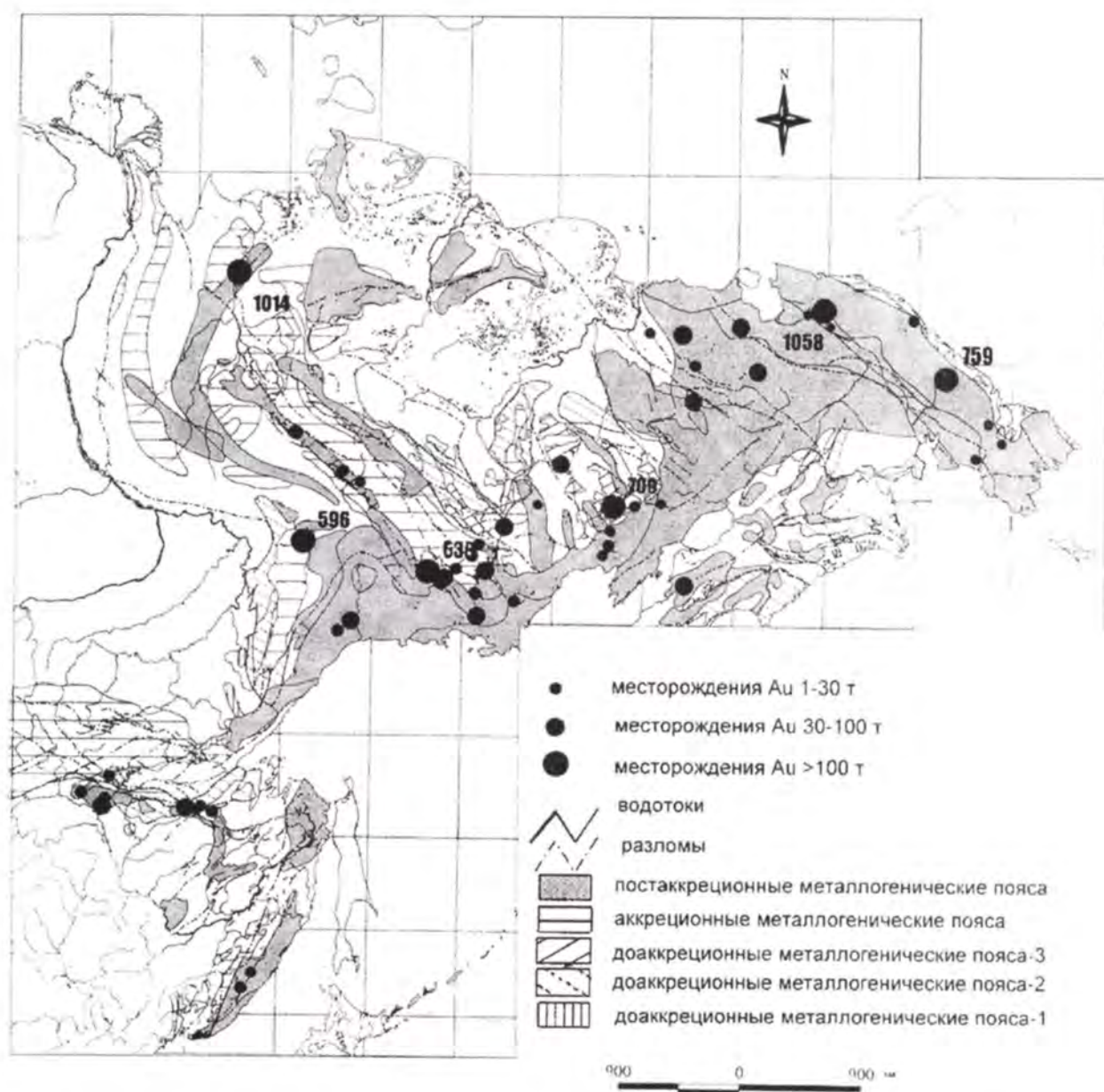


Рис. 1. Металлогенические пояса золотых месторождений Северо-Востока России (по Significant..., 1997):

1014 – Кючус, 596 – Нежданинское, 638 – Наталкинское, 709 – Кубака, 1058 – Майское, 759 – Туманное, соответствуют таблице 2

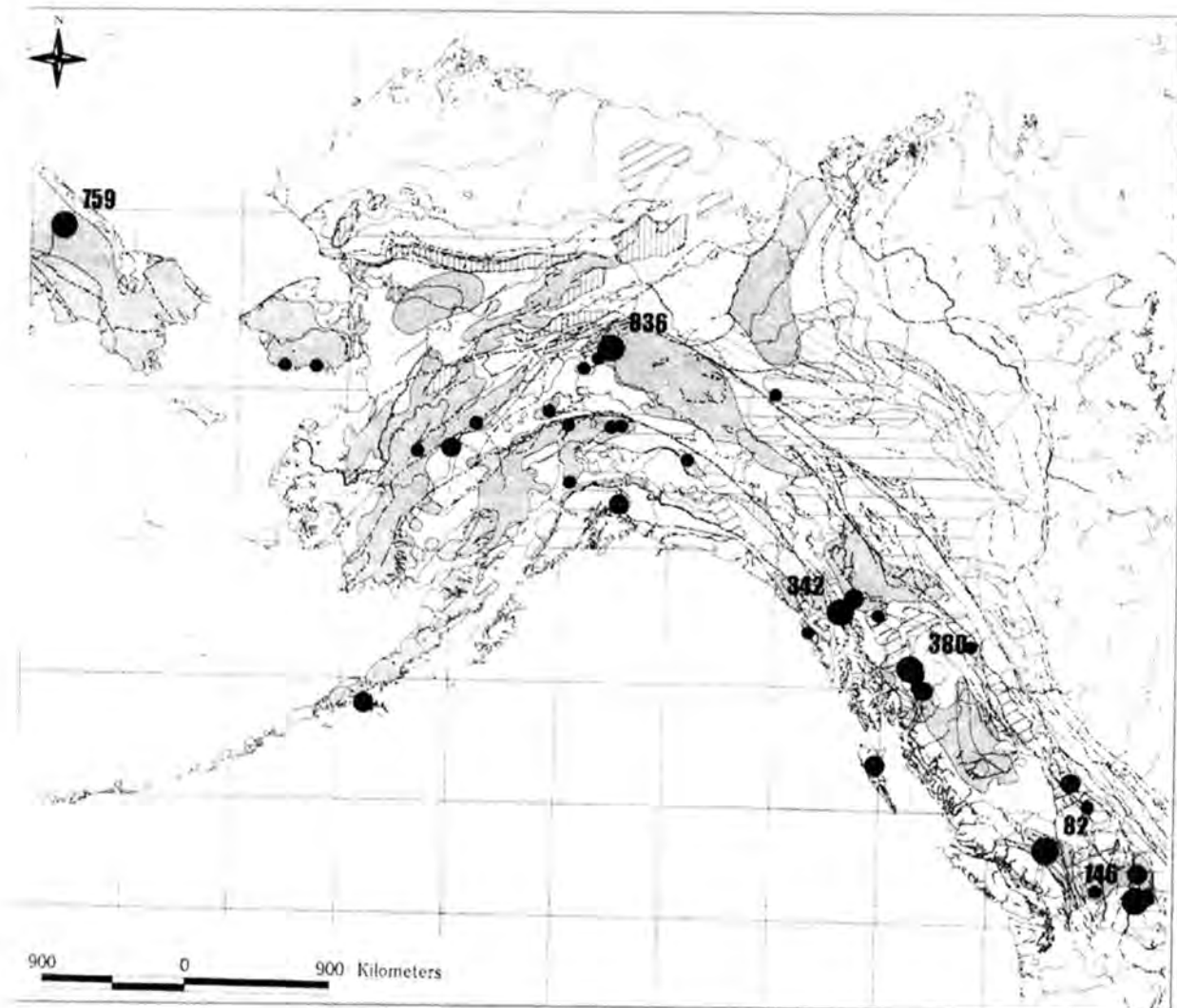


Рис. 2. Металлогенические пояса золотых месторождений Аляски и Северо-западной Канады (по Significant..., 1997):

836 - Fort Knox, 837 - Clear Summit, 342 - Alaska Juneau, 380 - Eskay Creek-21B Zone, 82 - Bralorne Pioneer, 146 - Rossland (Le Roi War Eagle), соответствуют таблице 2

Размещение уникальных рудных районов в геологической структуре Востока России

Восточная окраина Сибирской платформы представляет собой коллаж разнородных террейнов, сформировавшийся при длительном взаимодействии Сибирского и Северо-Американского палеоконтинентов, Северо-Китайской платформы, океанических плит Палеопацифики (Тильман и др., 1988; Ханчук и др., 1995; Шпикерман, 1998; Significant..., 1997). В позднем палеозое и раннем мезозое происходило разрушение континентальных окраин и образование многочисленных террейнов, которые затем снова аккретировались к континенту. В процессе аккреции террейнов континентального происхождения друг с другом или с кратоном происходила коллизия, сопровождающаяся региональным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом.

Постаккреционные кроющие комплексы представлены вулкано-плутоническими поясами различного возраста: позднепермских-раннетриасовых - на платформе, позднеюрских-меловых - на мезозоидах и маастрихт-миоценовых - на кайнозоидах (рис. 1).

Таблица 2

Характеристика крупных золоторудных месторождений позднемезозойского возраста в приарктическом секторе Тихоокеанского кольца

№*	Наименование месторождения	Вмещающие породы, интрузивы, дайки	Типизация
1014	Кючус	Среднетриасовые песчаники и алевролиты флишевой толщи; дайки и интрузии в пределах месторождения отсутствуют	Жильно-вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
596	Нежданинское	Песчаники и сланцы от верхнесаменского до нижнепермского возраста, дорудные дайки и штоки пестрого состава	Жильно-вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
638	Наталкинское	Верхнепермские туфитизированные терригенные толщ. Дорудные и пострудные дайки фельзитов и лампрофиров.	Жильно-вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
709	Кубака	Верхнедевонские – нижнекарбоновые вулканические и вулканогенно-осадочные толщ (игнимбриты, риолиты, дациты, трахиандезиты. Силлы риолит-дацитов. Пострудные дайки базальтов.	Эпитермальный золото-серебряное железисто-кварцитового ряда
1058	Майское	Средне-верхнетриасовые флишевые толщ, существенно алевролитового состава. До 30% от площади месторождения занимают дайки гранит-порфиров, аплитов, лампрофиров, риолитовых порфиров.	Вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
759	Туманное	Средне-верхнетриасовые флишевые толщ, существенно алевролитового состава. До 30% от площади месторождения занимают штоки гранодиоритов, гранитов и дайки гранит-порфиров, аплитов, лампрофиров, риолитовых порфиров.	Вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
836	Fort Knox	Верхнемеловой плутон порфировых гранодиоритов, прорванный штоком гранитов.	Жильно-штокверковые руды золото-сульфидно-кварцевого (порфирового) ряда
837	Clear Summit	Верхнепротерозойские кварциты. Графитовые сланцы, хлорит-актинолитовые зеленые сланцы, мрамора. Гранодиоритовый плутон.	Жильно-вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
342	Alaska Juneau	Верхнетриасовые филиты и сланцы, амфиболиты. Дайки и силлы габбро.	Жильно-вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
380	Eskay Creek-21B Zone	Нижнеюрские туфитизированные и карбонат содержащие черные сланцы.	Жильно-вкрапленные руды золото-сульфидного ряда
82	Bralorne Pioneer	Пермо-триасовые диориты, габбро и зеленые сланцы. Позднемеловые порфировые дайки.	Жильные руды золото-кварц-сульфидного ряда
146	Rossland (Le Roi War Eagle)	Габбро-диоритовая интрузия	Жильно-вкрапленные руды медно-никелевого ряда

Примечание. * №№ см. на рис. 1 и рис. 2, эти номера заимствованы с металлогенической карты Северо-Востока России, Аляски и Канады (Significant..., 1997).

Среди террейнов аккреция которых завершилась в послеготеривское-предальбское время, наибольшим распространением пользуются террейны пассивных континентальных окраин. Они сложены многокилометровыми черносланцевыми толщами, сформировавшимися на гранитизированном докембрийском фундаменте в течение пермского - верхнеюрского времени. Учитывая, что эти же толщи широко развиты в чехлах кратонных террейнов (Омолонского, Охотского), они, таким образом, представляют главную вмещающую среду для рудных месторождений, изучаемых рудных районов Востока России. Второй по значению вмещающей средой представляются магматические породы постааккреционных Охотско-Чукотского, Олойского и Сихоте-Алиньского и других вулканогенных поясов, а также дайки и гранитоидные интрузивы орогенных зон (Иньяли-Дебинской, Яно-Сугойской, Анюйской и др.) и кратонных террейнов (Охотского, Омолонского, Эскимосского и др.).

Таким образом, уникальные рудные районы Востока России формируются в двух геодинамических обстановках:

1) в пределах террейнов пассивных континентальных окраин - Майский, Омчакский, Рывеевский, Сарылахский и др.;

2) в постааккреционных вулканогенных поясах - Баимский, Примагаданский, Канчаланский, Дальнегорский, Дукатский и др.

Для металлогении рудных районов в террейнах пассивных континентальных окраин большое значение имеют структуры перивулканических и других зон тектоно-магматической активизации, связанные со становлением постааккреционных вулканических поясов. Рудные узлы, поля и месторождения в этих районах приурочены к интрузивно-купольным структурам и крупным тектоническим блокам (Волков, 2001). Рудные районы в постааккреционных вулканогенных поясах контролируются вулканно-тектоническими прогибами, масштабными кольцевыми как положительными, так и отрицательными вулканно-структурами (депрессиями, просадками, кальдерами, вулканно-плутоническими центрами), в ряде случаев последовательно накладывающимися друг на друга. В размещении рудных районов первого и второго типа кроме известных рудоконцентрирующих глубинных разломов заметную роль играют сводовые структуры кристаллического фундамента. Формирование уникальных рудных районов Африки, Австралии, Канады в последнее время связывают с мантийно-плумовой тектоникой (Kerrick et al, 2000). Полученные нами данные для рудных районов Востока России не противоречат этим представлениям.

Модели ярусного строения рудно-магматических колонн в рудных районах различного типа

При типизации рудных районов мы опираемся на особенности строения рудно-магматических колонн и на характер тектонических форм, вмещающих рудоносные блоки. Глубоко вскрытых рудоносных блоков относительно немного, и поэтому для выяснения строения рудно-магматической колонны привлекались косвенные данные, такие как «чуждые» геохимические ореолы, ксенолиты глубинных руд в брекчиевых трубах, дайках. Главным итогом этих реконструкций явилось выявление ярусного характера оруденения (рис. 3).

Глубинные ярусы оруденения представляют собой самостоятельную форму глубинной изменчивости рудной минерализации, отличную от зональности. Глубинные ярусы — это обособленные на глубинных различных уровнях системы рудных тел, которые могут отличаться по морфологии, а в ряде случаев по возрасту, составу, но при этом они связаны единством структурной позиции, а также общностью глубинной магматической камеры. Классическим примером ярусного размещения могут служить условия локализации молибден-порфировых типов штокверковых залежей на месторождении Кляймакс (США). С.Р.Уоллес с соавторами показал, что рудные тела сформировались в процессе внедрения четырех интрузивных фаз, причем каждая из них сопровождалась этапом гидротермального рудообразования и формированием штокверков в форме опрокинутых чаш над каждым из интрузивных штоков. Последовательные интрузивные штоки риолит-порфиров располагаются на все более глубоких отметках, и связанные с ними штокверки локализуются на глубинных различных уровнях, образуя ярусы оруденения (рис.3). В пределах штокверков каждого глубинного яруса отмечается зональность отложения, которая проявлена в преобладании минерализации вольфрама на верхних и фланговых участках

Модели ярусного строения рудно-магматических систем

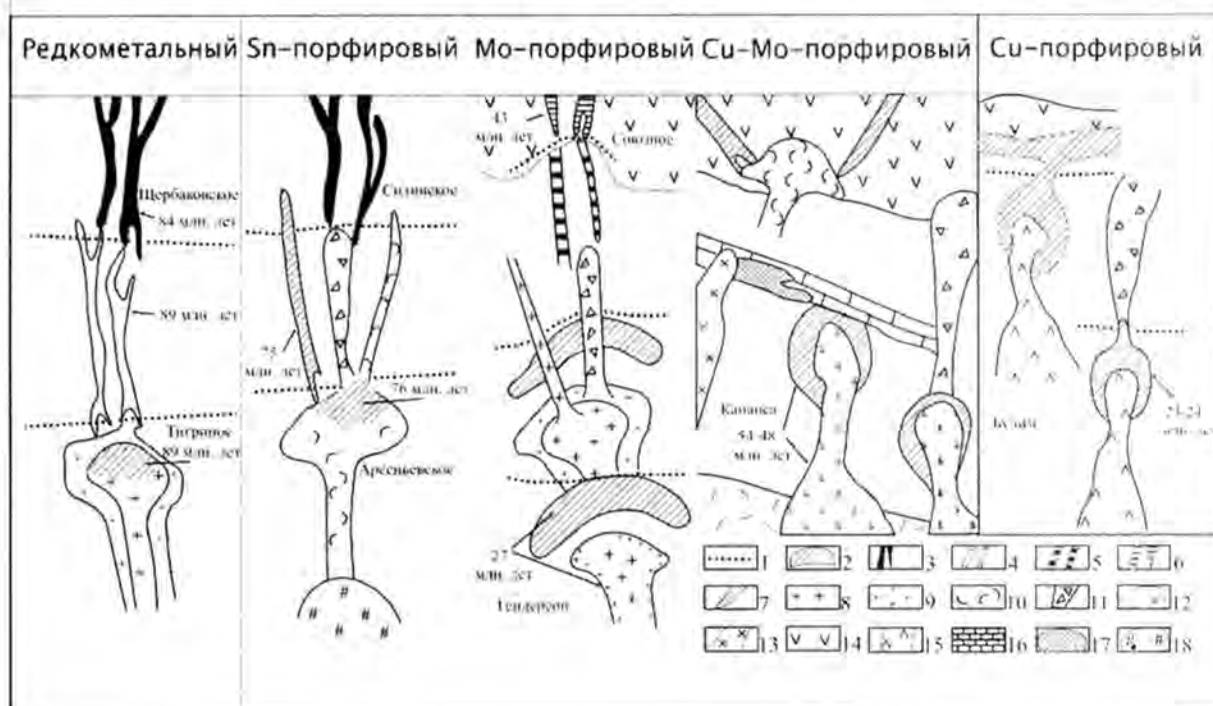


Рис. 3. Модели ярусного строения рудно-магматических колонн:

1- границы между ярусами оруденения; 2 – штокверковая минерализация; 3 – сульфидные жилы; 4 – кварцево-редкометалльные жилы; 5 – богатые золото-серебряные жилы; 6 – бедные золото-серебряные жилы; 7 – жилы касситерито-силикатной формации; 8 – лейкократовые граниты; 9 – аплитовые каймы в лейкократовых гранитах; 10 – липарито-дацитовые аппараты; 11- брекчиевые тела; 12- монзонитоиды; 13 – гранодиориты; 14 – вулканиты; 15 – штоки латитов; 16 – карбонатные породы; 17 – скарново-полиметаллическое оруденение; 18 – послерудные граниты

рудных тел, а молибдена на нижних. На этом примере видно, что ярусность и зональность являются независимыми особенностями строения месторождения. При этом, проявленная здесь ярусность четко определяется полихронным формированием рудных тел. Обособленные на различных глубинах рудные тела сходны по составу и морфологии, но различаются по возрасту и залеганию. Этот тип ярусности можно именовать ярусностью полихронных систем рудных тел. Она находит свое проявление и на медно-порфировых месторождениях, оловянно-вольфрамовых, грейзеновых с полихронным внедрением продуктивных интрузивов, а также на месторождениях других типов.

Сравнительно редкий пример совмещения рудных тел разных ярусов представлен на Щербавском касситерито-сульфидном месторождении в Приморье (рис. 3). Здесь, на участке Маяковском, сульфидные жилы пересекаются системой жил кварцево-касситеритового состава. Они включают кварц, топаз, слюды, флюорит, касситерит, вольфрамит. Подобные же жилы на месторождении Тигрином "опираются" на шток лейкократовых гранитов. В приконтактовой зоне массив имеет фельзитовидный облик с пегматондными образованиями (штокшайдерами). Непосредственно под этой зоной располагается грейзены с касситеритом и вольфрамитом. Сульфидные жилы известны и на фланге Тигриногo месторождения. Таким образом, в этом типе оловорудных районов различаются три яруса оруденения: нижний с грейзенами в лейкократовых гранитах; средний, сложенный системой жил кварцево-касситеритового состава в ореоле ороговикования; верхний с касситерито-сульфидными жилами.

Рудно-магматические колонны в медно-молибден-порфировых районах также носят многоярусный характер. Прожилково-вкрапленная минерализация примыкает к выступам тел монцитонитов, которые могут быть многофазными и залегать на различных глубинных уровнях. Над отдельными выступами интрузивов локализуются брекчиевые трубы с сульфидной минерализацией в цементе (Канада, Мексика). Брекчиевые трубы могут служить индикатором интрузивных штоков на глубине и сопутствующей минерализации. В зоне влияния интрузивных штоков в карбонатных породах локализуется полиметаллическое оруденение, а в верхнем ярусе локализовано золото-серебряное жильное оруденение, нередко в покровах вулканитов.

Медно-порфировое оруденение в ассоциации с некками латитов изучалось нами в Македонии, на примере месторождений Бучим и Боров Дол. Здесь известно несколько разнофазных штоков латитов, залегающих на разных гипсометрических уровнях. Этим определяется и несколько ярусов оруденения. В верхнем ярусе среди вулканитов локализуются пологозалегающие залежи (манто) прожилково-вкрапленных руд. Некоторые штоки латитов по восстанию переходят в брекчиевые трубы, которые, таким образом, являются индикаторами скрытых на глубине некков и связанной с ними минерализации (рис. 3).

Модель многоярусного эпитептермального оруденения. В геологической литературе давно укоренилось мнение, основанное на огромном количестве эмпирических фактов, что вулканогенные или эпитептермальные месторождения не переходят с глубиной в мезотермальные или плутоногенные. В своей известной работе Шнейдерхен (1958) отмечает, что вне изверженных пород золото-серебряные руды обычно отсутствуют, но жилы со свинцово-серебро-цинковыми или медными рудами продолжают дальше. В сводке по Южно-Карпатской золотоносной провинции А.Хельке (1946) пишет, что в черных средиземноморских сланцах золото-серебряные жилы выклиниваются, проникая в них на 50 м. После работ этих исследователей терригенные толщи основания вулканоструктур было принято считать неблагоприятной средой для локализации золото-серебряного оруденения. В модели порфировой рудообразующей системы, включающей и эпитептермальное золото-серебряное оруденение (Silitoe, 1993), в терригенно-карбонатном основании вулканоструктур предполагается развитие полиметаллического, медно-порфирового, обогащенного золотом и серебром, а также вкрапленного золото-сульфидного ($\text{Au}+\text{As}+\text{Sb}+\text{Hg}$) оруденения.

Однако в Майском рудном узле (Центральная Чукотка) золото-серебряные эпитептермальные жилы обнаружены в терригенных флишевых толщах основания Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Волков, Сидоров, 2001). Кроме того, аналогичные чукотским эпитептермальные месторождения и проявления выявлены в терригенно-осадочном обрамлении интрузивно-купольных структур в пределах Хурчан-Оротуканской зоны тектоно-магматической активизации в Центрально-Колымском районе. В терригенных толщах близкого состава залегают золото-серебряные месторождения Высоковольное и Косманычи Центральных Кызылкум (Арифуров, 1972), Балей и Тассеевка в Забайкалье (Хомич и др. 1984).

По нашим представлениям, залежи тонковкрапленных золото-сульфидных руд не только входят в один рудноформационный ряд с золото-серебряными месторождениями, но и могут рассматриваться в качестве корневых образований по отношению к рудным полям эпитептермальной минерализации (Сидоров, Волков, 1998). По данным А.И.Калинина и др., (2002) оруденение типа Карлин можно ожидать в карбонатных толщах в основании Ольчанского эпитептермального рудного поля (Омолонский террейн). Тонковкрапленные золото-сульфидные руды, развитые в терригенном основании, составляют большую часть запасов одного из крупнейших эпитептермальных месторождений Тихоокеанского пояса – Поргера (>550 т) в Папуа Новая Гвинея (Richards, 1990).

Вместе с тем, хорошо известен пример месторождения Хисикари, Япония (>350 т золота), когда в терригенных толщах основания под покровом вулканитов был вскрыт второй ярус эпитептермального оруденения (рис. 4).

В 1979 году на площади месторождения, где было добыто ранее всего около 1 т золота из жил в вулканических породах, были проведены детальные геофизические работы (Izawa et al., 1990). Позднее поисковые скважины, заданные для проверки выявленной в результате этих работ положительной гравитационной аномалии, вскрыли на глубине 200 м уже в терригенном фундаменте серию сближенных богатейших эпитептермальных жил, со средними содержаниями золота 70-25 г/т.



Рис. 4. Геологический разрез в крест простирания эпитермальных жил месторождения Хисикари, Япония по Izawa et al., 1992:

1-4 – плейстоценовые вулканические породы: 1 – биотит-горнблендитовые дациты, 2 – дацитовые пирокласты, 3 – гиперстен-авгитовые андезиты, 4 – андезитовые пирокласты; 5 – переслаивание меловых песчаников и алевролитов; 6 – (а) – разломы, (б) – геологические границы; 7 – эпитермальные жилы месторождения Хисикари

На месторождениях Сопка Рудная и Промежуточное (Центральная Чукотка) также выявлено многоярусное эпитермальное оруденение. В пределах месторождения Сопка Рудная песчано-сланцевые карнийские толщи перекрываются эффузивами верхнемелового возраста. Терригенные толщи основания слагают слабо проявленную купольную структуру, осложняющую северо-западное крыло кувеемкайской брахисинклинальной складки, что очень похоже на геологическую структуру месторождения Хисикари (рис. 4). Золото-серебряная минерализация выявлена в горизонтально залегающем вулканическом покрове и в подстилающих терригенных толщах. Оруденение телескопировано, таким образом, что на небольшом вертикальном интервале развиты рудные тела трех различных минералогических типов: арсенопирит-халцедон-кварцевое, антимонит-кварцевое и продуктивного электрум-пираргирит-адуляр-кварцевое. Рудные тела представлены тремя морфологическими разновидностями: кварцевыми жилами с сульфидной минерализацией; минерализованными зонами дробления и рассланцевания и штокверком. Все рудные образования расположены в пределах субмеридиональной зоны разломов.

Небольшой по размерам штокверк (100x60 м), кварц-адулярового состава, приурочен к погребенной под эффузивной толщей грядкообразной возвышенности позднемезозойского (довулканогенного) рельефа (рис. 5).

Куполообразная возвышенность угадывается по сравнительно высокому гипсометрическому положению карнийских глинистых сланцев и песчаников и подтверждается полным выклиниванием здесь конгломератов с рыхлым песчано-туфовым цементом. Кварцевые и адуляр-кварцевые прожилки, содержащие минералы серебра и золота, локализованы преимущественно в низах вулканогенной толщи. Подавляющая их часть ориентирована параллельно упоминавшимся выше жилам, фиксирующим, по-видимому, основной субмеридиональный рудоподводящий канал. Среднее содержание золота в штокверке по данным валового опробования составило 85 г/т при отношении $Au : Ag = 1 : 10$. Есть основания полагать, что штокверк и отмеченные выше зоны оперяют субмеридиональный шов, четко проявленный в осадочных породах фундамента (рис. 5), где можно предполагать по аналогии с Хисикари второй ярус эпитермального оруденения.

На месторождении Промежуточное вулканические породы полностью эродированы. Структура месторождения представлена достаточно четко выраженным купольным поднятием, в пределах которого сохранился только второй ярус эпитермального оруденения в терригенных толщах. Минерализация тесно пространственно и генетически связана с субвулканическими дайками и телами андезитов, долеритов, риолитов. Рудные тела представляют собой кварцевые жилы,

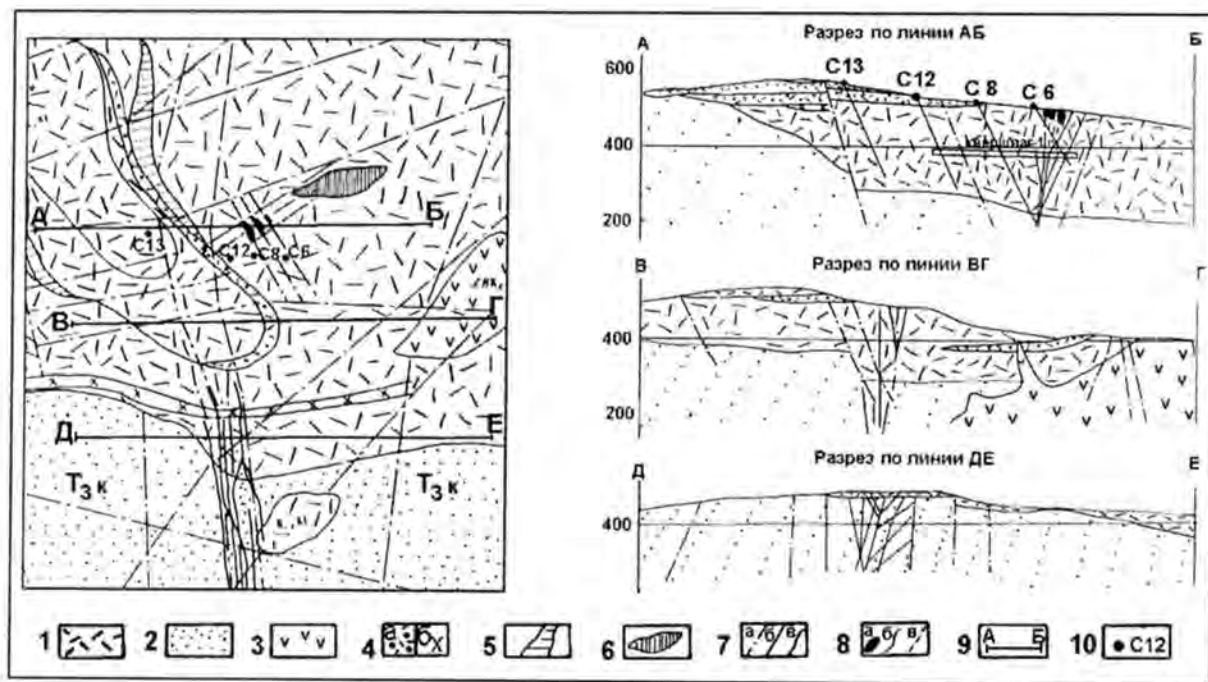


Рис. 5. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Сопка Рудная:

1 - вулканические породы (переслаивание игнимбритов, лав, туфов, туфоконгломератов), 2 - терригенные породы верхнего триаса, 3 - субвулканические тела андезитов, 4 - тело магматической брекчии (а) и дайка андезито-базальтов (б), 5 - зона надрудных аргиллизитов, 6 - делювиальная россыпь золота, 7 - разрывные нарушения (а - предполагаемые, б - картируемые) и геологические границы (в), 8 - рудные тела: а - штокверк, б - жилы, в - предполагаемые жилы. 9 - линии разрезов, 10 - буровой профиль (№ скважины)

брекчии, зоны прожилкования, выполняющие трещины отрыва и скола. Содержание золота и серебра в них весьма неравномерное. Основные запасы месторождения сосредоточены в нескольких бананцах, сформировавшихся, по-видимому, под экраном вулканитов. Бананцы быстро выклиниваются на глубине 50-80 м от поверхности. В жилах развиты крустификационная, брекчиевая, пластинчато-каркасная, коломорфная, друзовая, гребенчатая и полосчатая текстуры руд, характерные для близповерхностного оруденения. Диапазон изменения золото-серебряного отношения от 1 : 1 до 1 : 1000. Пробность золота колеблется от 200 до 850, и в среднем составляет 600. Характерными минералами руд являются пирит, арсенопирит, фрейбергит, сульфосоли серебра, селениды серебра и золота, электрум, антимонит.

Изложенный выше материал показывает, что в терригенном основании под экраном вулканических пород достаточно часто формируется второй ярус чрезвычайно богатых эпитермальных жил. Этот факт необходимо учитывать при разработке геолого-генетических моделей рудообразующих систем.

По нашим данным, на месторождении Союзное в Сихоте-Алине так же есть основания ожидать многоярусного размещения минерализации. Верхний ярус эпитермального оруденения контролируется северо-западными разломами в вулканитах. Следующий ярус можно ожидать в терригенной толще под экранирующей поверхностью вулканического покрова (рис. 3). Еще один возможный ярус минерализации можно предполагать в карбонатно-терригенной толще основания, где, судя по ксеногенным включениям шеелита и молибдошеелита в золото-серебряных рудах, возможна вольфрамо-молибденовая или золото-вольфрамовая минерализация в скарнах.

Проведенные исследования показывают, что второй ярус эпитермального оруденения в терригенном основании следует ожидать в пределах рудных полей, расположенных как во внешней

зоне, так и в раме тектонических окон или непосредственно в куполах и валлообразных поднятиях терригенных пород основания во внутренней зоне вулканических поясов.

Модель образования золоторудных гигантов

Характерной особенностью террейнов пассивных континентальных окраин и расположенных в них рудных районов является рассеянная сульфидная минерализация, весьма широко распространенная в глинистых, песчано-глинистых, глинисто-известковых углеродистых толщах различного возраста ($C_{орг}$ от 0,1 до 5%). Нередко они именуются черносланцевыми толщами, так как подавляющая их часть, подвергнувшись зеленосланцевому метаморфизму, сохранила, хотя и не черный, но все-таки темно-серый цвет. Сульфидизация и повышенная углеродистость приурочены к зонам долгоживущих разломов, активно влияющих как на процессы осадконакопления, так и на процессы метаморфизма и деформации пород. Мы выделяли эти приразломные образования в качестве «рудоконцентрирующих» разломов, «скрытых» зон разломов, зон сульфидизации и тонкорассеянной минерализации. Обычно они плохо дешифрировались на аэрофотоснимках, но выделялись при грави- и магнитометрических съемках. К ним отчетливо приурочено подавляющее большинство рудных мезо- и эпитегрмальных жильных тел и порфировых месторождений. Сульфидизированные залежи трудно поддаются картированию, так как не имеют четких границ. Их формы определяются не только разломами, но и составом пластов (пластообразные залежи) и сланцеватостью пород (Сидоров и др., 1984).

Важнейшими результатами наших многолетних исследований рудной минерализации в черносланцевых толщах являются: а) выявление протометаллогенического этапа развития рудных районов; обоснование первичности и определенной автономности отложения вкрапленных руд по отношению к жильным рудным телам; б) разработка концепции базовых рудных формаций и представления о полихронных и монокронных рудноформационных рядах завершеного и незавершеного типов; в) установление полихронного и унаследованного характера развития крупных рудных районов; основные объемы вкрапленных руд формировались в до- и постагрекционные этапы, жильные тела связаны преимущественно с синагрекционным (орогенным) этапом; г) установление на фоне традиционной гидротермальной зональности эпи- и мезотермальных жильных руд незональных залежей вкрапленных руд.

Некоторые из этих закономерностей удобно показать на примере сравнительно хорошо изученных рудных районов крупных золоторудных месторождений. В самом общем виде определяющий вклад постагрекционного этапа рудообразования хорошо иллюстрируется металлогеническими схемами северо-западного (азиатского) и северо-восточного (американского) секторов Тихоокеанского тектоно-магматического пояса (рис. 1, рис. 2). Характеристики наиболее значительных золоторудных месторождений приведены в таблице 2. Большинство крупных и средних золоторудных месторождений отчетливо связано с постагрекционными рудными зонами. Вместе с тем, в пределах каждого крупного рудного района столь же отчетливо выделены до- и синагрекционное золотое оруденение, масштабы которого (в особенности доагрекционного) не всегда могут быть установлены. В частности, в Яно-Колымском районе было добыто сотни тонн россыпного золота, коренными источниками которого являлись синагрекционные золото-кварцевые жилы. Однако десятки разведанных месторождений и рудопроявлений, связанных с этими жилами, были отнесены к весьма мелким или даже непромышленным объектам (рис. 1, рудопроявления синагрекционных зон). Синагрекционный этап рудообразования характеризовался весьма неравномерным, исключительно гнездовым характером концентрации золота в кварцевых жилах при незначительном развитии вкрапленных руд. Более того, есть основания думать, что сравнительно равномерные вкрапленные руды при образовании золото-кварцевых жил переотлагались в виде богатых, но разбросанных гнезд. По крайней мере, это хорошо видно на примере сравнительного анализа золотоносности вкрапленных руд и жил Майского месторождения (Сидоров и др. 1984).

Из многих десятков золоторудных месторождений и рудопроявлений Северо-Востока России крупнейшими в настоящее время являются Нежданинское (Якутия), Наталкинское (Колыма) и Майское (Чукотка) (рис. 1, №№ 1014, 596, 638, 1058, таблица 2). Эти три месторождения залегают в черносланцевых толщах верхоянского комплекса. Нежданинское и Наталкинское - в глинистых пермских сланцах и песчаниках, Майское - в глинистых средне-верхнетриасовых сланцах и

алевролитах. Месторождения расположены в одноименных уникальных рудных районах перивулканической зоны постаккреционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: Нежданинское - вблизи западного фланга этого 2500 километрового пояса, Майское - в пределах восточной (чукотской) ветви пояса и Наталкинское - вблизи центрально-охотской его ветви. Минерализация на каждом из названных месторождений развивалась в три этапа (таблица 3):

1. Доаккреционный флюидно-осадочный, сингенетичный осадконакопленный;
2. Синаккреционный гидротермальный плутоногенно-метаморфогенный;
3. Постаккреционный.

Во вмещающих породах Нежданинского месторождения, судя по публикациям (Гамянин и др., 1985) и личным наблюдениям одного из авторов, на доаккреционном этапе (возможно даже в период осадконакопления) широкое развитие получила сульфидная импреньция (по выражению М.К.Силичева, 1970), представленная мелкой равномерно распределенной вкрапленностью пирита и арсенопирита. Проявления седиментогенной золотоносности сульфидов в турбидитах Южной Якутии сравнительно недавно рассматривались М.М.Константиновым и Т.Н.Косовец (1996). На синаккреционном этапе (постинтрузивном-1 по Силичеву) происходило образование многочисленных метаморфогенно-гидротермальных кварцевых жил с гнездовой вкрапленностью рудных минералов. Выделены следующие минеральные ассоциации: шеелит-пирит-арсенопирит-кварцевая, халькопирит-галенит-сфалеритовая, тетраэдрит-сульфоантимонитовая и антимонитовая. На постаккреционном этапе, связанном с верхнемеловым-палеогеновым магматизмом Охотско-Чукотского пояса, значительное развитие получили маломощные кварцевые и сидерит-кварцевые прожилки эпитепирмального типа с вкрапленностью арсенопирита, пирита, а также овихинита, пираргирита и фрейбергита. Минерализация сопровождалась гидротермальными изменениями типа пропилитизации и, по-видимому, сульфидизацией вмещающих пород. Пирит и арсенопирит позднего этапа представлены друзовидными сростками мелких кристаллов (Гамянин и др., 1985).

На Майском месторождении доаккреционная и синаккреционная минерализация на вскрытом уровне проявлены слабо, хотя в смежных Средне-Ичувеевском и Сыпучинском районах распространены синаккреционные золото-кварцевые жилы, представляющие источники уникальных чукотских россыпей золота. Отмечены также седиментогенные золотоносные конкреции пирита и марказита в черносланцевых триасовых толщах; в кварце базальных конгломератов, подстилающих нижнемеловые вулканогенные толщи отмечалась вкрапленность галенита, сфалерита и пирита.

Основные рудные тела месторождения представлены зонами мелко- и тонковкрапленной сульфидизации (арсенопирит, пирит) в глинистых сланцах и алевролитах черносланцевых толщ, и только в пределах верхних горизонтов месторождения развиты эпитепирмальные жилы кварца с вкрапленностью сульфидов, сульфосолей серебра и электрума. Объем жильных руд, включая самые поздние золотоносные антимонит-кварцевые жилы, незначителен. Основная масса золота (90%) заключена в виде субмикроскопических самородных выделений в арсенопирите и пирите. Интересно отметить, что мелкие и тонкие выделения золотоносных сростаний игольчатого арсенопирита и пирита в углеродистых метасоматитах глинистых триасовых толщ подобны аналогичным и более крупным сростаниям друзовидного арсенопирита и пирита в эпитепирмальных халцедон-кварцевых жилах, несущих также гнездовую вкрапленность сульфосолей серебра и электрума. Буровыми работами подтверждено, что практически все разрывные нарушения в пределах Майского района содержат вкрапленность золотоносных сульфидов (от 0,5 до 3 г/т).

Наталкинское месторождение сравнительно недавно считалось типичным представителем золото-кварцевой россыпеобразующей формации. Однако еще П.И.Скорняков в 40-ых годах в первых своих отчетах охарактеризовал его как эпитепирмальное золото-серебряное. Учитывая, что верхние горизонты этого месторождения давно отработаны, возникло убеждение об ошибочности этого утверждения. Тем более, что значительная часть руд на месторождении представлена мезотермальными золото-кварцевыми жилами колымского типа. Не менее значительная часть прожилково-вкрапленных руд рассматривалась в качестве околожильных образований. И только после обнаружения в районе месторождения эпитепирмальных жил и сравнительного изучения вкрапленных майских и наталкинских руд, а также выявления золотоносного пирита во вмещающих пермских турбидитах, стала очевидной полихронность Наталкинское месторождения: от

Схема формирования полихронных золоторудных месторождений
в черносланцевых толщах (Северо-Восток России)

Характеристика руд большеобъемных месторождений			
Этапные и стадийные минеральные ассоциации руд	Нежданинское (Якутия)	Наталкинское (Колыма)	Майское (Чукотка)
Доаккреционные	Пиритовые (с золото-кварцевыми жилами в турбидитах смежных районов по Константинову, Косовец, 1996).	Пиритовые с хлоритом, карбонатами, рутилом и углеродистым материалом	Пиритовые (выражены слабо)
Синаккреционные	Ранние-кварц-пиритовые с микроассоциациями полиметаллических сульфидов и золота; поздние-пирит-арсенопиритовые с полиметаллическими сульфидами и золотом	Ранние -кварц-пиритовые с микроассоциациями полиметаллических сульфидов и золота (дегдеканский тип); поздние-кварц-пирит-арсенопиритовые с полиметаллическими сульфидами и золотом	Кварц-пирит-арсенопиритовые с полиметаллическими сульфидами и золотом в смежных районах (Средний Ичувеем)
Постаккреционные: 1.Эпитермальные допорфировые. 2.Порфировые	1.Золото-пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды в метасоматитах; 2.Золото-сульфидно-шеелит-кварцевые с Ag-сульфосолями и антимонитом (постинтрузивная-2 по Гамянину и др.,1985)	1.Золото-пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды в углеродистых метасоматитах; адуляр-кварцевые жилы с электрумом (по Скорнякову, 1946г.)	1.Пирит-арсенопиритовые вкрапленные руды с тонким золотом в углеродистых метасоматитах; кварцевые жилы с Ag-сульфосолями. 2.Золото-редкометальная (кварц-арсенопиритовые жилы с минералами Sn,W,Mo,Bi,Sb)

доаккреционной золотоносной пиритизации (протометаллогенического этапа) и синаккреционных золото-кварцевых жил колымского типа до постаккреционных пирит-арсенопиритовых вкрапленных руд майского типа и эпитермальных образований.

На всех большеобъемных месторождениях вкрапленные (прожилково-вкрапленные) руды преобладают. Доаккреционная гидротермально-осадочная золотоносность преимущественно золото-пиритовая. Эта золотоносность не имеет существенного промышленного значения на синаккреционных жильных месторождениях, хотя, судя по смежному с Наталкинским Дегдекан-Токичанскому рудному узлу, вкрапленность золотоносного пирита Сухоложского типа в районе достаточно распространена. Вполне возможно, что эта вкрапленность в пределах полихронных месторождений была регенерирована и переотложена в золото-кварцевых жилах уже в

виде арсенопирит-пиритовых и золото-пирит-сфалерит-галенитовых парагенезисов. Учитывая, что толщи глинистых (углеродистых) сланцев обычно обогащены мышьяком, появление большого количества арсенопирита в синаккреционных метаморфогенно-гидротермальных жильных рудах представляется вполне закономерным. Вместе с тем, как показывает большой опыт исследований околожильных изменений вмещающих пород, золото-кварцевые жилы колымского типа сопровождаются незначительной (2-3 см) приальбандовой сульфидизацией. И, следовательно, основная часть метасоматических руд с мелкой и тонкой вкрапленностью золотоносных арсенопирита и пирита связана в большинстве случаев с постаккреционной активизацией в нижне- и позднемеловые этапы формирования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Эти руды нередко представляют «корневую систему» (нижний ярус оруденения) эпитеермальных золото-серебряных жил (Сидоров, Волков, 1998).

Таким образом, очевидна приуроченность большеобъемных золоторудных и золотосодержащих месторождений к постаккреционным металлогеническим зонам Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, с которым связаны также позднемеловые эпитеермальные золото-серебряные месторождения. Последние, как показали наши исследования, развивались унаследовано от до- и синаккреционных металлогенических эпох. Однако вклад постаккреционной минерализации в полихронные месторождения значителен, если не определяющий. Жильные эпитеермальные золото-серебряные месторождения представляют несомненным указателем особенностей размещения полихронных золотых и золотосодержащих олово-серебряных, медно(молибден)-порфировых и других комплексных руд жильно-вкрапленного типа.

Схема развития золоторудных месторождений получила подтверждение при анализе результатов изотопных анализов свинца. Так наиболее радиогенным оказался свинец из руд Майского месторождения, на котором до- и синаккреционная минерализация выражены крайне слабо. Значительно менее радиогенным является свинец Наталкинского месторождения, на котором существенно проявлена до- и синаккреционная минерализация (дегдеканский золото-пиритовый и колымский золото-кварцевый типы); свинец Нежданинского месторождения занимает промежуточное положение, что хорошо объясняется очевидными наложениями постаккреционной минерализацией, связанной с формированием Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Наименее радиогенным является свинец Кубакинского золото-серебряного месторождения, характеризующий наиболее древний источник рудного вещества в 2,8-3 млрд. лет (Горячев и др., 1997).

Анализ изотопного состава серы галенитов показал, что сера майских руд может считаться магматической, поскольку все полученные значения не выходят за пределы интервала (+4) - (-4), хотя первично магматическая сера и сера, экстрагированная из магматических минералов по изотопии не различимы (Omoto, Rye, 1979). Изотопный состав серы антимонитов и других сульфидов рассматриваемых месторождений - смешанный, с преобладанием отрицательных значений, показывает, что часть серы могла быть мобилизована из вмещающих пород, а часть поступала из магматических очагов. Максимально обогащенны легким изотопом серы арсенопириты и антимониты месторождений Нежданинское и Майское. Кроме того, для этих месторождений отчетливо устанавливается неоднородное распределение изотопного состава серы, отражающее, по-видимому, многоэтапную историю формирования руд. В целом для золото-сульфидных месторождений вкрапленных руд Севере-Востока России характерен сходный изотопный состав серы сульфидов, что свидетельствует о близости условий их формирования (Волков и др., 2002).

Результаты изотопных исследований подтверждают представления, что особенности рудообразования рассматриваемых месторождений связаны с коровыми и подкоровыми процессами тектоно-магматической активизации, а часть рудных компонентов могла быть привнесена из мантийных источников.

Таким образом, судя по структурному положению и минералого-геохимическим данным, крайние положения по источникам рудного вещества занимают золото-серебряное (существенно золотое, $\text{Au}:\text{Ag}=1:1$) месторождение Кубака в пределах чехла Омолонского кратонного террейна и Майское золото-сульфидное месторождение вкрапленных руд, связанное с постаккреционным Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Источники рудного вещества Наталкинского месторождения занимают промежуточное положение и приближены к синаккреционному золото-кварцевому оруденению колымского типа. Руды Нежданинского месторождения по своему

минералогическому составу и данным изотопии свинца в свою очередь занимают промежуточное положение между Майским и Наталкинским месторождениями. Все это согласуется также с нашими представлениями о сквозной золотоносности террейнов Колымо-Чукотской группы.

Модель формирования сереборудных гигантов

Рудные районы Востока России, включающие эпитермальные месторождения золота и серебра, обычно контролируются структурами постагрегационных вулканических поясов. При этом в размещении месторождений кроме известных рудоконцентрирующих разломов значительную роль играют сводовые структуры основания мезозой, на которых унаследовано развивались вулканоплутонические центры. По нашим представлениям металлогения рудных районов постагрегационных вулканогенных поясов связана, прежде всего, с геохимическими аномалиями в их разнородном фундаменте. Минеральные ассоциации достаточно крупных месторождений обычно хорошо отражают общую рудоносность конкретного рудного узла, а нередко рудного района и даже всей металлогенической провинции. В частности, поздние минеральные ассоциации чукотских месторождений Майского, Сопки Рудной показывают их тесную связь с сурьмяными и ртутными месторождениями рудного района; ассоциации месторождения Валунистого характеризуют иную (флюоритовую) специализацию Канчаланского рудного района. Ранние (допродуктивные) минеральные ассоциации эпитермальных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса характеризуют различные рудные районы фундамента – от редкометалльных оловоносных до монотонных арсенопирит-пиритовых. Высокие содержания мышьяка в песчано-глинистых неизмененных толщах верхоянского комплекса хорошо объясняют обилие арсенопирита в рудах эпитермальных месторождений в Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В эпитермальных золото-серебряных месторождениях и рудопоявлениях легко выделяются как продуктивные золотоносные, так и непродуктивные – ранние и поздние практически незолотоносные стадийные минеральные ассоциации. Ассоциации названы по типоморфным рудным минералам и имеют в большинстве случаев достаточно сложный минералогический состав. Естественно, что золотые и золото-серебряные парагенезисы сосредоточены в продуктивных ассоциациях. Однако незначительные их проявления почти всегда отмечаются в допродуктивных ассоциациях. В постпродуктивных ассоциациях золото-сереброносные ассоциации распространены тем значительнее, чем интенсивнее проявлена позднестадийная реювенация рудного процесса (Гончаров, Сидоров, 2000). Точно таким же образом минеральные ассоциации, связанные с еще более ранними осадочными или метаморфогенными процессами, обычно регенерируются, становясь совсем не чуждыми минеральным парагенезисам золотых и золото-серебряных месторождений. Сравнительно редко, как, например, в рудах Дуката и Нялвенги появляется и по-настоящему чуждая и наиболее высокотемпературная гелвин-гранатовая ассоциация, связанная с внедрением послерудных гранитоидов. Анализ минерало-геохимических ассоциаций в особенности «чуждых», позволил нам достаточно четко определить связи вкрапленных руд с жильными образованиями в главнейших рудных районах Северо-Востока Азии (Волков, Сидоров, 2001).

В медно(молибден)-порфировых (Песчанка на Чукотке и Бингем в штате Юта), олово-серебро-порфировых (Дукатский район) и золото-порфировых (Школьное, Колыма), даже при полевых исследованиях, всегда удается обнаружить родственные минеральные ассоциации, в том числе продуктивные, в допорфировой минерализации осадочных пород рамы. Более того, в Дукатском рудном районе нами было выделено два сопряженных рудноформационных ряда: ранний серебро-сульфидный и поздний олово-серебро-порфировый (Сидоров и др., 1989). При этом вулканогенные рудные процессы на месторождениях раннего ряда были прорваны оловоносными гранитоидами Охотско-Чукотского пояса с последующей реювенацией ранних гидротермальных систем.

На Северо-Востоке России выявлены сереборудные гиганты, ресурсы которых сопоставимы с ресурсами серебра в крупнейших месторождениях мира, таких как Потоси в Боливии и Гуанохуато в Мексике. Один из этих гигантов – месторождение Дукат – приурочен к внешней краевой зоне центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, другой «потенциальный» – Мангазейское месторождение – расположен среди палеозойских толщ, а третий – Прогноз находится в мезозойских породах Западного Верхоянья. Наряду с принципиально различным геологическим

положением и строением рудных районов этих разновозрастных месторождений отмечаются следующий важный элемент их родства – серебро-сульфидные зоны приурочены к краевым частям структур пологого залегания пород верхоянского комплекса (Т-Р-С). С.М.Тильман предполагал, что песчанико-сланцевые толщи верхоянского комплекса в этих структурах развивались как своеобразный чехол на погруженных блоках кратонного типа (Тильман и др., 1988). Кроме того, удивительным сходством обладают руды этих месторождений по набору минеральных ассоциаций (Сидоров, Волков, 2003).

Природа золото-серебруродного гиганта – Дукатского месторождения, представляющего ранний допорфировый ряд, не имела сколько-нибудь удовлетворительного объяснения. Однако после работ А.В.Костина и др. (1997) о сереброносной провинции Западного Верхоянья представляется вполне корректно предположить, что гранитизированные палеозойские толщи верхоянского комплекса в основании Омсукчанского (Дукатского) рифтогенного прогиба также, как и аналогичные толщи в Западном Верхоянье, характеризовались мощной стратиформной серебро-сульфидной минерализацией, которая и явилась основным источником рудного вещества при формировании позднемелового вулканогенного Дукатского месторождения.

В книге “Серебро” в разделе “Серебро-сульфидная (допорфировая) формация” нами детально охарактеризованы рудные образования уникального Дукатского серебруродного района (Сидоров и др., 1989). Этот район контролируется Балыгычано-Сугойским рифтогенным прогибом, представляющим наложенную на складчатые осадочные толщи верхоянского комплекса позднеорогенную межгорную впадину, сформировавшуюся в позднеюрское-меловое время по меридиональным и субмеридиональным разломам. Прогиб отделен этими разломами от сводовой структуры, сложенной терригенными и, вероятно, терригенно-карбонатными толщами перми, триаса и юры. В восточном направлении отмечено резкое погружение этих толщ под нижнемеловую угленосную молассу, перекрытую вулканогенными образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Рифтогенная природа прогиба подтверждается приуроченностью к нему (особенно по периферии) проявлений контрастного раннемелового и возможно юрского риолит-базальтового, габбро-диабазового, а на отдельных участках и ультрабазитового магматизма, при этом кислые разности магматических образований имеют резко выраженный ультракалийевый профиль. В пределах рудного района нами (Сидоров и др., 1989) было выделено два сопряженных рудноформационных ряда (рудных комплексов): ранний серебро-сульфидный и поздний олово(серебро)-порфировый.

В Западном Верхоянье в нижней части разреза верхоянского комплекса (C_3-P_1) выявлено Мангазейское месторождение, а выше по разрезу в отложениях среднего и верхнего триаса залегает месторождение Прогноз. Эти месторождения относятся к серебро-сульфидной формации и сопровождаются золото-серебряными, серебро-сурьмяными и олово-серебряными месторождениями сателлитами, представляющими полихронный рудноформационный ряд (рудный комплекс). Стратиформное серебро-сульфидное оруденение Мангазейского района, отнесенное к базовой формации, представляется не только допорфировым, но и, по всей вероятности, сингенетичным пермо-карбонному осадконакоплению (рис. 6). Вместе с тем, возраст серебро-сульфидного месторождения Прогноз, ряда порфировых и некоторых жильных олово-серебряных и золото-серебряных месторождений связывается с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией (Костин и др., 1997). При этом олово-серебряное оруденение проявлено только в связи с меловыми дайками и штоками гранит-порфиров (Костин и др., 1997).

Сравнивая минеральные ассоциации месторождений Дукатского и Мангазейского рудных районов, нетрудно обнаружить их металлогеническое родство (Сидоров, Волков, 2003). Однако оруденение Дукатского района тесно связано с вулcano-плутоническими комплексами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а в пределах Мангазейского рудного поля и месторождения Прогноз известны только единичные дайки кварцевых-порфиров. Что же касается минеральных ассоциаций олово(серебро)-порфирового рудноформационного ряда Дукатского района, то, с одной стороны, они обнаруживают определенные элементы родства с серебро-сульфидными минеральными ассоциациями, с другой – близки или даже аналогичны олово(серебро)-порфировым минеральным ассоциациям колымских рудных районов (Купольное, Эргелях и др.) (Сидоров, Волков, 2003). Возраст порфировых образований этих районов – позднемезозойский.

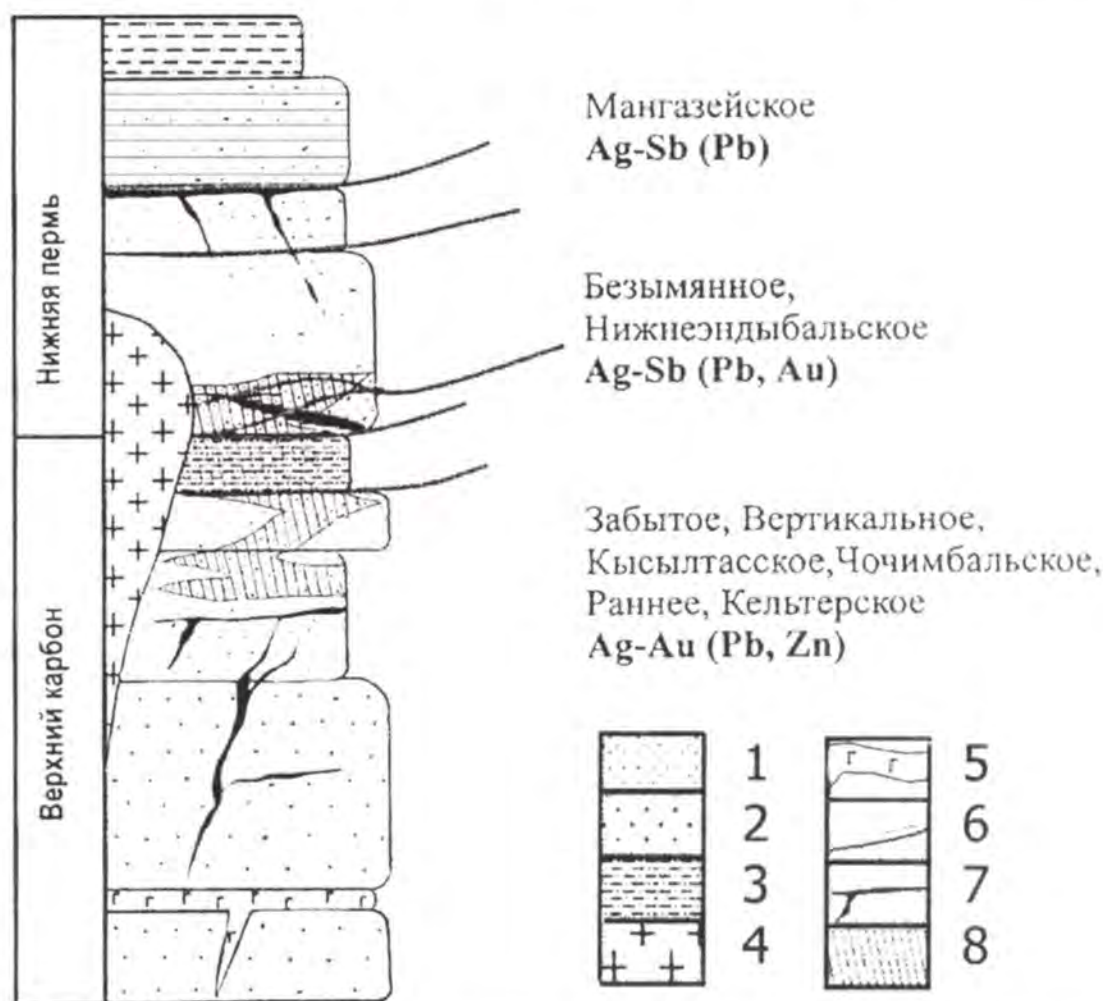


Рис. 6. Структурно-минералогическая модель серебряных месторождений Мангазейского рудного района (По А.В.Костину);

1 – мелкозернистые песчаники; 2 – среднезернистые песчаники; 4 – алевролиты; 5 – кварцевые порфиры; 6 – силлы и дайки диабазов; 7 – послойные срывы; 7 – секущие и согласные рудные тела; 8 – сульфидизированные песчаники

На диаграммах ураногенного свинца родство источников рудного вещества месторождений Дукатского и Мангазейского рудных районов представляется близким, несмотря на разный их возраст и различные условия отложения стратиформных, порфировых и жильных руд (рис. 7). Более того, на диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопный состав свинца этих месторождений близок и приурочен к контуру, объединяющему поле точек Яно-Колымской провинции (рис. 7).

В Дукатском рудном районе серебро-сульфидный и олово(серебро)-порфировый рудноформационные ряды сопряжены структурно и во времени, а также связаны близкими сереброносными минеральными ассоциациями. В рудных районах Верхоянья серебро-сульфидное вкрапленное стратиформное оруденение и некоторые пластовые жильные образования имеют, по-видимому, первоначально пермо-карбоновый возраст, а образование секущих серебро-

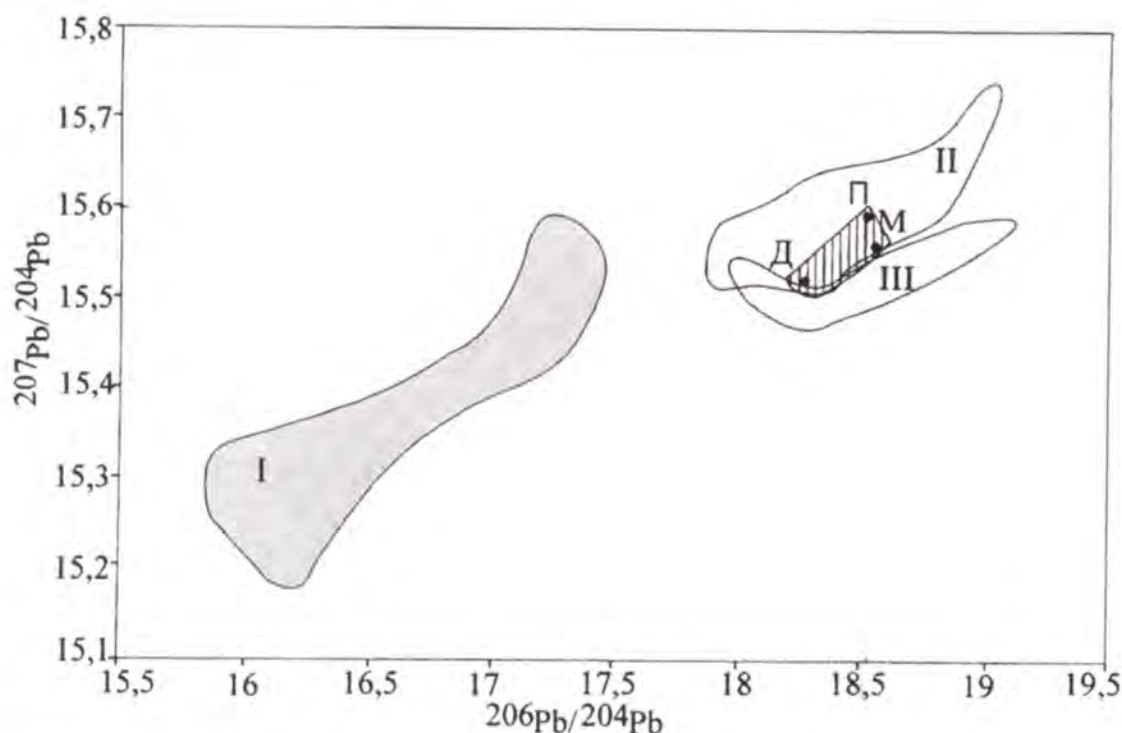


Рис. 7. Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, показывающая поля составов рудного свинца для рудных районов Северо-Востока Азии по Горячеву и др., (2000):

I - Омолонские, II - Яно-Колымские, III - Алазейско-Олойские. Заштриховано – поля составов этого же свинца для Мангазейского рудного района Западного Верхоянья по Костину и др., (1997); буквы на диаграмме: Д - свинец Дукатского месторождения, М - свинец Мангазейского месторождения, П – свинец месторождения Прогноз

полиметаллических жил месторождения Прогноз и многочисленные олово-(серебро)-порфировые месторождения и рудопроявления связаны с позднемезозойской тектоно-магматической активизацией. Однако определенное минералого-геохимическое родство руд этих разновозрастных образований также очевидно. Родственны, судя по диаграмме (рис. 7), источники рудного вещества характеризующих месторождений.

Основание Балыгычано-Сугойского прогиба сложено палеозойскими (пермо-карбоновыми) толщами верхоянского комплекса, с аналогами которых связаны серебро-сульфидные месторождения Западного Верхоянья (рис. 8).

Но в отличие от сравнительно простой истории развития рудных полей Мангазейского района для Дукатского района, приуроченного к этому прогибу, нами была разработана следующая достаточно сложная геолого-генетическая модель: 1 - зарождение грабен-прогиба на складчатых структурах верхоянского комплекса с стратиформными сульфидными залежами; 2 - раннемеловой ультракалийный магматизм и начало формирования серебро-сульфидного вкрапленного оруденения регенерационного типа; 3 - формирование угленосной нижнемеловой молассы и серебряного оруденения вкрапленно-жильного типа; 4 - зарождение позднемелового периферического очага монзонит-диоритовых магм и магмато-генно-гидротермальной системы, связанной с деятельностью Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 5 - зарождение периферического очага позднемелового интрузивно-вулканической купольной структуры и образование месторождений олово-серебро-порфирового ряда. Минеральный состав стратиформных серебро-сульфидных руд пермо-карбоновых толщ близок эпitherмальным рудам позднемелового Дукатского месторождения за исключением родонит-родохрозитовой минерализации и поздних

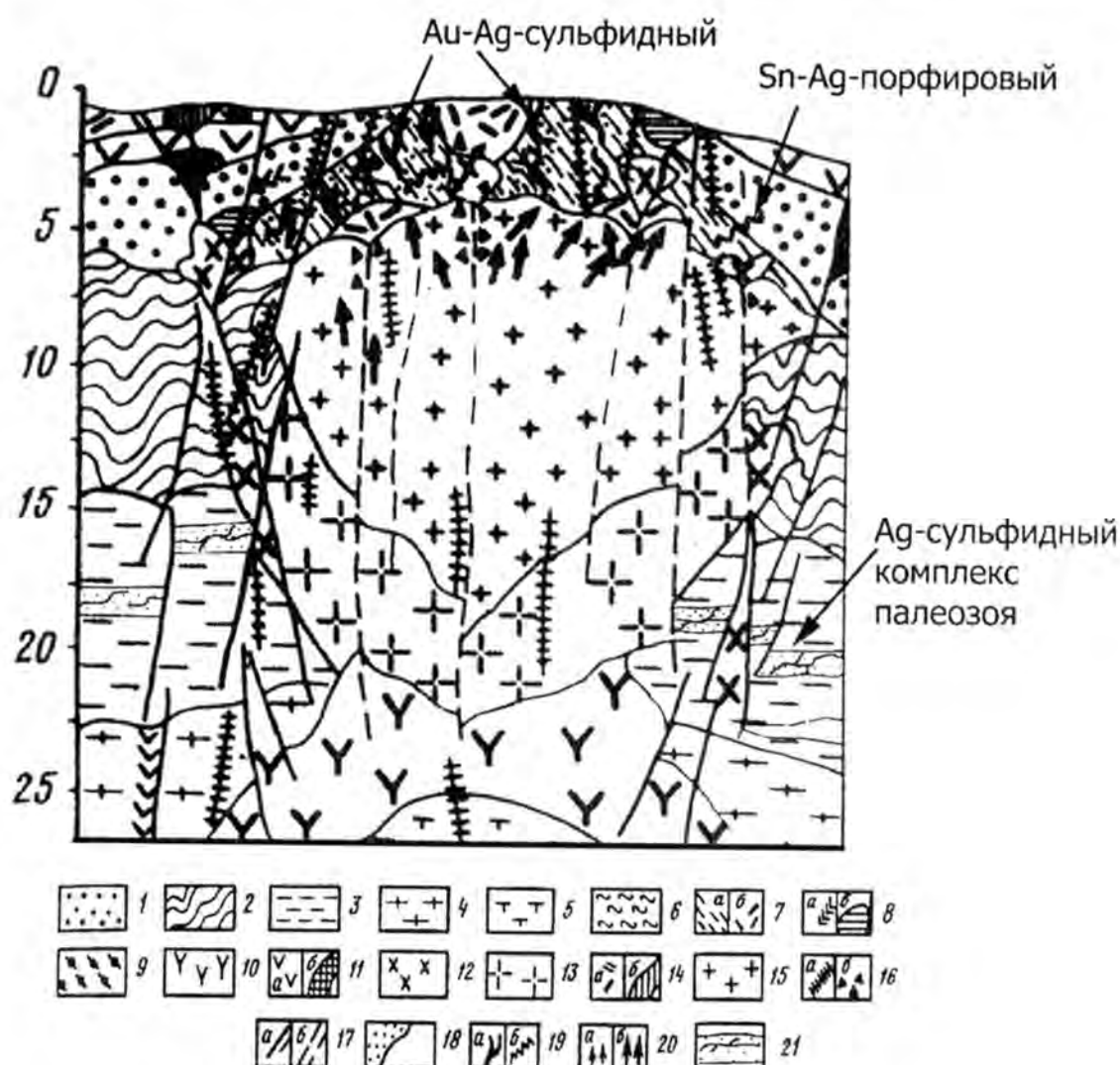


Рис. 8. Модель развития и взаимосвязей Au-Ag-сульфидного и Sn-Ag- порфирового оруденения на Северо-Востоке России (Балыгычано-Сугойский прогиб – Западное Верхоянье):

1 - нижнемеловая континентальная моласса; 2 - терригенный комплекс мезозой; 3 - вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс палеозоя; 4 - предполагаемые кристаллические сланцы и гнейсы архея; 5 - базальтовый слой; 6 - глубинный очаг кислой магмы; 7 - покровы ультракалийных риолитов, игнимбритов (а) и их экструзии (б); 8 - раннемеловые субвулканические тела и дайки субщелочных базальтоидов (а) и высококалийных риолитов (б); 9 - промежуточные очаги высококалийной гранитной магмы; 10 - ранне-поздне-меловые очаги андезитовой магмы; 11 - покровы (а) и субвулканические интрузивы (б) позднемеловых андезитов и диоритовых порфиров; 12 - интрузивы игнимбритов (а) и субвулканические тела липаритов (б); 13 - очаги гранитизации земной; 14 - позднемеловые покровы игнимбритов (а) и субвулканические тела базальтов (б); 15 - очаги гранитизации земной; 16 - дайки мел-раннепалеогеновых (?) базальтов (а) и эксплозивных брекчий (б); 17 - разломы глубокого заложения: структурообразующие (а), рудоконтролирующие (б); 18 - метаморфизм и вкрапленное оруденение периферических очагов; 19 - кварц-адуляровые (а) и кварц-родонит-родохрозитовые (б) жилы соответственно серебро-сульфидной и олово-серебро-порфировой формаций; 20 - направления трахематических флюидов (а) и постмагматических растворов (б); 21 - стратиформное серебро-сульфидное оруденение

скарноидных (гельвин-гранатовых) ассоциаций и, разумеется, олово-серебро-порфирового оруденения, которое также, как и в Мангазейском районе, наложено на серебро-сульфидные руды. Что же касается родонит-родохрозитовой минерализации, то ее развитие также легко объясняется с позиции регенерации стратиформных залежей в пермских марганценосных кремнисто-терригенно-карбонатных толщах, распространенных в смежных колымских районах (Шпикерман, 1998).

Таким образом, есть все основания полагать, что серебро-сульфидные руды Дуката образовались в допорфировый этап тектоно-магматической активизации в результате регенерации стратиформных сульфидных залежей в толщах верхоянского комплекса, родственных пермо-карбоновым толщам Западного Верхоянья и слагающих основание Балыгычано-Сугойского грабен-прогиба. Позднемезозойские (меловые) олово-серебро-порфировые месторождения входят в самостоятельный рудноформационный ряд (рудный комплекс), сопряженный в пространственно-временном отношении в пределах этого прогиба с дукатским рудным комплексом. В Мангазейском районе Западного Верхоянья порфировые месторождения пространственно сопряжены непосредственно с пермо-карбоновыми серебро-сульфидными залежами.

Выводы

Унаследованное развитие золотого оруденения в толщах верхоянского комплекса определяет важнейшие закономерности размещения месторождений в рудных районах постаккреционных металлогенических поясов Востока России, а также достаточно определенно объясняет сравнительно редкую рудность различных магм. Гигантские серебряные месторождения выявлены как среди палеозойских серебро-сульфидных залежей, так и среди их регенерированных позднемезозойских жильно-вкрапленных аналогов. Совместно они представляют единый полихронный рудноформационный ряд. Олово-серебро-порфировые месторождения обнаруживают определенные минералого-геохимические элементы родства с серебро-сульфидными месторождениями, но представляют совместно со своими жильными сателлитными образованиями самостоятельный монокхронный ряд.

В полихронных рудных месторождениях выявлены сложные взаимоотношения между вкрапленными и жильными рудами. Вкрапленные руды отлагались преимущественно в до- и постаккреционные этапы развития металлогенических зон, жильные - в синаккреционный интрузивно-метаморфогенный этап зеленосланцевого метаморфизма.

Крупные золоторудные месторождения в черносланцевых толщах связаны с углеродистыми и гидротермальными метасоматитами, в пределах которых установлена традиционная зональность жильных руд при отсутствии таковой во вкрапленных рудах.

В оловорудных районах распространены сульфидизированные титано-углеродистые метасоматиты с аксессуарами разнообразных самородных металлов, выявлены также повышенная золотность периферических зон этих метасоматитов. Состав последних показывает, что они возникли в результате деятельности флюидов, обладающих высокими восстановительными свойствами.

В рудных районах установлено многоярусное оруденение. Отмечены как сопряженные, так и независимые эпитермальные, порфировые и мезотермальные (гипабиссальные) глубинные ярусы.

В терригенном основании вулканоструктур рудных районов, с эпитермальными месторождениями, под экраном вулканических пород могут быть выявлены не только залежи тонковкрапленных золото-сульфидных руд, медно-порфировое, обогащенное золотом и серебром, или полиметаллическое оруденение, но и второй ярус чрезвычайно богатых эпитермальных жил. По аналогии с золото-серебряным месторождением Хисикари (Япония) второй ярус эпитермального оруденения в терригенном основании прогнозируется в пределах известных рудных полей в Охотско-Чукотском и Сихоте-Алиньском поясах Востока России, а также на Камчатке и островах Курильской гряды. В качестве первоочередных объектов для поисков могут рассматриваться рудные поля, расположенные во внешней зоне вулканических поясов, а также в раме тектонических окон и в пределах вулканокупольных структур, образование которых связано с поднятием терригенных пород фундамента.

Литература

1. Ариффулов Ч.Х. Зональность золото-серебряной минерализации на рудном поле в терригенной углеродистой толще // Труды ЦНИГРИ. 1979. В. 143. С. 68-76.
2. Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. М.: Магадан, 2001. 180 с.
3. Волков А.В., Сидоров А.А., Гончаров В.И., Сидоров В.А. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд Северо-Востока России // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 3. С. 179-197.
4. Гамянин Г.Н., Силичев М.К., Горячев Н.А., Белозерцева Н.В. Полиформационное золоторудное месторождение // Геология рудных месторождений. 1985. № 3. С. 86-89.
5. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Реювенация вулканогенных месторождений // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 16. С. 93-116.
6. Горячев Н.А., Чарч С.Е. Ньюберри Р.Дж. Контраст в свинцовоизотопных отношениях золоторудных месторождений Северо-Востока России и Аляски // Золотое оруденение и гриитоидный магматизм Северной пачифики. Магадан, 1997. С. 165-168.
7. Калинин А.И., Константинов М.М., Стружков С.Ф. Геологическое строение золото-серебряного месторождения Оляча, Омолонский массив // Руды и металлы. 2002. № 4. С. 41-46.
8. Константинов М.М., Косовец Т.М. Стратиформное золото-кварцевое оруденение в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 7-21.
9. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин В.В. и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. Якутск, 1997. 155 с.
10. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М. О связи месторождений золотоносных вкрапленных сульфидных руд с вулканогенным золото-серебряным оруденением // ДАН СССР. 1981. Т. 261. № 6. С. 1398-1401.
11. Сидоров А.А., Новожилов Ю.И., Дорофеев Д.А., Волков А.В. Золото-сульфидные месторождения вкрапленных руд // ДАН СССР. 1984. Т. 275. № 4. С. 941-944.
12. Сидоров А.А., Константинов М.М., Еремин Р.А. и др. Серебро. М.: Наука, 1989. 240 с.
13. Сидоров А.А. О геолого-генетическом моделировании рудных комплексов // ДАН. 1994. Т. 337, № 6. С. 794-796.
14. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан. ДВО РАН. 1998. 246 с.
15. Сидоров А.А., Волков А.В. Об особенностях совмещения жильных и вкрапленных руд в золото-сульфидных месторождениях // ДАН. 1998. Т. 362. № 4. С. 533-537.
16. Сидоров А.А., Волков А.В. Источники рудного вещества и условия формирования золоторудных месторождений (Северо-Восток России) // ДАН. 2001. Т. 376. № 5. С. 1-4.
17. Сидоров А.А., Волков А.В. О сереборудных гигантах России // ДАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 374-378.
18. Силичев М.К. Геологическое положение и особенности структуры Неждановского золоторудного месторождения // Геология рудных месторождений. 1970. Т. 12. № 2. С. 96-102.
19. Тильман С.М., Натапов Л.М., Парфенов Л.М. Аккреционная тектоника и металлогения Северо-Востока СССР // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 104-111.
20. Хельке А. Молодые вулканогенные золото-серебряные месторождения Карпатской дуги. М.: Изд-во Всесоюзной торговой Палаты, 1946. 480 с.
21. Ханчук А.И., Радкин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток, 1995. 68 с.
22. Хомич В.Г., Сафонов Ю.Г., Андреева М.Г. и др. Балейское рудное поле. М.: ЦНИГРИ, 1984. 270 с.
23. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958. 509 с.
24. Шпикерман В.И. Домеловая минерация северо-востока Азии. Магадан: СВНЦ, 1998. 334 с.
25. Izawa E., Urashima Yu., Iboraki K. at all. The Hishikari gold deposit: high-grade ep: thermal Veins in Quaternary Volcanics of southern Kyushu, Japan // Journal of geochemical Exploration. 1990. N 36. Pp.1-56.
26. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D., Gravin S., Yiefei J. The characteristics, origins, and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // Science in China (Series D). 2000. Vol. 43. Pp. 1-68.
27. Oumoto H & Rye R.O. Isotopes of sulfur and carbon // Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York, John Wiley, 1977. Pp. 509-567.
28. Richards J.P. Petrology and geochemistry of the Porgera gold deposit. Papua New Guinea // Epithermal gold mineralization of the Circum-Pacific. Elsevier, 1990. Vol. I. Pp. 141-201.
29. Sillitoe R.H. Gold-rich porphyry copper deposits; geological model and exploration implication // Geological Association of Canada. Special Paper 40, 1993. Pp. 465-478.
30. Significant Metalliferous Lode Deposits and Placer District for Russian Far East, Alaska, and the Canadian Cordillera. U.S. Geological Survey Open-File Report 96-513-B. 1997. 385 p.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КРУПНЫХ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

В.И.Гончаров, Ю.Я.Ващилов*, А.А.Сидоров**, А.В.Волков**, Н.А.Горячев**

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, Магадан

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Проблемы, связанные с изучением глубины зарождения рудно-магматических систем (РМС) Тихоокеанского пояса, в которых выявлены разнообразные по генезису и нередко уникальные по запасам золотые сульфидно-вкрапленные (часто с платиноидами) кварцево-жильные золото-серебряные, золото-редкометалльные, существенно серебряные, серебро-полиметаллические, колчеданные с золотом и серебром, золотосодержащие медно-молибден-порфировые и жильно-метасоматические сурьмяно-ртутные с золотом месторождения, уже более двух десятилетий находятся в сфере постоянных интересов как отечественных, так и зарубежных исследователей.

Определение глубины или хотя бы получение обоснованных представлений о глубине зарождения рудных месторождений – это, прежде всего, геолого-геофизическая проблема с соответствующими специфическими методами и способами изучения объектов исследования. Наиболее заметный вклад в решение этой проблемы для месторождений Тихоокеанского региона с разных концептуальных позиций внесен Д.Андерсоном, Е.В.Артюшковым, В.Л.Барсуковым, Б.И.Васильевым, Г.М.Власовым, Ю.Я.Ващиловым, А.Дзевонским, Н.Л.Добрецовым, Л.И.Красным, Ф.А.Летниковым, Ю.Ф.Мальпшевым, Л.А.Масловым, Ю.М.Пущаровским, Е.А.Радкевич, Н.П.Романовским, В.И.Суховым, И.Н.Томсоном, И.К.Туезовым, В.Е.Хайным, А.Д.Щегловым, Н.Inoue, T.Tanimoto.

Пожалуй, наиболее полно и всесторонне проблема глубинного строения рудно-магматических систем (РМС) Тихоокеанского сегмента Земли в целом рассмотрена в публикациях Н.П.Романовского, Дальнего Востока – в работах Г.М.Власова, а Северо-Востока России – в исследованиях Ю.Я.Ващилова. Геолого-генетическое изучение РМС Азиатской ветви ТП проведено А.А.Сидоровым, В.И.Гончаровым, Г.Н.Гамяниным, Н.А.Горячевым, А.В.Волковым, В.Г.Хомичем и многими другими исследователями – специалистами в области региональной металлогении.

В предлагаемой работе акцентировано внимание на геолого-геофизической характеристике глубинного строения, прежде всего, крупных благороднометалльных месторождений Северо-Востока Азии с широким использованием всех доступных материалов уже поименованных и других исследователей.

Рудно-магматические системы благороднометалльных месторождений Северо-Востока Азии как элементы Тихоокеанского пояса

Все известные крупные золотые (в т.ч. с платиноидами), золото-серебряные и существенно серебряные месторождения на Северо-Востоке Азии локализованы в континентальных структурах Тихоокеанского сегмента Земли (ТСЗ). Общепринято, что ТСЗ включает ложе Тихого океана и окаймляющие его структуры Тихоокеанского пояса (ТП). Внутренние границы ТП выделяются по системе глубоководных желобов, внешние же рассматриваются по двум системам признаков: как тектонического пояса – по кольцу мезозойских и кайнозойских складчатых сооружений; как металлогенического пояса – по площадям проявления гранитоидного магматизма мезо-кайнозойского возраста с сопутствующей металлогений. При этом в состав ТП включаются не только области сочленения складчатых сооружений мезозоя-кайнозоя, окраинно-континентальные (Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алиньский) и некоторые внутренние (Уяндино-Ясачненский) вулканогенные пояса, а также срединные массивы (микроконтиненты) (Охотский, Омогонский), но и активизированные окраины прилегающих к ТП древних кратонных структур Азиатского континента (Романовский, 1999).

По мнению большинства исследователей Тихоокеанского сегмента Земли, магматизм и металлогения этого региона обусловлены прежде всего глубинной дифференциацией вещества в условиях длительно и активно проявляющегося сочленения тихоокеанской плиты с мегаструктурами окружающих материков, и в том числе Азиатского.

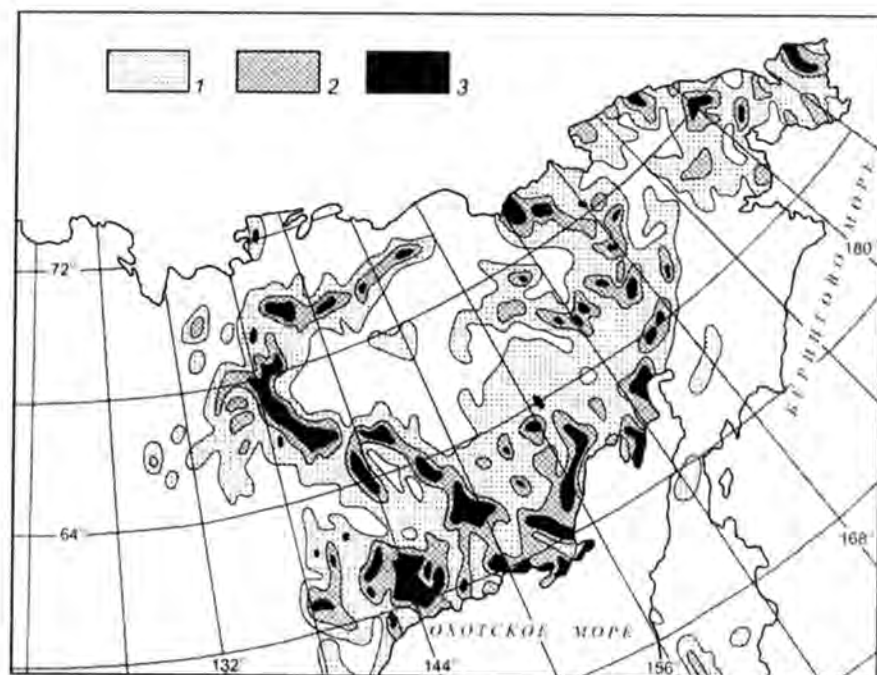


Рис. 1. Районы распространения мезозойских гранитоидов на Северо-Востоке Азии (по Н.П.Романовскому). Доля гранитоидов в % от площади ореолов магматизма: 1 - до 10; 2 - до 25; 3 - более 25

В металлогеническом отношении исключительно важным представляется четкая, хотя и неравномерно пространственно распределенная, приуроченность к ТП продуктов гранитоидного магматизма (интрузивов и комагматических вулканитов, включая эффузивы, их туфы, субвулканические интрузивы и петрохимически разнотипные дайки), с которыми генетически связано формирование в позднем мезозое-кайнозое всего структурно-геологического и минералогического разнообразия рудно-магматических систем (РМС) этой глобальной структуры.

С геолого-геофизических позиций РМС – это генетически и парагенетически связанное сообщество разноглубинных и с различным уровнем организации структур и геологических тел (охватывающих области генерации, переноса и локализации минерального вещества) со своим набором физических, петрофизических, петрохимических и металлогенических признаков, появление которого было обусловлено одно или многоактной тектономагматической активизацией блока земной коры и сопровождалось формированием специфического эндогенного оруденения на глубинах, обеспечивающих появление геохимических барьеров (температурного, кислотно-щелочного, окислительно-восстановительного и др.), вызывающих рудоотложение.

С металлогенической точки зрения РМС соответствуют по масштабу рудным узлам и рудным районам.

При геолого-геофизических исследованиях для решения вопроса о глубине формирования РМС принято использовать данные о характере размещения, морфологии и концентрации гранитоидных массивов; о металлогенической специфике и распределении структурно-металлогенических зон; о рельефе и геоморфологических особенностях изучаемого участка Земли; о характере гравитационных полей и результатов их количественной интерпретации; об интенсивности теплового потока; о строении сейсмографических срезов на различных глубинах; о характере поверхности раздела ядро-нижняя мантия.

В Азиатском сегменте ТП концентрации гранитоидов, установленные путем построения изолиний насыщенности интрузивами элементарных ячеек площадью $1^\circ \times 1^\circ$ со значениями 10% и более (Романовский, 1999), фиксируется четковидная цепочка крупных ($1,5-2,0$ тыс. км²), обычно изометричных, но иногда субкольцевой формы тектономагматических мегаструктур с магматизмом гранитоидного ряда, прослеживающихся вдоль окраинных морей от Чукотки через Приморье и Восточный Китай до Индокитая (рис. 1).

С гранитоидами, комагматическими им вулканитами и магматитами иных генетических типов в тесной пространственной и временной ассоциации находятся многочисленные проявления

эндогенных руд халькофильной (Cu, Au, Ag, Sn, Pb, Zn, Hg, As, Sb, Bi, Se, Te), иногда сидерофильной (Fe, Co, Ni, Mo) специализации.

Особенностью всех звеньев ТП является наличие контрастных аномалий в проявлении уровней (абсолютных высот) земной поверхности. В Азиатском сегменте ТП система горных хребтов и нагорий, в отличие от Американского, характеризуется меньшими высотными отметками и гораздо более сложной конфигурацией (Романовский, 1999).

Основными источниками тепла земных недр, по мнению А.Е.Рингвуда (Ringwood, 1960), является энергия, возникающая за счет гравитационной дифференциации, химических и фазовых превращений вещества. По данным И.К.Туезова (1988), усредненные значения теплового потока на континентах составляют (в мвт/м²) для кратонов, каледонских и герцинских структур – 60, для мезозойских структур – 95, для кайнозойских – 87. В пределах ТП максимумы тепловыделения достигают 100–300 мвт/м². В Охотском море тепловыделение достигает 375 мвт/м². По имеющимся оценкам скорости кондуктивного переноса тепла в литосфере можно предположить, что аномалии теплового потока, установленные для уровня современного эрозионного среза, обусловлены глубинными процессами в верхней мантии и астеносфере (Романовский, 1999).

На Северо-Востоке России разломы, контролирующие магматизм и рудопроявления Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП), уходят до глубин 80–120 км, на которых располагается кровля астеносферы. Они разделяют здесь области с развитым и редуцированным (или полностью отсутствующим) гранитным слоем. Область с развитым гранитным слоем включает в себя мезозойские и срединные массивы, с редуцированным гранитным слоем – территории и акватории мезо-кайнозойской складчатости. На примагаданском звене ОЧВП по глубинному разлому происходит разуплотнение пород литосферы в направлении области с развитым гранитным слоем на величину около 0.05 г/см³. Здесь же широко распространены мезозойские и палеозойские гранитоидные массивы, которые отсутствуют в области с редуцированным «гранитным» слоем. В таких зонах и центрах вероятно и происходила разрядка запасов внутриземной тепловой энергии в виде тектономагматических событий, сопровождавшихся рудогенезом.

На основании приведенных данных можно сделать вывод, имеющий прогностический характер: размещенные на различных уровнях в разрезе литосферы очаги базальтоидного и гранитоидного магматизма и сопутствующей металлогении отражены на дневной поверхности как рудно-магматические системы.

Все РМС в Азиатской части ТП имеют глубинные, достаточно проявленные корни, форма и размеры (площадь сечения, протяженность на глубину) которых определяются характером глубинных геодинамических процессов, воздействующих на вещество мантии и коры (Романовский, 1985, 1999).

Для оценки степени непрерывности корневых колонн разуплотненного вещества особый интерес представляют данные сейсмической томографии Ф.Инно (1990) и Т.Танимото (1987). Согласно этим данным, под ТП на глубине 80–150 км присутствует малоплотная, разогретая, пластичная мантия с низкими скоростями прохождения сейсмических волн. Сделано допущение, что именно этот геосферный интервал ответственен за формирование РМС. По данным этих же исследователей зоны низкоскоростной мантии достаточно уверенно трассируют субкольцевую структуру Тихоокеанского рудного пояса по всему ее периметру на границе раздела верхней и нижней мантии (670 км) и участками на глубине 1200 и 2300 км. На меньших глубинах (318, 421, 546 км по Т.Танимото и 480–640 км по Ф.Инно) структуры ТП аномалиями пониженных скоростей не фиксируются.

Признаки наиболее глубинных корней РМС в пределах ТП предполагаются по понижению поверхности раздела нижняя мантия – ядро Земли. На глубине 2900 км зафиксированы не сплошные зоны понижений поверхности раздела, а две обширных области понижений, одна из которых находится в пределах Азиатского, а другая – Южно-Американского звеньев ТП.

В предполагаемых субвертикальных колоннах энергомассопереноса, согласно расчетам геофизиков, существуют многочисленные и значительные по вертикали перерывы. Их проявление может быть связано с различными причинами: и, в том числе, с многократной пульсационной деятельностью глубинных очагов (плюмовых систем), и с рифтообразованием, и с конвективным

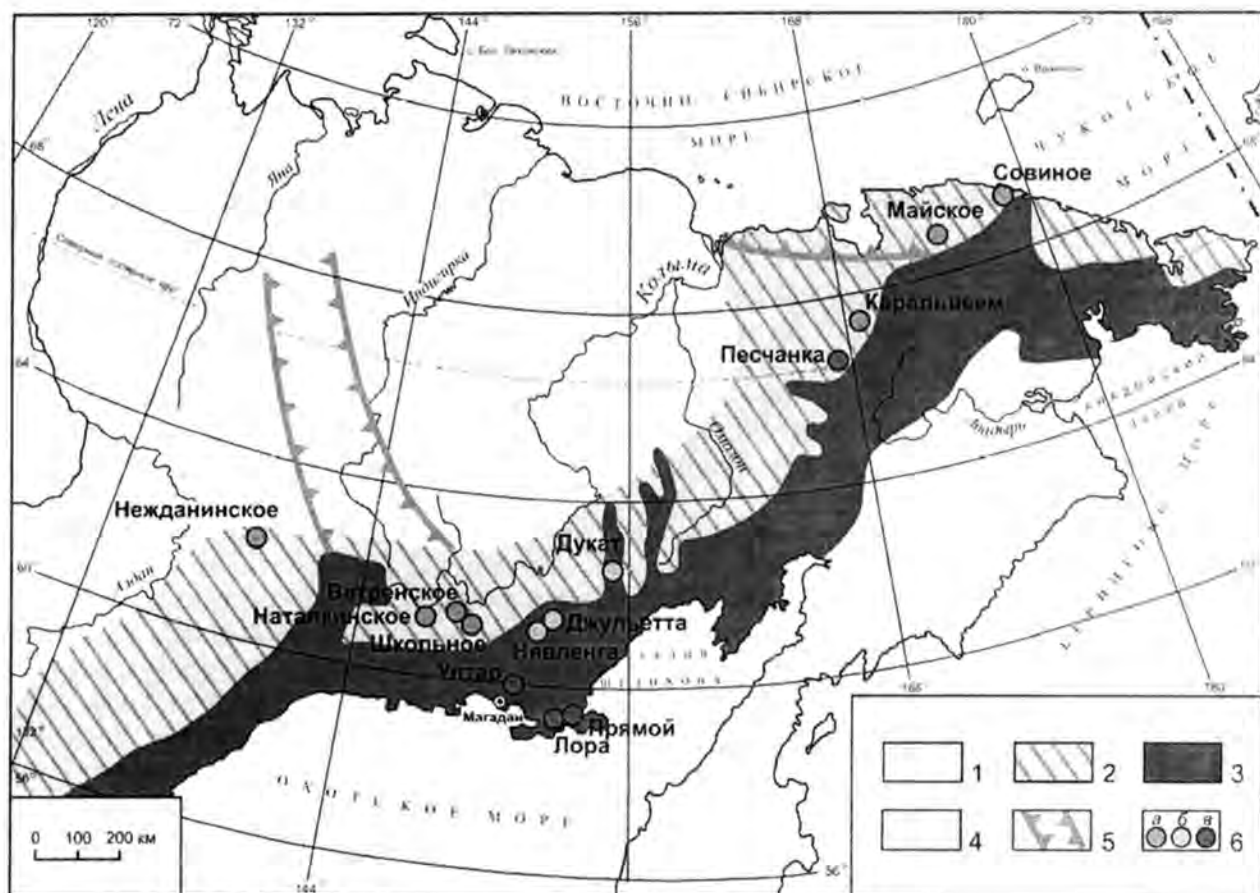


Рис. 2. Схема размещения крупных благороднометалльных месторождений на площади основных геологических структур Северо-Востока России:

1 - Верхояно-Чукотская складчатая область, 2 - Охотско-Чуанская область тектономагматической активизации (перивулканическая зона), 3 - Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 4 - Корякско-Камчатская складчатая область, 5 - Рифтогенные структуры, 6 - Месторождения: а - золотые, б - золото-серебряные, в - золото- и серебросодержащие

перемещением значительных объемов мантийного вещества и связанных с этим коллизионных процессов в верхних горизонтах литосферы и с другими причинами.

Глубинное строение благороднометалльных РМС и месторождений Северо-Востока России

О глубинном строении благороднометалльных РМС и их месторождениях, широко распространенных на Северо-Востоке России, наиболее общие представления получены по результатам интерпретации гравиметрических наблюдений.

Выполнено геолого-геофизическое изучение глубинного строения и динамики развития наиболее известных РМС Северо-Востока Азии: золото-сульфидных вкрапленных - Наталкинской, Майской (Чукотка), Совиное; золото-редкометалльной - Школьной; золото-серебряных - Карамкенской, Кубакинской и существенно серебряной - Дукальской (рис. 2, таблица 1).

Методика исследований

Строение литосферы на Северо-Востоке России изучалось преимущественно на базе новой самодостаточной методологии интерпретации аномалий силы тяжести (Вашилов, 1993, 1995; Вашилов и др., 2002). Она позволяет независимо от других геофизических методов и данных

Таблица 1

Крупные и уникальные месторождения золота и серебра

№№ п/п	Месторождение	Тип месторождения	Запасы + ресурсы металла, т	Добыто, т	Содержание, г/т
Месторождения Северо-Востока Азии					
1	Наталкинское	Золотой	1600	85	2-5
2	Майское*	Золотой	450	-	8-10
3	Совиное	Золотой	200	-	5-12
4	Школьное*	Золото-редкометалльный	125	10	10-20
5	Карамкенское*	Золото-серебряный Au Ag	160 2400	45 675	8-10 120-150
6	Дукатское	Серебряный с золотом Ag Au	16000 32	2200 4,4	500 1
7	Кубакинское*	Золото-серебряный Au Ag	240 240	85 85	10 10
8	Нежданинское	Золотой	1500	20	5
Месторождения других регионов					
9	Мурунтау	Золотой	5500	2000	3,9
10	Сухой Лог	Золотой	1100	-	3
11	Кумтор	Золотой	700	200	2,6-5,7
12	Олимпиада	Золотой	650	150	4-5
13	Васильковское	Золотой	300	-	2-3
14	Балейское**	Золото-серебряный Au Ag	600 9000	300 4500	10-20 150-300
15	Калгурли	Золотой	1800	1450	13
16	Поркьюпайн	Золотой	1800	1500	10
17	Хоумстейк	Золотой	1600	1500	5-7
18	Бендиго	Золотой	850	850	12

Примечание: * по данным В.И.Гончарова; ** включая Тасеевское

определять глубины квазигоризонтальных границ расслоения в земной коре и верхней мантии, такие как кровля «гранитного» и базитового слоев, поверхности Мохоровичича (основание земной коры М), глубины или порядок глубин заложения или проникновения блоков и ограничивающих их разломов, строить 3-мерные (3D, объемные) плотностные модели литосферы и трансформировать их в геолого-петрологические.

Теоретическую основу методологии составляют:

1) представление о преимущественно блоковой форме источников аномалий силы тяжести в противоположность с бытующими взглядами, связывающими их происхождение с колебаниями квазигоризонтальных границ расслоения литосферы;

2) выявленная закономерность в сочетании плотностных неоднородностей в форме блоков с поверхностями расслоения литосферы – нижние и верхние ограничения плотностных неоднородностей – блоков формируют квазигоризонтальные поверхности;

3) разработанные авторами новые методы количественной интерпретации аномалий силы тяжести в классе блоковых моделей источников аномалий.

Определенные преимущества гравиметрии перед методами ГСЗ заключаются в следующем. Во-первых, для изучения структуры и вещественного состава литосферы по гравиметрическим данным нет необходимости в проведении дорогостоящих полевых работ. Вся территория России и большие площади в других странах, а также акваторий морей и океанов уже покрыты гравиметрической съемкой разного масштаба. Стоимость изучения литосферы гравиметрическими методами ныне определяется лишь стоимостью интерпретации. Во-вторых, площадной характер гравиметрических съемок позволяет изучать глубинную структуру в рамках реальной 3-мерной модели среды, в то время как ГСЗ свойственна, главным образом, профильная форма исследования геологической среды с использованием методов интерпретации, разработанных для абстрактных 2-мерных (т.е. имеющих бесконечное простирание) моделей. В-третьих, в глубинных сейсмических исследованиях существует проблема определения скорости распространения сейсмических волн. Без данных о скорости глубинные разрезы превращаются в разрезы временные, когда по вертикальной шкале откладывается двойное время прихода сейсмической волны в методе отраженных волн. В-четвертых, скоростные характеристики среды, если они все-таки получены, используются для суждения о вещественном составе опосредовано – путем пересчета скорости в плотность по достаточно упрощенным эмпирическим формулам.

Отправным пунктом любых геофизических исследований структурно-вещественных характеристик земных недр является изучение физических свойств образцов горных пород на поверхности и вблизи поверхности, а также физических свойств пород в их естественном залегании. Последний подход, когда он используется для петрофизического изучения достаточно мощных толщ и больших глубин, носит уже ярко выраженный интерпретационный характер. Так, для определения плотностного разреза литосферы Северо-Востока Азии до глубин около 120 км использовался разработанный нами метод плотностного зондирования, включающий интерпретацию аномалий силы тяжести типа региональной гравиметрической ступени на магаданском звене ОЧВП. Полученные данные об абсолютных значениях плотности (при интерпретации аномалий силы тяжести получают лишь величины контрастной плотности, т.е. скачок плотности в горизонтальном направлении) были распространены на территорию всего северо-востока России и Дальнего Востока и некоторые участки акваторий Охотского и Восточно-Сибирского морей, где проводилась сплошная по площади интерпретация аномалий силы тяжести.

На Северо-Востоке России проведены обширные петрофизические исследования, включающие в себя изучение плотности (Вашилов и др., 1982). Детальная плотностная характеристика интрузивных, вулканогенных и осадочных горных пород внутренней (материковой) части ОЧВП показывает, что меловые вулканогенно-осадочные породы обладают заметно пониженной плотностью в сравнении с подстилающими терригенными породами верхоянского комплекса. Грабены, выполненные вулканогенно-осадочными образованиями мощностью 1,5-2,0 км (по результатам интерпретации аномалий силы тяжести), выделяются как минимумы поля силы тяжести, выступы основания – как локальные максимумы. Локальными минимумами поля силы тяжести в материковой части ОЧВП обладают гранитные массивы. Граниты имеют систематически

заниженную плотность по отношению к отложениям верхоянского комплекса, но большую в сравнении с меловыми вулканогенно-осадочными породами.

Ниже будут приведены геолого-геофизические характеристики глубинного строения наиболее крупных РМС с месторождениями различных генетических и минералого-геохимических типов

Омчакская РМС. Наталкинское месторождение

Омчакская РМС с Наталкинским, Омчакским и Павликовским плутогенными месторождениями является типоморфным элементом Яно-Колымского золотоносного пояса. Характерной особенностью района локализации изученной РМС является широкое распространение зон концентрации структур с линейной (продольной и диагональной) и брахиморфной типами складчатости, многочисленных разломов разных простираний при ведущей роли северо-западных, гранитоидных плутонов и даек от основного до кислого состава, сгруппированных в пояса и узлы, а также поясов регионального зеленосланцевого (участками эпидот-амфиболитового) метаморфизма (Гельман, 1976).

Золото-кварцевое оруденение рудного района замкнуто в пределах двух крупных структурных элементов Яно-Колымской складчатой области - Иньяли-Дебинского синклинория и Аян-Юрхского (вместе с Нерским) антиклинория. На месторождении Дегдекан, расположенном северо-западнее Омчакского узла, выявлены ксенолиты метаморфических пород (гранат-биотитовые плагиогнейсы), которые могут служить косвенным указанием на наличие в основании пермского разреза дорифейского кристаллического фундамента.

Тенькинский глубинный разлом, с которым пространственно связаны Омчакский рудный узел и его главный объект - Наталкинское месторождение, фиксируется на графиках Δg симметричными аномалиями и интерпретируется валообразным поднятием фундамента складчатой области (Вашилов, 1970). В апикальной части этого вала мощность отложений верхоянского терригенного комплекса составляет 4 км, увеличиваясь в стороны от него до 5-6 км и более. Валлообразное поднятие по простиранию разлома ундулирует - разобщается на самостоятельные валы меньших порядков.

На участках замыкания антиклинальных складок отмечаются системы веерообразных разломов, направления которых в какой-то мере совпадают с направлением виргаций складок. Подобные геометрические рисунки дизъюнктивных структур в пределах антиклиналей характеризуют овальные магматогенные купола и брахиантиклинальные складки диапировой природы.

В геологическом строении района принимают участие геосинклинальные отложения перми и триаса, образующие непрерывный разрез общей мощностью около 6-7 км (рис. 3).

В крайне незначительном количестве распространены вулканогенные образования нижнего мела. Меловые отложения с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на отложениях перми, образуя маломощные покровы и небольшие субвулканические тела. Толща осадочных пород прорвана рядом гранитоидных тел и даек различного состава и возраста. Большая часть гранитоидных тел по геофизическим данным располагается на глубине, где они образуют структурно обособленный пояс с вертикальной протяженностью до 10 км. По системам разломов от массивов, не выходящих на поверхность, ответвляются крупные апофизы, во фронтальных частях которых размещаются золоторудные узлы типа Омчакского. Плутоны сложены пестрой гаммой пород от габбро и пироксенитов до лейкогранитов и гранит-порфиров.

Оруденение проявлено на фоне глубокого катагенеза и начального зеленосланцевого метаморфизма пород. В золоторудных полях метаморфизм обычно сочетает в себе одновременно признаки регионально-контактового, дислокационного и гидротермального метаморфизма.

В пределах Наталкинского месторождения из магматических образований распространены только дайки и силлы спессартитов, порфиритов и риолитов, размещенные параллельно рудным зонам. Намечается гомодромная последовательность формирования даек от древних к более молодым. Дайковые тела рассекают метаморфогенные жилы кварцевого состава с небольшим количеством хлорита и кальцита и вместе с ними содержат более позднюю рудную минерализацию.

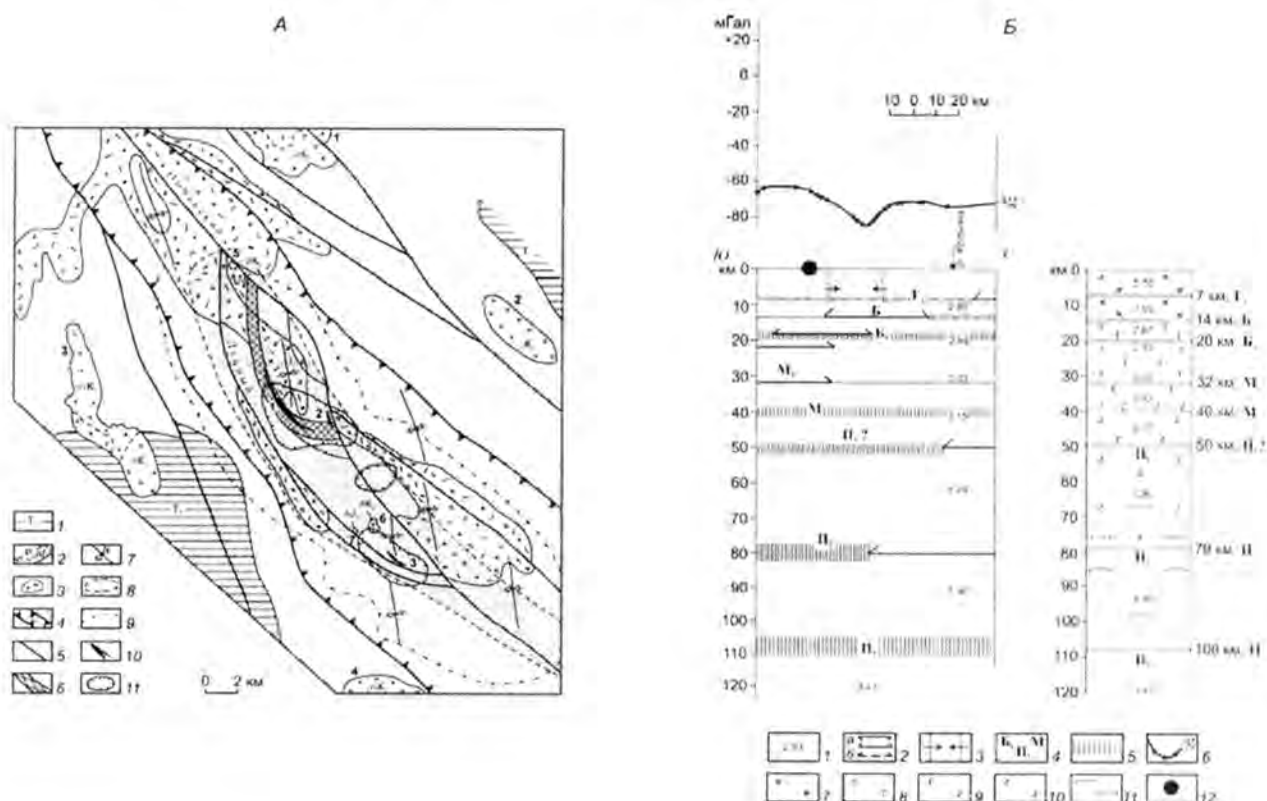


Рис. 3. А) Структурная схема Омчакской рудно-магматической системы (Гончаров и др., 2002):

1 - алевро-глинистые отложения нижнего триаса; 2 - пермские отложения; 3 - гранитоидные массивы раннемелового возраста; 4 - границы Тенькинского глубинного разлома (Карелин, 1985); 5 - разломы; 6 - Наталкинская разрывная зона (Машко, 1949); 7 - оси синклинальных складок; 8 - стильномелановая субфация зеленосланцевой фации регионального метаморфизма (Eremin et al., 1994); 9 - контур Омчакского рудного узла по шлиховому ореолу (Володин, 1962); 10 - золоторудные месторождения: Наталкинское (1), Омчакское (2), Павликовское (3); 11 - участки повышенной проницаемости горных пород, проявленные локальными аномалиями U и K (Кузьмин, 1979).

Массивы: 1 - Нечинский, 2 - Мираж, 3 - Интриганский, 4 - Тенгкечан; штоки: 5 - Бутуз, 6 - Ванин; силообразное тело: 7 - Вилкинское.

Б) Глубинное строение Омчакской РМС по гравиметрическим данным:

1 - плотность пород, г/см^3 , 2 - верхние и нижние ограничения плотностных неоднородностей, 3 - вертикальные ограничения плотностных неоднородностей, 4 - индексы поверхностей расслоения литосферы: Б - кровля базитового слоя, Б₁ - поверхность внутри базитового слоя, М₁ - кровля базит-гипербазитового слоя, М - поверхность Мохо, П₁, П₂ - подкоровые поверхности, 5 - квазигоризонтальные поверхности раздела, 6 - кривая силы тяжести, 7-11 - предполагаемый разрез литосферы: 7 - граниты, 8 - базиты, 9 - базиты-гипербазиты, 10 - гипербазиты, 11 - эклогиты, 12 - позиция Наталкинского месторождения

Геологические тела различной природы отвечают следующей схеме последовательности их формирования:

зоны метаморфогенной сульфидизации (P_2 - J_1) → метаморфогенные жилы (J_1) → дайки спессартитов, порфириров (J_3) → дайки риолитов (J_3) → основные магматогенные гидротермальные руды → массивы и штоки гранитоидов (J_3 - K_1) → тела риолитовых брекчий (K_2) →

близповерхностные жильно-прожилковые тела халцедоновидного кварца → тела кварцевых диоритов (K_2).

Представленная схема свидетельствует, по крайней мере, о трех крупных тектономагматических событиях в рудном районе – позднеюрском, позднеюрско-раннемеловом и позднемеловом.

Геологическое строение Наталкинского рудного поля определяется развитием складчатых сооружений, нарушенных сложной системой разрывных нарушений. Складчатой структурой первого порядка для Наталкинского рудного поля является Тенькинская антиклиналь северо-западного направления. Основная складчатая структура второго порядка – Наталкинская синклиналь. По своему типу она может быть отнесена к брахиструктуре.

Разрывная тектоника на Наталкинском месторождении в значительной мере определяет структурный план месторождения. Преобладают продольные относительно складчатой структуры и поперечные к ней разрывные нарушения. Первые имеют преимущественно северо-западное простирание, вторые – северо-восточное и широтное. Главной тектонической структурой рудного поля является Наталкинская разрывная зона, основными разломами которой являются Главный и Лунный, оперяющие Омчакский разлом.

Гравиметрические исследования, выполненные по профилю р. Кулу – р. Колыма через площадь Омчакского рудного узла свидетельствуют о наличии региональной аномалии отрицательного поля силы тяжести (67-72 мГал) с увеличением ее интенсивности до 88 мГал в пределах структуры рудного узла.

Глубинное строение района Омчакского РМС типично для литосферы материкового типа и иллюстрируется (рис. 3). На площади рудного узла на глубине 7 км отмечено вертикальное ограничение плотностной неоднородности с возрастанием разуплотнения к центру структуры. На этой же глубине предполагается залегание основания терригенных отложений верхоянского комплекса, имеющих плотность 2.65-2.70 г/см³.

Подобные вертикальные ограничения на больших глубинах не зафиксированы. На глубине 14 км уверенно установлено нижнее ограничение плотностной неоднородности, совпадающее с кровлей базитового слоя с плотностью пород 2.85 г/см³. Несколько ниже, на глубине 20 км выявлена квазигоризонтальная поверхность раздела с уверенно определенным нижним ограничением плотностной неоднородности внутри базитового слоя. Плотность пород на этом уровне составляет 2.93 г/см³. На большей глубине – 32 км зафиксирована кровля базит-гипербазитового слоя с плотностью пород 3.03 г/см³. Поверхность Мохо, установленная по квазигоризонтальной поверхности раздела на глубине 40 км, характеризуется породами с плотностью 3.15 г/см³. Далее на отметках 50, 79 и 108 км обнаружены квазигоризонтальные подкоровые поверхности раздела с плотностями пород, соответственно, 3.24, 3.36 и 3.43 г/см³.

Аномальное понижение силы тяжести на площади рудного узла вероятно связано с двумя возможными причинами. Во-первых, с высокой степенью тектонической нарушенности (разуплотнением пород) рудного поля. Во-вторых, с присутствием на глубине гранитоидного массива, о чем свидетельствует ряд косвенных признаков: положение рудного поля месторождения, как локальной структуры, на площади более крупной интрузивно-купольной Омчакской, развитие позднеюрско-раннемелового дайкового магматизма диорит-гранодиоритовой ассоциации, приуроченность месторождения к зоне регионально-контактового влияния гранитоидов в своде Тенькинской антиклинали, развитие продуктов прогрессивной зеленосланцевой фации метаморфизма (Гончаров и др., 2002).

Основная роль, которую, по-видимому, играли гранитоидные очаги, размещенные в гранитном слое под рудным узлом, сводилась к формированию интрузивно-купольной структуры и к созданию мощного теплового фронта, вызвавшего контактовый и региональный метаморфизм вмещающих толщ и направленную миграцию рудного вещества в тектонически ослабленные зоны и структурные ловушки. Наиболее крупными и глубоко проникающими в земную кору разуплотненными зонами являются структуры Тенькинского разлома, включающие Омчакский и оперяющие его Главный, Северо-Восточный, Лунный и др. нарушения. Интервал глубин, на которых располагается интрузивное тело, по данным гравиметрии составляет 6-8 км. Вероятно, это периферический магматический очаг, корни которого, скорее всего, уходят в астеносферу.

Отсутствие «геофизических» следов корневой системы возможно связано с горизонтальными перемещениями блоков земной коры в результате коллизионных процессов.

Можно предположить, что с зарождением и активизацией магматического очага под литосферой (поздняя юра – ранний мел) связано образование многочисленных дорудных даек спессартитов. Основной магомпроваждающей структурой этого периода на площади рудного поля является зона Тенькинского разлома, имеющая значительную глубину заложения. Отделение расплава на большой глубине подтверждается присутствием в дайках ксенолитов гранат-биотит-силлиманитовых гнейсов. С этим согласуется также то обстоятельство, что по содержанию стронция спессартиты Наталкинского месторождения напоминают континентальные толеиты, отражающие состав исходной слабодифференцированной базитовой магмы, имеющей подкоровый уровень генерации. Об этом же свидетельствуют и значительные («мантийные») концентрации никеля (152.9 г/т) и кобальта (45.9 г/т) в спессартитах, а также присутствие в рудном поле трех локальных аномалий урана и калия. Возможно этим же обстоятельством можно объяснить высокие платино- (до 10 г/т) и палладиенность (до 9 г/т) руд Наталкинского месторождения (Гончаров и др., 2002).

С деятельностью глубинных магматических очагов, вероятно, связано и появление в бассейне осадконакопления при формировании толщ верхоянского комплекса первично рассеянного золота, отделявшегося из расплавов среднекаменноугольной – среднеюрской эпохи тектономагматической активизации и мигрировавшего в бассейн осадконакопления в составе магматогенных флюидов и затем накапливавшегося в осадочно-гидротермальных и метаморфогенных сульфидах железа и мышьяка – пирите и арсенопирите.

Активизация глубинного магматического очага происходила и на позднемеловом этапе развития рудного поля, что связано со становлением ОЧВП вдоль зоны Главного регионального глубинного разлома, ответвления которого контролируют размещение небольших по площади покровов эффузивов и малоглубинных субвулканических интрузивов и на площади Омчакского рудного узла в его юго-восточной части.

Как видно из приведенного, формирование глубинной структуры Наталкинского месторождения обусловлено развитием глубинных разломов и магматических очагов, по крайней мере, на трех уровнях. Магматические очаги глубинного (астеносферного) уровня обеспечили образование позднеюрских-раннемеловых даек спессартитов и порфириров. Уровня гранитного слоя – формирование также позднеюрского-раннемелового, но несколько более молодого гипабиссального plutонического обрамления рудного поля с многофазными и, вместе с тем, слабоконтрастными (диориты-кварцевые диориты-гранодиориты) интрузивными телами. В этом же гранитном слое, но в приповерхностной обстановке произошло становление позднемеловых субвулканических интрузивных тел риолитов, которые возможно являются выплавками глубинных мафических расплавов, типичных для поздней стадии развития ОЧВП. Отсутствие следов распространения корневой системы РМС на глубины, большие мощности гранитного слоя, может быть связано с горизонтальными тектоническими перемещениями блоков литосферы или же с эндогенным разогревом вмещающих пород, достаточным для проявления анатексиса и палингенеза с образованием гранитной магмы без прямого контакта возникшего очага с глубинными базитовыми расплавами.

Кукенейская РМС. Майское месторождение

Месторождение является представителем сложно совмещенных в одном рудном узле минеральных комплексов плутоногенного и вулканогенно-плутоногенного типов. Ичувеевская рудно-магматическая система расположена в Чаунской складчатой зоне, являющейся структурно-металлогеническим элементом чукотского сектора перивулканической зоны ОЧВП, и приурочена к интрузивно-купольному поднятию в узле пересечения разноориентированных разломов (рис. 4).

Рудовмещающие алевролиты и песчаники среднего триаса прорваны свитами кислых даек (гранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров, липарит-порфиоров, аплитов) и лампрофиоров раннемелового возраста. Широко развиты инъекционные (эксплозивные) брекчии.

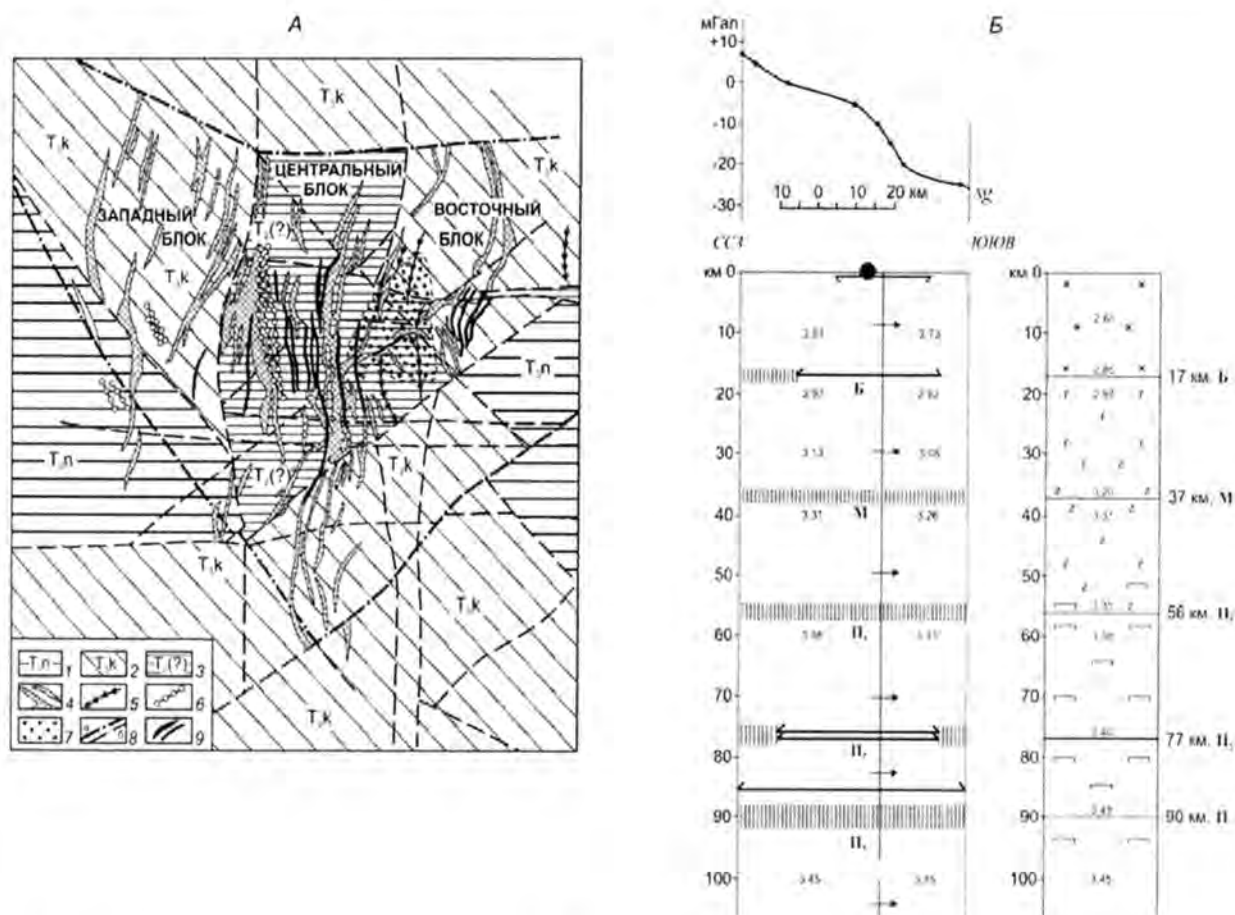


Рис. 4. А) Структурная схема Кукенейской рудно-магматической системы. Месторождение Майское (Поисково-оценочные..., 1982):

1 - отложения среднего триаса кевеемской свиты; 2 - отложения карнийского яруса; 3 - отложения норийского яруса; 4 - дайки лампрофиров K_{1-2} ; 5 - дайки фельзитовых кварцевых порфиров K_{1-2} ; 6 - дайки гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, сиенит-порфиров K_2 ; 7 - интенсивно измененные породы; 8 - разрывные нарушения; 9 - рудные тела;

Б) Глубинное строение Ичуевской РМС по гравиметрическим данным. Условные обозначения на рисунке 3 Б

Оруденение сосредоточено в горстообразном блоке интенсивно преобразованных пород. Выявлено два типа оруденения. Относительно раннее - жильное молибденитовое и сереброносное кварц-сульфидное редкометалльного типа. Оно размещено несколько обособленно от основных рудных тел месторождения. Более позднее золотое - связано с линейными крутопадающими с преобладающим субмеридиональным простиранием зонами динамометаморфизма, совмещенными со свитами даек (K_1-K_2) и инъекционными брекчиями (K_2), и представлено вкрапленной и прожилково-вкрапленной золотосодержащей сульфидной минерализацией. Значительная часть золота - тонкодисперсной размерности и входит в состав игольчатого арсенипирита и мышьяковистого пирита. Еще одна генерация золота, встречающаяся с сурьмяной минерализацией и завершающая продуктивный этап минералообразования, образует относительно крупные выделения с повышенными содержаниями ртути и селена.

Характерными геофизическими особенностями рудного поля Майского месторождения являются проявление изометричных и дуговых положительных аномалий магнитного поля ΔT_a , а также превышение суммы радиоактивных элементов над фоном в 1.25 раза (Поисково-оценочные..., 1982).

По результатам гравиметрических исследований, выполненных до глубины 105 км, отчетливо прослеживается увеличение плотности пород с глубиной. Судя по положению линии вертикального ограничения плотностных неоднородностей, она, вероятно, маркирует размещение сопряженного с Главным разломом ОЧВП и субпараллельного ему глубинного нарушения. Это же структуру в пределах Ичугеевской РМС можно рассматривать как боковое ограничение колонны относительно разуплотненного вещества, представляющей собой корневую систему этой РМС.

В блоке литосферы под рудным полем уверенно установлены одно верхнее на глубине 1.0-1.5 км и четыре нижних (на 17, 75, 77 и 85 км) ограничения плотностных неоднородностей, а также 5 квазигоризонтальных поверхностей раздела на глубинах 17, 37, 56, 77 и 90 км. Верхнее ограничение плотностной неоднородности вероятно отвечает околоповерхностной зоне перехода раздробленных и потому малоплотных пород, слагающих рудное поле, в более монолитную среду подрудного уровня. Ограничение на глубине 17 км соответствует кровле базитового слоя. Более глубоко размещенные ограничения плотностных неоднородностей, отвечают второй и третьей подкоровым квазигоризонтальным поверхностям с глубинами их проявления, соответственно, 77 и 90 км. Поверхность Мохо на площади рудного поля зафиксирована на глубине 37 км по скачку плотности пород от $\sigma = 3.20$ до $\sigma = 3.31$ г/см³.

Интерпретация гравиметрических данных показывает (рис. 3), что Кукенейская РМС, в пределах которой располагается месторождение Майское, находится в зоне влияния разлома, уходящего до глубин около 90 км (кровля астеносферы). Литосфера северного крыла разлома образована в целом более плотными породами, чем южного. Контраст плотности составляет около 0.05 г/см³. И только на больших глубинах плотности пород выравниваются, достигая значений $\sigma = 3.45$ г/см³. Месторождение Майское находится в южном крыле разлома в литосфере пониженной плотности на не вскрытом эрозией юго-западном продолжении Кукенейского гранитного массива или в зоне его влияния. Мощность земной коры (37 км) и гранитного слоя (17 км) характерны для типично материковой структуры. С гранитным массивом связано формирование разрывов северо-восточной ориентировки, контролирующих золотое оруденение.

Судя по гравиметрическим данным, разломы северо-восточного простирания глубоко проникают в земную кору, рассекая размещенные на глубине тела гранитоидов. Частота проявления таких разломов, которые к тому же контролируют размещение золотого оруденения, возрастает по мере приближения к ОЧВП. Это можно рассматривать как свидетельство их заложения или, по крайней мере, развития одновременно со становлением главной зоны магмопроводящих разломов ОЧВП. Системы широтных нарушений контролируют размещение дайковых поясов, полей метаморфизма, основных рудных тел месторождения и сопутствующих рудопроявлений (Поисково-оценочные..., 1982).

Структурно-геологические и минералого-геохимические особенности Майского месторождения позволяют высказать предположение о том, что глубинное строение этого золоторудного объекта во многом обусловлено последовательным развитием магматических очагов нескольких уровней размещения — наиболее удаленного от поверхности мантийного, промежуточного верхнемантийного (астеносферного, подлитосферного) и периферического приповерхностного, размещенного в гранитном слое. Развитие мантийного магматического очага, по-видимому, сопровождалось заложением глубинных разломов, послуживших каналами поступления для магматических продуктов раннего этапа формирования ОЧВП. На площади рудного района, расположенного в перивулканической зоне, следы тектономагматической активизации, связанной с возбуждением мантийного очага, скорее всего, проявлены в виде серебряной минерализации раннего, редкометалльного этапа рудообразования. Повторная активизация этих очагов на заключительном интервале формирования месторождения обусловила проявление ртути- и селенсодержащей золотой минерализации. Продуктами развития верхнемантийного магматического очага вероятно являются на начальной стадии многочисленные дайки лампрофиров, а на поздней — андезитов-базальтов и трахибазальтов. С деятельностью этого же очага, по-видимому, следует увязывать также часть золота, вынесенную в составе магматогенного флюида из подкоровых глубин.

С формированием приповерхностного периферического магматического очага, с его термическим влиянием следует связывать становление метаморфического купола с интрузивно-

субвулканическим комплексом пород в конце раннего – начале позднего мела, метаморфогенное переотложение рассеянного в толщах осадочных пород золота в формирующуюся вкрапленную сульфидную минерализацию, ассимиляционные процессы золотоотделения из вмещающих пород и золотосодержащих сульфидов и накопление металла в свободной форме в составе поздних кварц-сульфидных ассоциаций.

Рывеевская РМС. Месторождение Совиное

Рывеевскую рудно-магматическую систему и ее главное золоторудное месторождение Совиное по условиям формирования можно уверенно отнести к группе метаморфогенно-магматогенных (плутоногенных) гидротермальных со стратифицированным типом оруденения (Гончаров, Волков, 2000).

В геологическом строении рудного узла участвуют терригенно-карбонатный (D_3-C_2), флишоидный ($P-T_1$) и вулканогенный (К) структурно-вещественные комплексы (рис. 5). Они разделены стратиграфическими перерывами, характеризуются различной ориентировкой и морфологией геологических структур и формировались в течение трех геоступов – палеозойского, нижнетриасового и мелового.

Складчатые структуры палеозойского ориентированы в северо-восточном направлении дискордантно по отношению к северо-западной мезозойской складчатости. Отложения флишевого комплекса второго геоступа (T_1) смяты в брахиподобные слабо асимметричные складки, имеющие общее северо-западное простирание. Вулканогенные образования (К) Пегтымельского вулканопрогиба ОЧВП заключительного геоступа слагают вулканоструктуры центриклинального типа диаметром до 5 км и контролируются разломами северо-восточного направления Пильхинкууль-Рывеевской зоны ТМА.

В пределах рудного узла по геологическому строению выделяются два блока – северный и южный. Для северного блока характерны карбонатно-терригенная (D_3), флишоидная ($C_1 - C_2$) и карбонатная (C_2) формации и полное отсутствие выходящих на поверхность магматических образований. В отложениях флишоидной формации залегают рудные (Совиное, Рывеевское, Прибрежное) месторождения и уникальная прибрежно-морская Рывеевская россыпь.

Южный блок представляет собой антиклинальную складку второго порядка (по отношению к Куульскому антиклинорию), вытянутую в субширотном направлении. Магматическая деятельность здесь проявлена достаточно широко и представлена раннетриасовыми силами габбро-диабазов, раннемеловыми интрузивами гранит-гранодиорит-порфиров, возникшими еще до формирования ОЧВП, и многочисленными дайками (K_1-K_2). Все магматические образования контролируются разломами северо-западной и северо-восточной ориентировок. Вмещающие породы в южном блоке дислоцированы в большей степени, чем в северном. В центре блока расположен Эмнукэнигтунский гранитоидный массив. В его обрамлении находятся месторождение Дор, рудопроявления Мор, Снежное, крупная аллювиальная Пильхинкуульская россыпь, многочисленные россыпи боковых притоков рек Рывеев, Пильхинкууль, Экичуйгывеемкай.

Складчатая структура Рывеевского рудного поля с месторождениями Совиное и Рывеевское представлена полого залегающей ($10-30^\circ$) и падающей на запад – юго-запад моноклиной, осложненной складчатостью более высоких порядков и имеющей в плане форму треугольника. Моноклинал сложена отложениями песчано-сланцевая рудовмещающей средней толщи C_1 , перекрытой на западе отложениями верхней песчанистой толщи. Рудоносные отложения зажаты между горизонтами песчаников и образуют крупную шарьяжную зону, контролирующую золото-кварцевую минерализацию рудного поля.

В геофизических полях южный блок отличается от северного пониженными значениями поля силы тяжести и повышенными – магнитного (рис. 5 Б). При этом аномальные поля пространственно сближены и, вероятно, имеют общую природу: Минимумом силы тяжести фиксируются выступающие купола гранитоидных интрузивов, а максимумом магнитного поля – их зоны ороговикования. Северный блок отличается слабым положительным магнитным полем и спокойным

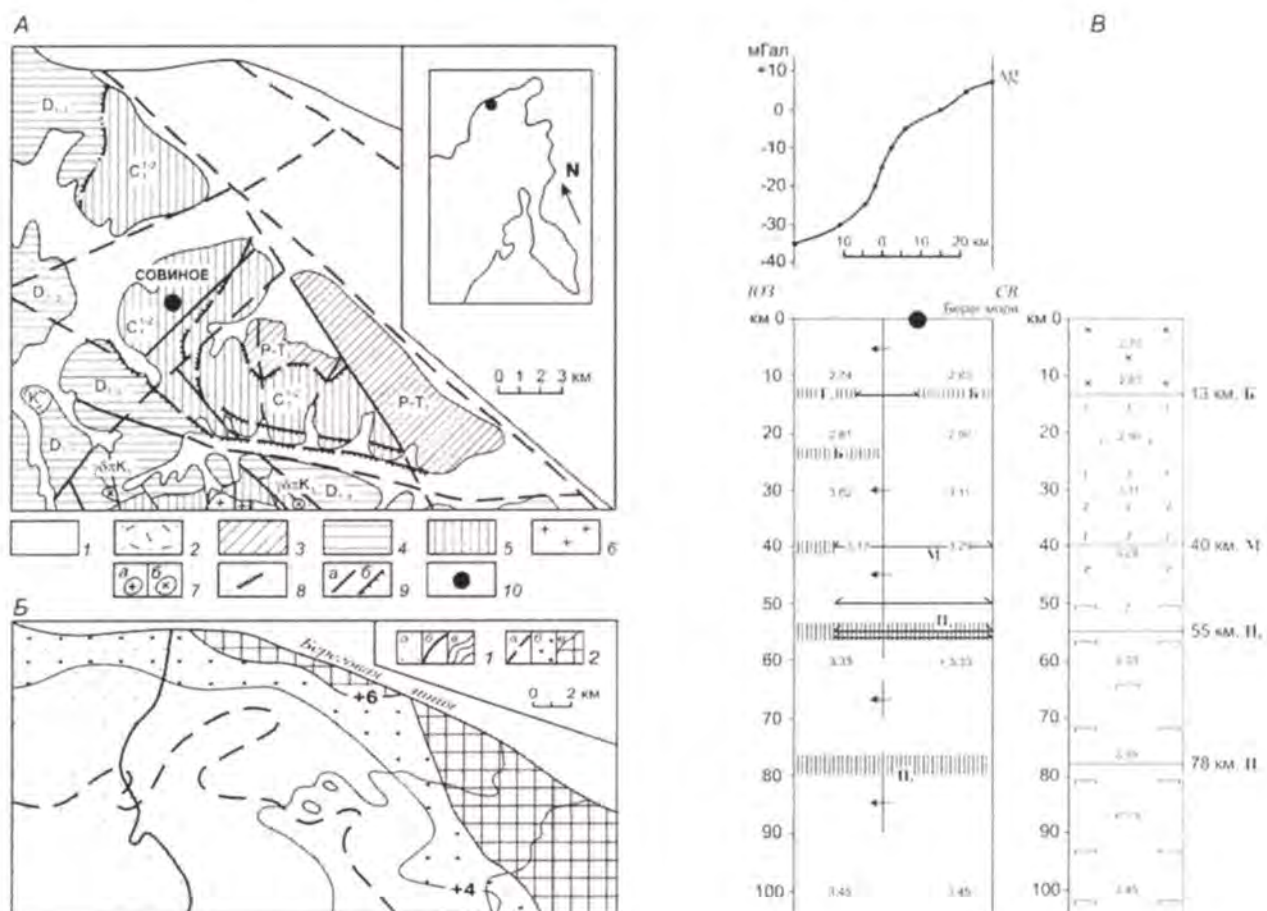


Рис. 5. А) Структурная схема Рывеевской рудно-магматической системы. Месторождение Совинное (Волков, Воронин 1993):

1 - четвертичные отложения; 2 - верхнемеловые эффузивы, 3-5 - палеозойский терригенно-карбонатный комплекс: 3 - терригенно-карбонатная формация, 4 - известкисто-сульфидная терригенно-флишевая формация, 5 - карбонатная формация; 6 - раннемеловые граниты (Эмнукэньгтунский массив), 7 - раннемеловые малые интрузии: а - гранит-порфиров, б - гранодиорит-порфиров, 8 - раннемеловые дайки гранит-порфировые, 9 - глубинные разломы: а - взбросо-сдвиги, б - надвиги; 10 - стратиформные золото-кварцевые месторождения;

Б) Геофизические поля Рывеевского рудного узла (Волков, Воронин, 1993):

1 - магнитное поле: а - отрицательное, б - линия нулевого уровня, в - положительное (изодинамы проведены через 1 МЭ); 2 - поле силы тяжести: а - спокойное понижение с нулевой линией тяжести, б - зоны градиентов: в - спокойное повышенное (значение изоаномал силы тяжести даны в условных единицах);

В) Глубинное строение Рывеевской РМС по гравиметрическим данным. Условные обозначения на рисунке 3 Б

повышенным по сравнению с южным полем силы тяжести. Аномальные поля разобщены. Их появление вызвано, скорее всего, разными причинами. Так, отрицательные аномалии силы тяжести высоких порядков совпадают со складчато-разрывными деформациями северо-восточного простирания (в частности, с Рывеевской системой разломов) и могут быть обусловлены как

наличием нескрытых куполов гранитоидных интрузивов (K_1), так и большей интенсивностью динамометаморфизма вдоль этих зон. Положительное поле может быть связано с обособленными нескрытыми телами габброидов (T_{1-2}), широко развитыми в нижнетриасовых толщах, или же с близповерхностными малыми интрузивами гранитоидов (K_{1-2}). Анализ пространственного расположения аномальных полей в пределах узла показал, что его южной части процессы контактового и динамотермального метаморфизма в среднепалеозойских толщах проявлены более интенсивно и широко, чем в северной.

Следует обратить внимание также на достаточно четкие различия по геофизическим признакам юго-западной и северо-восточной частей северного блока, где расположены месторождения Совиное и Рывеемское. Они проявляются прежде всего при сравнении значений плотности пород, слагающих рудное поле, примерно с глубины 5 км. На интервале первых 5 км гранитного слоя плотность пород на юге и на севере рудного поля одинакова и составляет 2.70 г/см^3 . С увеличением глубины, примерно, до 45 км в южной части месторождения плотность пород изменяется с 2.74 (гранодиориты) до 3.17 г/см^3 (гипербазиты), в северной – с 2.83 (диориты) до 3.29 г/см^3 (гипербазиты). На интервале до 60 км происходит выравнивание плотностей при значении $\sigma = 3.33 \text{ г/см}^3$, но при этом в северной части месторождения на этой глубине плотность пород остается все-таки несколько более высокой, чем в южной. Окончательное выравнивание плотностей отмечено на глубине 78 км при $\sigma = 3.35 \text{ г/см}^3$ (эклогиты). Изменение плотности происходит на вертикальном ограничении плотностных неоднородностей, которое фиксирует положение глубинного разлома, часть которого, по-видимому, является боковой поверхностью корневой колонны относительно разуплотненного вещества. Следы такого разуплотнения прослеживаются до глубины 90 км.

На приведенной схеме глубинного строения Рывеемской РМС (рис. 5 В) видно, что нижние ограничения плотностных неоднородностей, отвечающих положению гранитного и базитового слоев в южной части месторождения смещены (сброшены) относительно аналогичных слоев северной части РМС на 10-11 км. Глубина проявления базитового слоя на юге составляет 23 км, на севере – 13 км. Однако это может быть связано и с более интенсивно проявленной базификацией пород северного блока. Это смещение, судя по разной плотности пород южного и северного участков рудного поля, должно сохраниться и для поверхности Мохо, которая на севере месторождения установлена на глубине 40 км.

О существовании магматических очагов в недрах Рывеемского рудного поля и об их участии в формировании золоторудного месторождения Совиное и проявлений Рывеемское и Прибрежное можно судить лишь по косвенным признакам. В частности, гравиметрические исследования указывают на присутствие на глубине до 5 км плотностной неоднородности, которая может быть идентифицирована с гранитоидным телом. Подтверждением этому могут служить данные о достаточно высокой степени метаморфизма перекрывающих пород, вмещающих рудные тела (Гончаров, Волков, 2000): алевролиты изменены до филлитовидных серицитовых сланцев, пелитовые разности пород до углисто-серицитовых филлитов, широко проявлена перикристаллизация песчаников со значительным катаклизмом всех его минеральных зерен, часто встречаются порфириобласты мелкозернистых агрегатов кварца и анкерита линзовидно-полосчатой формы. Достаточно надежным свидетельством участия периферического верхнекорового магматического очага в рудообразующем процессе могут служить данные о развитии в рудных телах висмутовой минерализации в виде изоклейкита и висмутового менегенита. Наконец, выведенные на поверхность гранитоидные тела в южном приподнятом блоке рудного узла также можно рассматривать как косвенное доказательство присутствия аналогичных тел и под месторождениями северного блока.

Об участии в формировании золотого оруденения Рывеемской РМС глубинных магматических очагов можно судить лишь на основании данных о приуроченности рудного поля к перивулканической зоне ОЧВП, положении его в системе оперяющих, также глубинных нарушений Главного магноподводящего разлома вулканогена и достаточно широком распространении на месторождении Совиное и в других проявлениях низкопробного золота (200-579 ед), свойственного месторождениям ОЧВП, корневые системы многих из которых по геофизическим данным уходят на глубину более 100 км.

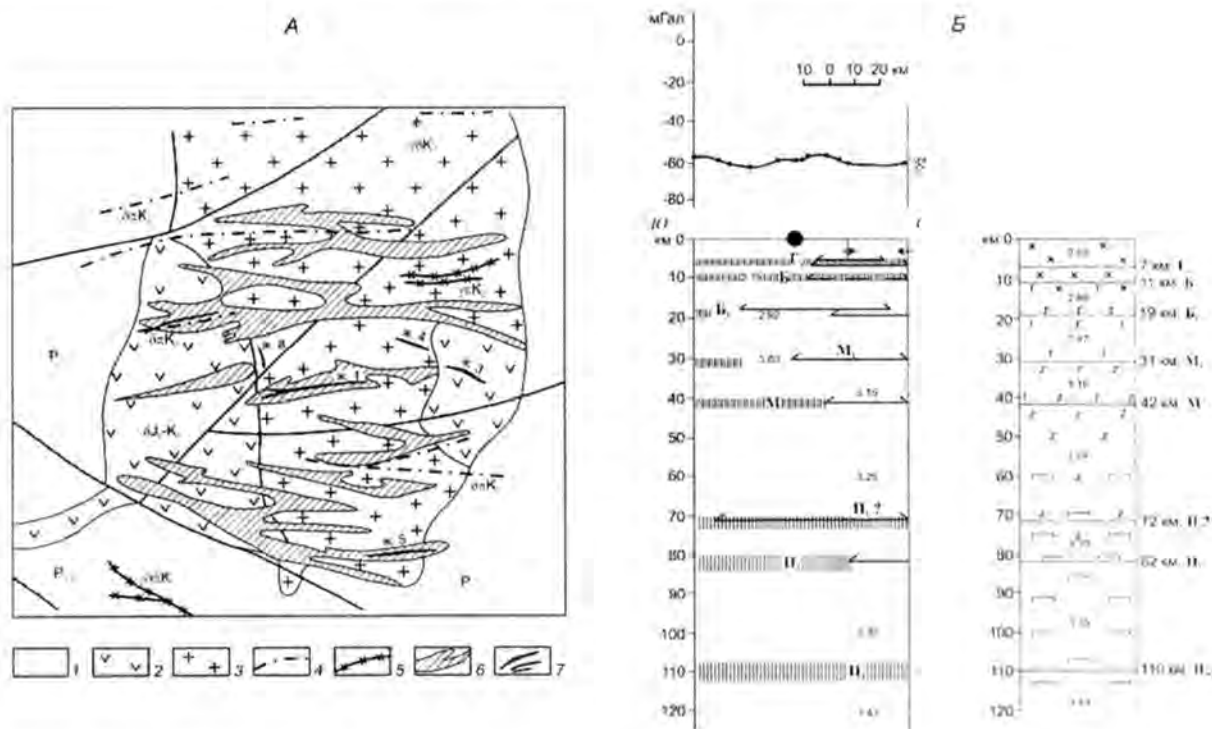


Рис. 6. А) Структурная схема Бургагинской РМС. Месторождение Школьное (Бельский и др., 1992):

1 – песчано-глинистые отложения верхней перми, 2 – диориты, 3 – гранодиориты; 4 – дайки гранит-порфиров, 5 – дайки диоритовых порфиров, лампрофиров, дацитов; 6 – зоны березитов, 7 – рудные тела;

Б) Глубинное строение Бургагинской РМС по гравиметрическим данным.
Условные обозначения на рисунке 3 Б

Бургагинская РМС. Месторождение Школьное

Месторождение отнесено к плутоногенному типу. Район месторождения характеризует перивулканическую зону ОЧВП, размещающаяся на юго-восточном фланге Яно-Колымского складчатого пояса на площади Тенькинской золотоносной зоны. Рудномагматическая система, на площади которой находится золото-редкометалльное месторождение Школьное, практически полностью локализована в гранитоидах Бургагинского штока (152-146 млн.лет), представленных породами ряда габбро-диоритов – гранитов и прорванных многочисленными дайками основного, среднего и кислого состава (124-119 млн. лет) (Горячев, 1998) (рис. 6). Основной рудоконтролирующей структурой района и рудного поля является Южная зона разломов северо-западного простираения взбросового и взбросово-сдвигового характера. Падение зоны в целом – северо-восточное, крутое, под углом 80°.

Возраст гранитоидного штока и даек дорудный. Известковистые песчаники и алевролиты пермского возраста, вмещающие магматиты, скарнированы и ороговикованы на расстоянии до 300 м от контакта. Гидротермальные процессы привели и интрузивные породы, и вмещающие их контактово метаморфизованные осадочные толщи к интенсивной грейзенизации и аргиллизации. Золотая минерализация приурочена к кварцевым жилам, залегающим в субширотных зонах дробления и повышенной трещиноватости пород.

Основное промышленное орудение локализовано в центральном блоке месторождения. Рудные тела размещены кулисами, рудные столбы, гнезда и бананцы в их пределах тяготеют к участкам пологого залегания кулис к узлам их сочленения с крутопадающими широтными разрывами. Золото-серебряное отношение в целом по месторождению 1:1.

Результаты гравиметрических исследований на площади Бургагинской РМС (рис. 6 Б) показали, что плотность пород в приповерхностной части земной коры (в гранитном слое) составляет 2.68 г/см^3 и постепенно увеличивается, достигая на глубине 110 км на уровне третьей подкоровой границы значений 3.43 г/см^3 . В разрезе земной коры и верхней мантии установлено 6 квазигоризонтальных поверхностей раздела. При этом кровля базитового слоя зафиксирована на глубине 11 км, а поверхность Мохо - на глубине 42 км. Выявлены также 8 уверенно определенных нижних ограничений плотностных неоднородностей, два из которых на глубине 5 и 7 км характеризуют гранитный слой, следующие два с показателями глубин 18 и 20 км отвечают поверхностям раздела внутри базитового слоя. Общая мощность базитового слоя равна 18-20 км. Ниже на глубине 31 км выявлена кровля базит-гипербазитового слоя, которая по вертикали прослежена до поверхности Мохо - 42 км. Вертикальное ограничение плотностных неоднородностей установлено в гранитном слое на глубине 3.5 км и, вероятно, отвечает положению периферического магматического очага, с которым связано образование гранитоидного штока и секущих его даек. Корни этого очага, по-видимому, не достигают кровли базитового слоя.

Структурно-геологической особенностью рудного поля месторождения Школьное является его приуроченность к клиновидному тектоническому блоку, границами которого является круто залегающие на севере - Пограничный разлом, а на юго-западе - Южная зона разломов. Весь блок, включая Бургагинский шток, рассечен Интрузивным разломом, представляющим собой мощную зону трещиноватости пород. Все названные разломные структуры, имея глубинную природу, тем не менее, не проникают на глубины, ниже литосферы, судя по гранитоидному составу магматических выплавов.

Поле силы тяжести на площади рудного узла достаточно устойчиво и характеризуется значениями Δg от -62 до -58 мГал, что свойственно блокам пород с неглубокозалегающим (5-7 км) крупным магматическим очагом. О влиянии на становление РМС более глубоко размещенных магматических очагов с определенной долей вероятности можно судить лишь косвенно, принимая во внимание повышенные содержания в рудах серебра, висмутовых теллуридов и сульфотеллуридов.

Хасынская РМС. Карамкенское золото-серебряное месторождение

Месторождение отнесено к вулканогенно-плутогенному генетическому типу. Расположено во внешней зоне Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в узле сочленения Арманского, Тоопчанского и Гайчанского прогибов в пределах Магадавено-Хасынского горстообразного поднятия (рис. 7).

Основание прогибов и горстообразного поднятия сложены терригенными триасово-юрскими отложениями верхоянского комплекса. Рудное поле месторождения находится на площади Нухского ареала гранитоидов. Рудные тела приурочены к эффузивно-интрузивному магматическому комплексу K_2 , в строении которого принимают участие покровы риолитов, дацитов, их туфов и игнимбритов, субвулканические интрузивы риолитов, андезито-дацитов и андезитов, гиабиссальный интрузив гранит-порфиров, а также дайки от основного до кислого состава (Гончаров, Сидоров, 1979).

По данным интерпретации аномалий Δg (Вашилов и др., 2003), плотность пород приповерхностной части рудного поля (осадочного слоя, 1.0-1.5 км) составляет $2.63\text{-}2.68 \text{ г/см}^3$. На глубине 5 км (гранитный слой) аналогичный показатель находится в интервале $2.60\text{-}2.73 \text{ г/см}^3$; на глубине 10 км (базитовый слой) - 2.86 г/см^3 .

На интервале всего разреза земной коры и верхней мантии выявлено пять вертикальных ограничений плотностных неоднородностей, отличающихся к тому же и скоростями продольных волн, одна из которых (на глубине 4 км) связана с гранитным слоем, две следующих по глубине (20 и 40 км) - с базитовым и базит-гипербазитовым слоями и две (60 и 85 км) - с подкоровыми поверхностями гипербазитового и элогитового состава (рис. 6). Помимо вертикальных ограничений плотностных неоднородностей, выделены пять квазигоризонтальных поверхностей, располагающихся между соответствующими границами первого типа. Квазигоризонтальные поверхности раздела выявлены на глубинах 8, 24, 30, 70 и 88 км.

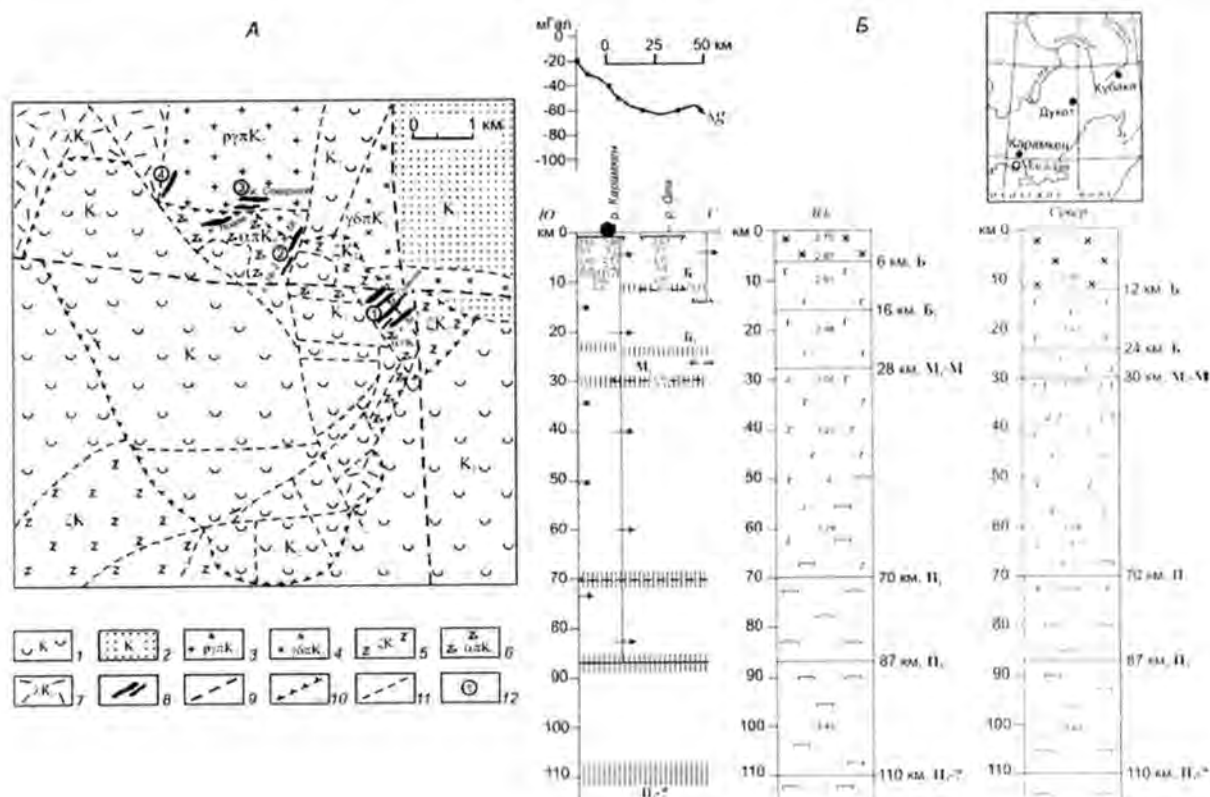


Рис. 7. А) Структурная схема Хасынской РМС. Карамкенское месторождение:

1 - игнимбриты; 2 - вулканогенно-осадочные образования; 3 - плагиогранит-порфиры; 4 - гранодиорит-порфиры; 5 - дациты; 6 - автомагматические брекчи кислого и среднего состава; 7 - риолиты; 8 - рудные тела; 9 - региональные глубинные разломы; 10 - граница вулканно-тектонической структуры; 11 - разрывные нарушения; 12 - участки месторождения;

Б) Глубинное строение Хасынской РМС по гравиметрическим данным. Условные обозначения на рисунке 3 Б

Поле силы тяжести в пределах Арманского прогиба достаточно изменчиво. Кривая силы тяжести, построенная по направлению с юго-востока на северо-запад, характеризуется значениями от -28 до -52 мГал, достигая минимума на площади Карамкенского рудного поля.

В основании вулканоструктуры Карамкенского месторождения залегают осадочные породы верхоянского комплекса. Граница между вулканитами и нижележащими терригенными толщами предположительно среднеюрского возраста достаточно четко установлена по изменению плотностей пород от $2.57-2.63$ до $2.70-2.73$ г/см³ на глубине $1.5-2.0$ км. Мощность гранитного слоя в целом на площади Карамкенского рудного поля достигает 7 км. Она уменьшается на юго-западе (за пределами Арманского прогиба) до 5 км и увеличивается на северо-востоке, достигая 10 км на площади Ольского вулканического плато. Соответственно ведет себя и кровля базитового слоя, ступенчато погружаясь в северо-восточном направлении. На глубине $20-21$ км располагаются, по-видимому, породы базитового состава повышенной основности (поверхность внутри базитового слоя, M_1). Базит-гипербазитовый слой, кровля которого зафиксирована на глубине 30 км, возможно является здесь и нижней границей земной коры (поверхностью Мохо).

С увеличением глубины плотности пород постепенно возрастают до 3.29 г/см³ на глубине 60 км (гипербазиты-эклогиты) и до $3.43-3.45$ г/см³ на глубине 88 км, что уже отвечает породам эклогитовой фации.

Главной тектонической особенностью Хасынской РМС и Карамкенского месторождения является их положение в зоне генерального разлома Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, который разделяет два крупных (в региональном масштабе) блока пород континентального и приокеанического типов, представляющих собой внешнюю и внутреннюю зоны ОЧВП. Заложение разлома, судя по гравиметрическим данным, произошло на глубине более 90 км. По крайней мере, в разрезе литосферы в районе Карамкенского месторождения он прослежен до глубины 88 км. Генеральный разлом и оперяющие его нарушения, установленные по осям магнитных аномалий и зонам линейных максимальных горизонтальных градиентов поля силы тяжести Δg (Кабак, 1988), свидетельствуют о рудном районе, как об ослабленной площади, локализованной в зоне длительного действия крупных магноподводящих структур.

Формирование рудно-магматической системы вероятно происходило в ходе последовательно развивавшейся двухэтапной активизации глубинного магомгенерирующего очага с глубиной его размещения, по-видимому, более 100 км (в астеносфере), который явился на первом этапе основным поставщиком продуктов дифференциации андезито-базальтовой магмы – эффузивов, пирокластов и даек основного и возможно среднего состава. Образование кислых магм второго этапа, продуцировавших гранитоидные расплавы, с которыми связано становление массива гранодиорит-гранитов, субинтрузивных тел и автомагматических брекчий риолитового и дацитового составов, образование остаточных флюидонасыщенных расплаво-растворов и магматогенных гидротерм, в основном сереброносных и в меньшей степени золотоносных, по-видимому, происходило в периферическом коровом очаге на небольшой глубине (5-7 км) непосредственно под вулканоструктурой.

Гидротермальные процессы активизируются к концу второго этапа, сопровождают его, перемежаясь со становлением субинтрузивных (субвулканически) тел и формируют основной объем благороднометалльного оруденения.

С деятельностью этого же периферического магматического очага связаны ассимиляционные процессы и обогащение расплаво и гидротерм благородными металлами (в основном золотом), извлеченными из углерод- и сульфидсодержащих терригенных толщ верхоянского комплекса, слагающих основание вулканоструктуры. Таким образом, значительная доля золота на месторождении, скорее всего, носит унаследованный характер. Первичный источник серебра – несомненно глубинный, вероятно мантийный.

Омсулчанская РМС. Дукадское месторождение

Генетический тип месторождения вулканогенно-плутоногенный гидротермальный. Положение рудного района определяется пересечением систем разломов глубокого заложения меридионального и широтного простирания в пределах Омсулчанского рифтогенного прогиба, который представляет собой наложенную на складчатые образования верхоянского комплекса орогенную межгорную впадину, сформировавшуюся в J_3 -К время (Серебро..., 1989) (рис. 8).

С этими разломами связано образование крупных тектоно-вулканических зон, депрессий и магматических поднятий горстового и интрузивно-купольного типа. Прогиб сложен мощной континентальной вулканогенно-осадочной угленосной молассой нижнего мела, несогласно перекрытой верхнемеловыми вулканическими покровами. Терригенные образования триаса и юры основания прогиба сильно дислоцированы. Рифтогенная природа прогиба подчеркивается приуроченностью к нему продуктов контрастного раннемелового липарит-базальтового и габбро-диабазового состава. Кислые разности магматических образований имеют резко выраженный ультракалиевый состав. Широко развиты крупные многофазные интрузивы гранитов, гранодиоритов, монзонитов, диоритов и габбро-диоритов позднего мела. В формировании РМС несомненно принимали участие процессы, связанные с деятельностью глубинной магомгенерирующей системы.

В структурном плане рудное поле месторождения приурочено к интрузивно-купольному поднятию, формирование которого происходило на протяжении двух главных

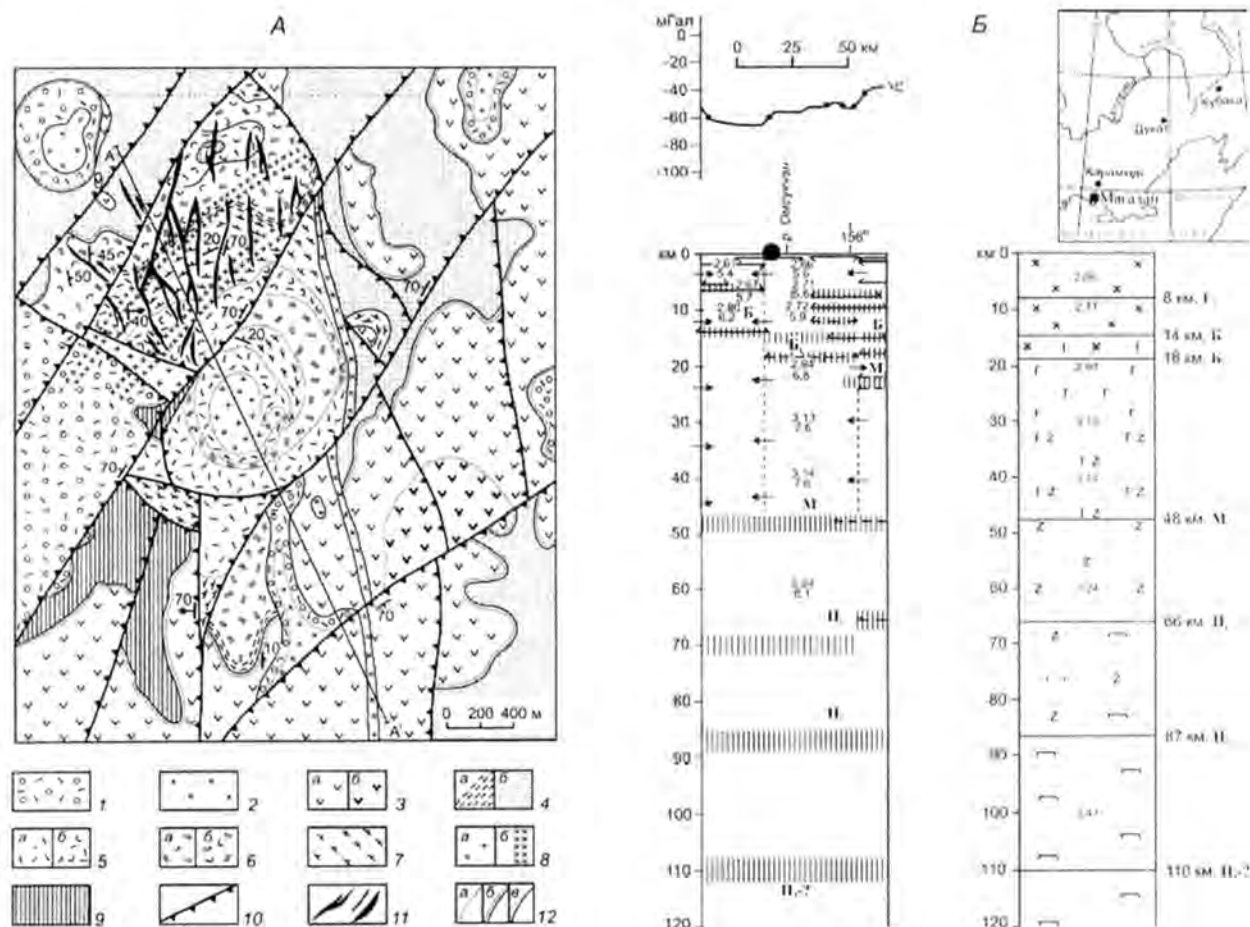


Рис. 8. А) Структурная схема Омсукчанской РМС. Дукатское месторождение (Константинов и др., 1998);

1-3 - магматиты K_2 : 1 - риолиты и их туфы, 2 - невадиты, 3 - андезиты покровных (а) и субвулканических (б) фаций; 4-7 - породы K_1 : 4 - аргиллиты (а) и алевролиты, 5 - мелкопорфировые риолиты (а) и их туфы (б), 6 - афировые риолиты (а) и их туфы (б), 7 - флюидалные афировые риолиты; 8 - раннемеловые невадиты и пояса палеогеновых базальтовых даек (б); 9 - алевролиты триаса; 10 - разломы; 11 - рудные зоны; 12 - границы фациальные (а), стратиграфические (б), интрузивные (в)

Б) Глубинное строение Омсукчанской РМС по гравиметрическим данным. Условные обозначения на рисунке 3 Б

тектонимагматических этапов. Первый этап отвечает появлению и развитию в раннем мелу экструзивно-купольной постройки, второй – внедрению позднемелового массива лейкогранитов (омсукчанский комплекс). Следует отметить, что второй этап, также по признаку активизации магматического очага, может быть дополнительно разделен на 4 подэтапа, что в целом свидетельствует о крайне напряженном состоянии литосферы и астеносферы в пределах Омсукчанского рифта на протяжении всего мелового периода и нашло отражение в прерывистом проявлении тектонимагматических событий в рудном районе.

По данным гравиметрических исследований (Вашилов и др., 2003) на площади Омсукчанской РМС в приповерхностной части структуры (до глубины 1.5 км) плотность пород составляет 2.66 г/см^3 . До глубины 2.0-2.5 км уверенно выделены два верхних ограничения плотностных неоднородностей, присутствие которых вероятно обусловлено различием физических свойств вулканогенных и вулканогенно-осадочных (угленосная моласса) пород верхней части разреза и

подстилающих терригенных пород верхоянского комплекса (плотность $2,61 \text{ г/см}^3$), характеризующих западный приподнятый борт прогиба. С увеличением глубины значения плотности пород также возрастают, но остаются ниже, чем на этом же уровне за пределами рифта, по крайней мере, на интервалах глубин до 10-12 км и 40-88 км.

В западном борту прогиба выделено три нижних ограничения плотностных неоднородностей на глубинах 5, 7 и 14 км, представляющих собой уверенно определенные квазигоризонтальные поверхности раздела, последний из которых отвечает кровле базитового слоя. В пределах самой Омсукчанской впадины и далее на восток в сторону Сугойского окраинного прогиба положение этих же квазигоризонтальных поверхностей раздела характеризуется большими глубинами – 8, 11 и 16 км. Выявлено также три нижних неуверенно определенных ограничения плотностных неоднородностей на глубинах 12, 20 и 48 км, причем второе из них отвечает поверхности внутри базитового слоя, плотность которого характеризуется значением $2,94 \text{ г/см}^3$, а третье – поверхности Мохо. Под всей впадиной на глубинах 70 и 88 км установлены квазигоризонтальные подкоровые поверхности раздела P_1 и P_2 . При этом первая из них в восточном борту впадины имеет скачкообразно меньшую (66 км) глубину залегания. Борты впадины имеют вертикальные ограничения, которые прослежены до глубины 48 км. Вместе с тем, зафиксированный скачок на глубине проявления подкоровой поверхности раздела P_1 можно рассматривать как свидетельство заложения Омсукчанского рифта на глубине 70-75 км.

Проявления уверенно установленных ограничений плотностных неоднородностей на глубинах 5 и 7 и неуверенно – на глубине 8 км, по всей видимости, связаны с локализованными здесь и стадийно (фазово) развивавшимися в ранне- и позднемеловое время интрузивными телами гранитоидного состава. Очаги гранитоидной магмы, обеспечившие практически все петрохимическое разнообразие пород Омсукчанской РМС, своими корнями вероятно уходят в астеносферу. Основным магмоподводящим разломом несомненно является главный структурообразующий элемент рудного района – Омсукчанский рифт, прослеженный по гравиметрическим данным до поверхности Мохо, которая здесь установлена на глубине 48 км, максимальной для перивулканической зоны всего охотоморского фрагмента ОЧВП. С учетом данных по изменению плотностей пород в зоне подкоровой поверхности P_1 (срыв плотности в северо-восточном борту впадины на горизонте 66 км от поверхности) глубина заложения рифта должна быть не менее 70 км.

В раннемеловое время ($123,5 \pm 3$ млн. лет) магматический очаг, располагающийся в мантии, изливал на поверхность ультракалиевые риолиты, трахириолиты, игнимбриты, туфы риолитов (аскольдинский комплекс), обособившиеся в процессе мантийной дифференциации расплавов и имевших серебряную специализацию. С этим же периодом связано формирование периферического магматического очага, становление Дукатского субщелочного интрузивного массива гранитов-лейкогранитов и образование магматогенной гидротермальной системы. Отложение основного объема серебросодержащих руд по одним данным (Котляр, 2000) произошло в раннем мелу ($109 \pm$ млн. лет) на начальном рифтогенном этапе развития Омсукчанского грабена, по другим (Константинов и др., 1998) – в позднем мелу ($74 \pm - 84 \pm$ млн. лет). В конце раннего мела магматические излияния носили андезитово-дацитовый состав. На границе раннего-позднего мела имело место внедрение плитообразных тел гранодиоритов (быстринский комплекс), затем биотитовых лейкогранитов (омсукчанский комплекс) и мощной толщи риолитов, игнимбритов риолитов, субвулканических тел риолитов, автомагматических брекчий риодацитов и невадитовых риолитов (шороховский комплекс).

С внедрением магматитов двух последних комплексов связана регенерация и реовенация ранее образованных серебряных руд, усложнение их состава и появление чуждых для близповерхностных месторождений нормального регрессирующего режима развития, ксенотермальных минеральных ассоциаций (Гончаров и др., 2001).

Активизация магматических очагов в верхней части верхней мантии на глубине 23-25 км вызвала формирование на локальных участках РМС позднемеловых покровов трахибазальтов, субинтрузивных и дайковых тел основного состава.

Основной источник рудного вещества (и, прежде всего, серебра) на месторождении, по-видимому, носит мантийный характер. На это указывает значительная глубина заложения

Омсукчанского рифта (70-75 км), серебряная специализация ультракалийных магм с низким мантийным соотношением изотопов стронция и специфический, по сути дела, монометалльный, существенно серебряный характер рудной минерализации. Роль ассимиляционных источников благородных металлов, связанных с магматической и гидротермальной переработкой обогащенных золотом пород верхоянского комплекса в рудонакоплении незначительна. Возможно, что с этими источниками связано лишь золото, встречающееся в рудах в виде примеси ($Au/Ag=1/500$).

Авландинская РМС. Кубакинское месторождение

Месторождение отнесено к вулканогенно-плутоногенному генетическому типу. Особенностью его является формирование в условиях тектономагматической активизации срединного (кратонного) массива, сложенного метаморфическими образованиями архея, стратифицированными вулканитами и вулканогенно-осадочными отложениями среднего-позднего девона, терригенными толщами раннего карбона. По геохронологическим данным, тектономагматическая активизация происходила в позднедевонское (370 млн. лет?), среднекарбовое (312,5 млн. лет), раннемеловое (113,7 млн. лет) и позднемеловое (88,1 млн. лет) время (Степанов, Шишаква, 1994).

Положение Авландинского рудномагматического узла определяется местом пересечения двух ослабленных зон (рудоконцентрирующих структур, по В.А.Степанову, Л.Н.Шишаква, 1994) Ольча-Кубакинской северо-западного и Южно-Омолонской северо-восточного простирания и Гижиги-Омолонского глубинного разлома субмеридионального направления.

Рудное поле месторождения находится в пределах Кедонского поднятия в юго-восточной части Омолонского срединного (кратонного) массива (рис. 9). Поднятие нарушено серией разломов глубокого заложения, с которыми связано образование ряда горстов (Закоронный, Верхне-Коаргычанский и др.) и грабенов (Корбинский, Джигдалинский, Очакчанский и др.). Отчетливо проявлен магматический контроль оруденения, что выражается в приуроченности оруденения к силлу риодацитов, внедрившемуся между пластами игнимбритов риодацитов (кровля) и туфопесчаников.

Проведенные гравиметрические исследования в районе месторождения позволили установить в приповерхностной зоне до глубины 2.7-4.4 км плотность пород 2.65 г/см^3 . На глубине 12 км плотность пород возрастает до 2.75 г/см^3 , что связано с проявлением внутрикоревой границы. Квазигоризонтальная поверхность раздела, отвечающая кровле базитового слоя, встречена на глубине 14 км. Внутри базитового слоя на глубине 18, 19, 20 и 25 км выявлены нижние ограничения плотностных неоднородностей. Нижняя граница земной коры (поверхность Мохо) с неувверенно определенными плотностью пород 3.19 г/см^3 установлена на глубине 41 км. На глубинах 66 и 88 км обнаружены квазигоризонтальные поверхности раздела, отвечающие первой и второй подкорковым поверхностям. Значения силы тяжести для рудного района достаточно устойчивы и находятся в интервале от -43 до -59 мГал.

Анализ результатов гравиметрических исследований и их геологическая интерпретация, позволяют сделать некоторые выводы по вопросу глубинного строения Кубакинского месторождения. Мощность толщи рудовмещающих вулканогенно-осадочных и субвулканических пород кедонской серии, установленная в ходе количественной интерпретации аномалий силы тяжести по скачкообразному изменению плотности пород, достигает 1.5 км. Ниже они подстилаются породами архея с плотностью $2.71-2.73 \text{ г/см}^3$, представленными, по-видимому, биотитовыми гнейсами, биотит-гранатовыми гранито-гнейсами, плагиогранито-гнейсами.

Установленные рудные тела месторождения находятся в породах блока, вытянутого в северо-западном направлении, на площади около 10 км^2 со слабо выраженным полем силы тяжести. Блок ограничен с запада и востока кольцевым разломом Авландинского палеовулкана, с севера – радиальным Аномальнинским разломом, с юга – Кубакинским взбросом. Названные разломы выделяются и по гравиметрическим данным.

Формирование рудного узла, накопление стратифицированных вулканитов и субинтрузивных тел среднего и кислого состава, иногда повышенной щелочности обусловлено деятельностью периферического магматического очага на глубине 3-5 км. Зарождение же и активизация глубинного

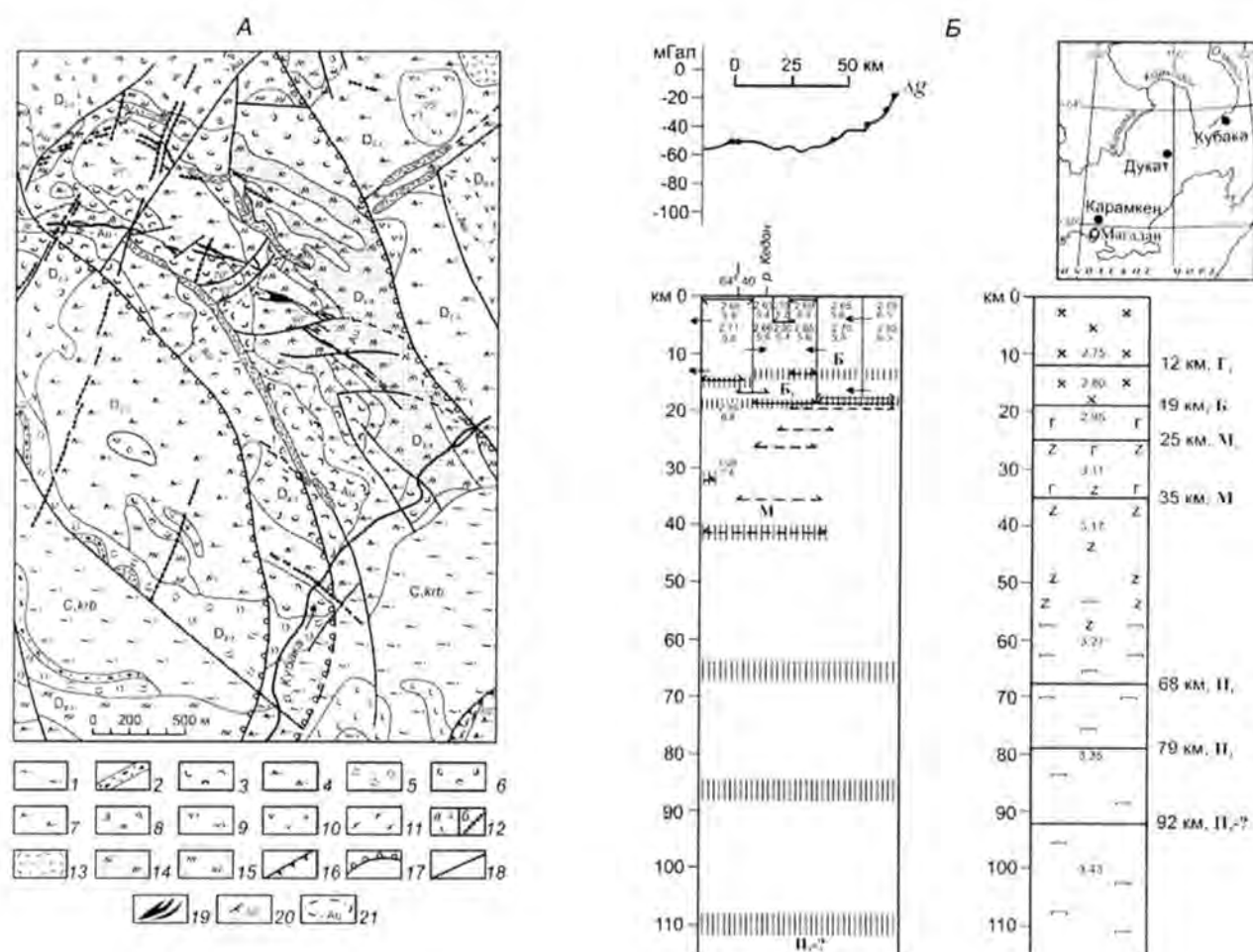


Рис. 9. А) Структурная схема Авландинской РМС. Кубакинское месторождение (Степанов, Шишакова, 1994):

1-2 - породы С₁: 1 - углеродистые алевролиты и аргиллиты, 2 - базальный горизонт конгломератов, гравелитов, осадочных брекчий; 3-15 - породы D_{2,3}: 3 - агломератовые туфы, 4 - игнимбриты дацитов и риодацитов, 5 - туфы риолитов и риодацитов, 6 - туфопесчаники, 7 - игнимбриты риодацитов, 8 - туфоалевролиты, кремнистые туфы, 9 - туфы андезито-дацитов и андезитов, 10 - андезиты, 11 - гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты, 12 - силлы (а) и дайки (б) долеритов, 13 - риолиты и риодациты, 14 - силлы риодацитов, 15 - силлы андезито-дацитов; 16-18 - разрывные нарушения; 19 - рудные тела; 20 - направление падения слоистости; 21 - шлиховые ореолы золота в делювии.

Б) Глубинное строение Авландинской РМС по гравиметрическим данным. Условные обозначения на рисунке 3 Б

магматического очага, судя по показателям нижних ограничений плотностных неоднородностей, происходила на глубине 18-20 км. Не исключено, что это лишь промежуточный магматический источник. Первичный же глубинный расположен, по крайней мере, в астеносфере. В 20 км западнее месторождения на глубине 14 км выявлен еще один очаг активизации, с которым предполагается формирование Анмандыканского массива сиенитов и граносиенитов. Активизация этих магматических очагов в позднем мезозое привела к внедрению даек долеритов и диабазов.

Источник рудного вещества, по всей видимости, носит полигенный характер – глубинный мантийный, обусловленный развитием глубоко проникающих разломов, выявленных при гравиметрических исследованиях как вертикальные ограничения плотностных неоднородностей, и, вероятно, служащих каналами поступления рудоносных флюидов; ассимиляционный магматический, развивающийся при формировании периферических очагов магматической активизации, переплавлении архейских толщ и извлечении из них рудных элементов; магматогенно-гидротермальный как результат отделения рудоносных гидротерм от кристаллизующегося расплава и, наконец, ассимиляционно-гидротермальный, проявляющийся при миграции гидротерм в верхние горизонты земной коры и сопровождающийся выщелачиванием вмещающих пород.

Заключение

1. Рудно магматические системы Северо-Востока Азии являются частью РМС Тихоокеанского металлогенического пояса со всеми присущими им свойствами, но с региональными особенностями.

2. РМС Северо-Востока Азии представляют собой проекции на дневную поверхность как околоповерхностных периферических очагов (или ареалов) гранитоидного магматизма, размещенных в гранитном слое литосферы, так и промежуточных очагов, расположенных в базитовом слое, а также более глубинных астеносферных очагов.

3. Все РМС имеют корни, о положении и глубине зарождения которых можно судить по протяженности колонн разуплотненного вещества, боковыми границами которых являются вертикальные ограничения плотностных неоднородностей. Они четко прослежены на большие глубины (до 85 км) на площадях РМС, размещенных в зонах влияния Главного глубинного разлома, разделяющего территорию Северо-Востока Азии на континентальную и приокеаническую части, с которым связано формирование ОЧВП (месторождения Карамкенское и Майское). Значительные глубины заложения корневых частей РМС (до 48 км, вплоть до поверхности Мохо), по-видимому, свойственны месторождениям рифтогенной природы (Дукатское). До поверхности внутри базитового слоя (17 км) прослежена корневая система Кубакинского месторождения, основанием которого служат метаморфические комплексы Омонского массива (кратона).

4. Корневые части РМС, расположенных в блоках земной коры повышенной мощности (Наталкинское, Школьное – более 100 км), четко прослежены только до глубины 5-8 км. Отсутствие вертикальных ограничений плотностных неоднородностей на больших глубинах возможно связано с горизонтальными тектоническими перемещениями в верхней части земной коры.

5. Развитие глубоко проникающих корневых частей РМС, помимо геофизических методов, фиксируется и по комплексу петрологических (проявление основного, ультраосновного и щелочного магматизма), геохимических (присутствие в золоте ртути и селена, в сульфидах – платины и палладия) и минералогических (развитие существенно серебряной и золото-серебряной минерализации) признаков.

6. Формирование крупных, длительно развивавшихся многоэтапных благороднометалльных месторождений обусловлено двумя главными причинами. Первая – это повышенная мощность земной коры, в строении которой преобладают терригенные комплексы с первичной сульфидно-вкрапленной минерализацией. Вторая – интенсивность, экстенсивность и многоактность тектономагматических процессов в рудных районах. Последовательное проявление геологических событий, связанных с этими причинами, обусловило формирование унаследованно развивавшихся, крупнообъемных, реювенированных и нередко регенерированных месторождений как гипабиссального, так и близповерхностного (эпитептермального) уровня.

7. Развитие крупнообъемных месторождений существенно серебряного и золото-серебряного типов в структурах вулканогенных поясов во многом связано с тем, что в их основании залегают потенциально золото- и сереброносные толщи верхоянского и чукотского терригенных комплексов, а также древние метаморфические комплексы срединных массивов (кратонов), послужившие дополнительными источниками металлов для вулканогенно-плутоногенных месторождений.

8. В пределах рудных полей месторождений Наталкинского, Майского и Совиное на глубине 6-8 км находятся крупные гранитоидные тела, о чем свидетельствуют аномальное понижение силы тяжести на площади рудных узлов, и распространение по их периферии выведенных на поверхность

гранитоидных тел, которые возможно являются сателлитами скрытых массивов или же имеют с ними общий магматический очаг.

Литература

1. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 403 с.
2. Ващилов Ю.Я. Разломы и мощность отложений верхоянского комплекса юго-восточной части Яно-Колымской складчатой зоны по геофизическим данным // Колыма. 1970. № 3. С. 45-47.
3. Ващилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 19-43.
4. Ващилов Ю.Я. Гравиметрическая томография – новое направление изучения твердой оболочки Земли // Доклады РАН. 1995. Т. 343. № 4. С. 532-536.
5. Ващилов Ю.Я. Методы и результаты изучения плотностного разреза земной коры юга Верхояно-Чукотской складчатой области // Геофизические исследования. М.: изд-во МГУ, 1966. В. 2. С. 205-222.
6. Ващилов Ю.Я., Зимникова Т.П., Шило Н.А. Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии. М.: Наука, 1982. 184 с.
7. Ващилов Ю.Я., Кабак И.Б., Котляр И.Н., Сахно О.В., Зимникова Т.П., Гайдай Н.К., Цветкова Л.Н. Особенности глубинного строения и вещественного состава пород некоторых золоторудных проявлений и месторождений Омогонского массива // Глубинная тектоника и вопросы сейсмологии, металлогении, нефтегазоносности Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 103-143.
8. Ващилов Ю.Я., Жупахин Е.Н., Любомудров В.В., Сахно О.В. Разрез литосферы по будущему профилю ГСЗ Магадан-Кубака (интерпретация гравиметрии) // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. С. 68-72.
9. Волков А.В., Воронин И.А. Золото-кварцевое оруденение Куульской антиклинальной зоны Северной Чукотки // Колыма. 1993. № 1. С. 9-15.
10. Гельман М.Л. О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1976. Т. 230. № 6. С. 1406-1409.
11. Гончаров В.И. Некоторые проблемы вулканогенного рудообразования в структурах Востока Азии // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканических поясах СССР. М., 1990. С. 147-156.
12. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М. 1979. 208 с.
13. Гончаров В.И., Волков А.В. Геология и генезис золоторудного месторождения Совинное (Чукотка). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 231 с.
14. Гончаров В.И., Сидоров А.А., Прусс Ю.В. Реjuvenация месторождений окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Проблемы геологии континентов и океанов. Магадан: Кордис, 2001. С. 187-202.
15. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 251 с.
16. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 211 с.
17. Золото-серебряное оруденение Северо-Востока СССР (поисковые и оценочные критерии) / Отв. ред. Бабкин П.В., Сидоров А.А. Магадан: СВТГУ, 1977. 129 с.
18. Кабак И.Б. Объемная модель глубинной структуры и размещение рудопоявлений зоны сочленения Арманского и Ольского вулканических полей // Объемные модели структуры земной коры и верхней мантии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 38-52.
19. Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукач. М.: Недра, 1998. 204 с.
20. Котляр И.Н. Возраст серебряных руд месторождения Дукач // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 159-163.
21. Маслов Л.А., Романовский Н.П. Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим данным // Тихоокеанская геология. 1989. № 3. С. 3-24.
22. Поисково-оценочные критерии золоторудных месторождений перивулканических зон (методические рекомендации) / Сидоров А.А., Абрамсон Г.Я., Андреев Б.С., Волков А.В. и др. Магадан: ЦНИГРИ, Севвостгеология, 1982. 68 с.
23. Романовский Н.П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии, их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов // Тихоокеанская геология. 1985. № 2. С. 26-32.
24. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, 1999. 168 с.

25. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Вашилов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского типа // Тихоокеанская геология. 1992. № 2. С. 66-78.
26. Серебро: геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений (коллектив авторов). М.: Наука, 1979. 240 с.
27. Степанов В.А., Шишакова Л.Н. Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 196 с.
28. Туезов И.К. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов: (пояснительная записка). Хабаровск: ДВО РАН, 1988. 33 с.
29. Туезов И.К. Геотермическая структура литосферы и астеносферы Азиатско-Тихоокеанской зоны сочленения и прилегающих частей Азии и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
30. Туезов И.К. Геоэлектрический разрез литосферы и астеносферы Северо-Восточной Азии и прилегающих частей Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 1994. 300 с.
31. Шахтыров В.Г. Тенькинский глубинный разлом: тектоническая позиция, инфраструктура, рудоносность // Геологическое строение, магматизм и полезные ископаемые Северо-Восточной Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 62-64.
32. Inoue H., Fukao Y., Tanabe K., Ogata Y. Whole mantle P-wave travel time tomography // Phys. Earth. Pl. Int. 1990. Vol. 59. Pp. 294-328.
33. Ringwood A.E. Some aspects of the thermal evolution of the Earth // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1960. Vol. 20. Pp. 241-259.
34. Tanimoto T. The three-dimensional shear wave structure in the mantle by overtone wave form inversion // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1987. Vol. 89, N 2. Pp. 713-740.

ГЕОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ КОСТОМУКШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В.Я.Горьковец, М.Б.Раевская

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Апатиты

В пределах докембрийских щитов мира среди раннедокембрийских образований широко развиты породы железисто-кремнистых формаций, для которых характерны железорудные и золоторудные проявления.

В Карельском регионе Фенноскандинавского щита основными продуктивными на железо являются позднеархейские вулканогенно-осадочные и хемогенно-осадочные железисто-кремнистые формации, с которыми связаны месторождения и многочисленные рудопроявления, представленные железистыми кварцитами. Крупнейшим объектом региона, наиболее геологически изученным и перспективным является Костомукшский железорудный район. Здесь выявлен и разведан ряд различных по запасам железорудных месторождений. Среди них крупнейшим на северо-западе России по запасам железных руд является Костомукшское месторождение, а также Корпангское, содержащее легкообогащаемые железные руды, пригодные для бездоменной металлургии.

Согласно классификации запасов месторождений железных руд, учитывающий размеры месторождений и запасы металла (железо) на железорудных объектах, Костомукшское месторождение относится к весьма крупным железорудным объектам. Причем, рейтинг запасов железных руд Костомукшского рудного района относительно доказанных (утвержденных) запасов железных руд месторождений мира – 1.04%, что позволяет отнести это месторождение к весьма крупным (Железорудная база России, 1998; Попов, Сафонов, 2003).

В Костомукшском железорудном районе, включая разрабатываемое Костомукшское и подготавливаемое к разработке Корпангское месторождения железистых кварцитов, научными и производственными организациями с конца 70-х годов установлены так же проявления благородных металлов и алмазов. Имеющиеся данные о содержаниях золота на ряде участков Костомукшского месторождения и Костомукшского рудного поля (золоторудное месторождение "Таловейс", золоторудное проявление "Берендей", значительные по площади березитизированные кислые вулканы в районе горы Рувинваара) позволяют оценить промышленное значение золоторудной минерализации, как попутного сырья при переработке железистых кварцитов, а также вмещающих пород Костомукшского рудного поля.

Анализ выше перечисленных геологических данных привел к решению о необходимости проведении дальнейших исследований в пределах Костомукшского железорудного района по теме "Комплексное изучение Костомукшского рудного района" по программе фундаментальных исследований РАН "Генетические особенности и условия формирования крупных и суперкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения".

Основной целью данных исследований 2003 года явилось изучение рудогенных процессов в раннем докембрии Костомукшского рудного района Карельского региона, которые включают: а) установление вулканогенно-осадочных и осадочных генетических типов железнакопления и преобразование железисто-кремнистых осадков при метасоматических и метаморфических процессах; б) выявление рудоконтролирующих факторов и структурного контроля золотосодержащих и алмазонасных комплексов района.

Исходя из целевого задания основными задачами исследований явились: построение литолого-геохимического профиля на основе изучения стратиграфической последовательности пород, литологии, палеовулканических реконструкций, петро- и геохимических исследований, установления формационной принадлежности железисто-кремнистых образований и вмещающих их комплексов, и на этой основе установление последовательности структурно-тектонических процессов в истории развития района.

Костомукшский рудный район расположен в северо-западной части Фенно-Карельской гранит-зеленокаменной области, в которой преимущественно развиты древнейшие архейские гранитоидные комплексы, представленные тоналитами, плагиогранитами и гнейсо-гранодиоритами, а

также породы осадочно-вулканогенных ассоциаций зеленокаменных и белокаменных поясов (Геология Карелии, 1987; Luukkonen, 1992).

Вопросы о геологическом строении Костомукшского железорудного района, положении лопийских образований в стратиграфической шкале докембрия Карелии, стратиграфической последовательности пород Костомукшского рудного поля и Костомукшского месторождения, первичной природы докембрийских супракрустальных образований, а также их геоструктурного положения на разных этапах изучения решался различно и до сих пор дискутируются исследователями (Кратц, 1963; Чернов, 1964; Чернов и др., 1970; Харитонов, 1966; Лазарев, 1971; Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991; Раевская, Горьковец и др., 1992, и др.).

Причем, со времени открытия и проведения геолого-разведочных работ на месторождении и до середины 90-х годов научными и производственными организациями были проведены детальные геологические исследования, в основу которых положен историко-геологический метод. Анализ показал, что в пределах восточной части Фенноскандинавского щита выделяется эволюционный ряд стратифицированных генетически самостоятельных железисто-кремнистых формаций, последовательно сменяющих друг друга во времени. Эти железисто-кремнистые формации образовались в специфических физико-химических, палеогеографических и геодинамических условиях и характеризуются ассоциацией с различными вмещающими породными комплексами, определенным минеральным и химическим составом железисто-кремнистых пород, текстурными особенностями, масштабом продуктивности железорудного проявления.

В результате геологических исследований были составлены геологическая и металлогеническая карты района Костомукшского железорудного месторождения масштаба 1:50 000 и детальные геологические карты железорудных участков района, а также карта распределения типов руд месторождения масштаба 1:10 000 – 1:2 000, которые в дальнейшем использовались производственными геологическими организациями и Костомукшским ГОКом (рис. 1).

Исследование геологического строения, структуры Костомукшского месторождения, а также распространение рудных горизонтов постоянно сопровождалось и корректировалось на основе геофизических исследований (магниторазведкой, гравиразведкой, сейсмическими данными).

На основании детальности геологической изученности, полноты разреза и наличия в разрезе до 50% метаморфизованных терригенных и хемогенных морских отложений разрез позднеархейских супракрустальных образований Костомукшского железорудного района был принят как стратотипический для лопия Карелии (Общие вопросы ..., 1990; Общая стратиграфическая..., 2002).

С середины 90-х годов рядом исследователей на основе изотопно-геохимических характеристик и возрастных (преимущественно Sm-Nd) данных был предложен ряд моделей развития и геоструктурного положения позднеархейских толщ Костомукшского железорудного района, которые обосновались тектоническим совмещением разновозрастных вулканогенных и терригенных фрагментов разрезов (террейнов), сформировавшихся в независимых геодинамических обстановках океанической коры, задуговых бассейнов, пассивных окраин континентов, субдукционных и аккреционных призм и т.д. (Pukhtel et al., 1996; Самсонов и др., 1966; Кожевников, 2000; Лобач-Жученко и др., 2000 и др.).

Причем, эти модельные построения зачастую не согласуются с геологическими фактическими материалами.

В геологическом отношении Костомукшская структура (Костомукшское рудное поле) находится на границе двух отличных по геолого-структурным, металлогеническим, геохимическим характеристикам блоков. С запада к Костомукшской структуре примыкает раннеархейский комплекс кристаллического фундамента, являющийся основанием для лопия Костомукшского района – Вокнаволоцкий блок. К востоку от Костомукшского синклинали располагаются позднеархейская (лопийская) гранит-зеленокаменная область, представленная сочетанием овальных, изометричных купольно-блоковых структур сложенных гранитоидами и гранито-гнейсами, облекаемыми лопийскими железорудно-сланцевыми супракрустальными толщами (Горьковец, Раевская и др., 1981; 1991).

Вокнаволоцкий (Войницкий) блок расположен в северо-западной части Фенно-Карельского кратона, имеет почти изометричную форму площадью около 5.6 тыс. км² (90х65 км), несколько вытянут в северо-восточном направлении (рис. 2).

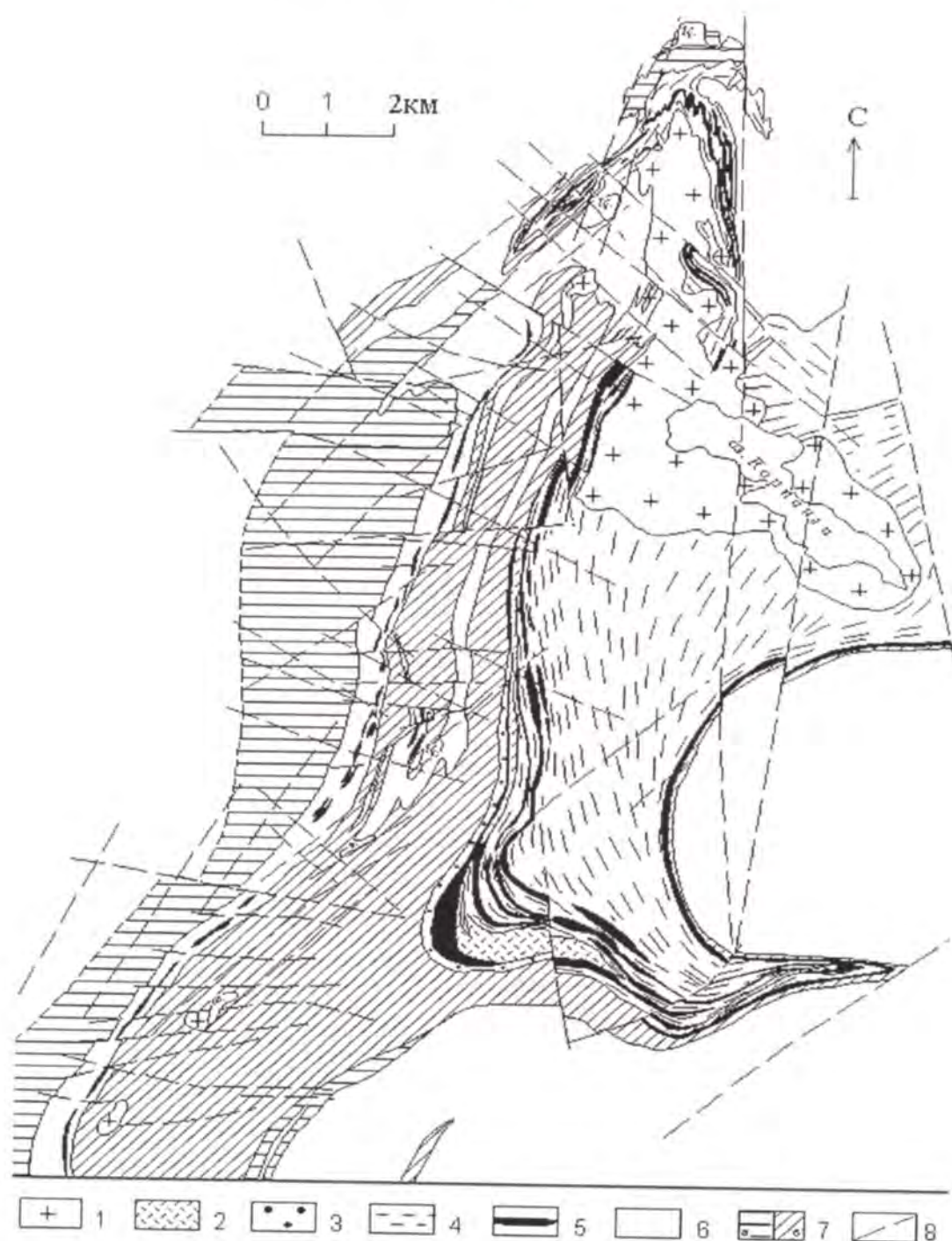


Рис. 1. Геологическая карта Костомукшского железорудного района (Горьковец, Раевская, 2003):

1 – плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты; 2 – габбро-диориты; 3 – полимиктовые конгломераты; 4 – кварц-биотитовые, биотит-кварцевые сланцы с гранатом; 5 – магнетитовые кварциты; 6 – ридоциты (метатифы и метатиффиты); 7 – метабазальты Niemirvinskaya (а) и Ruvinaarskaya (б) свит; 8 – тектонические зоны

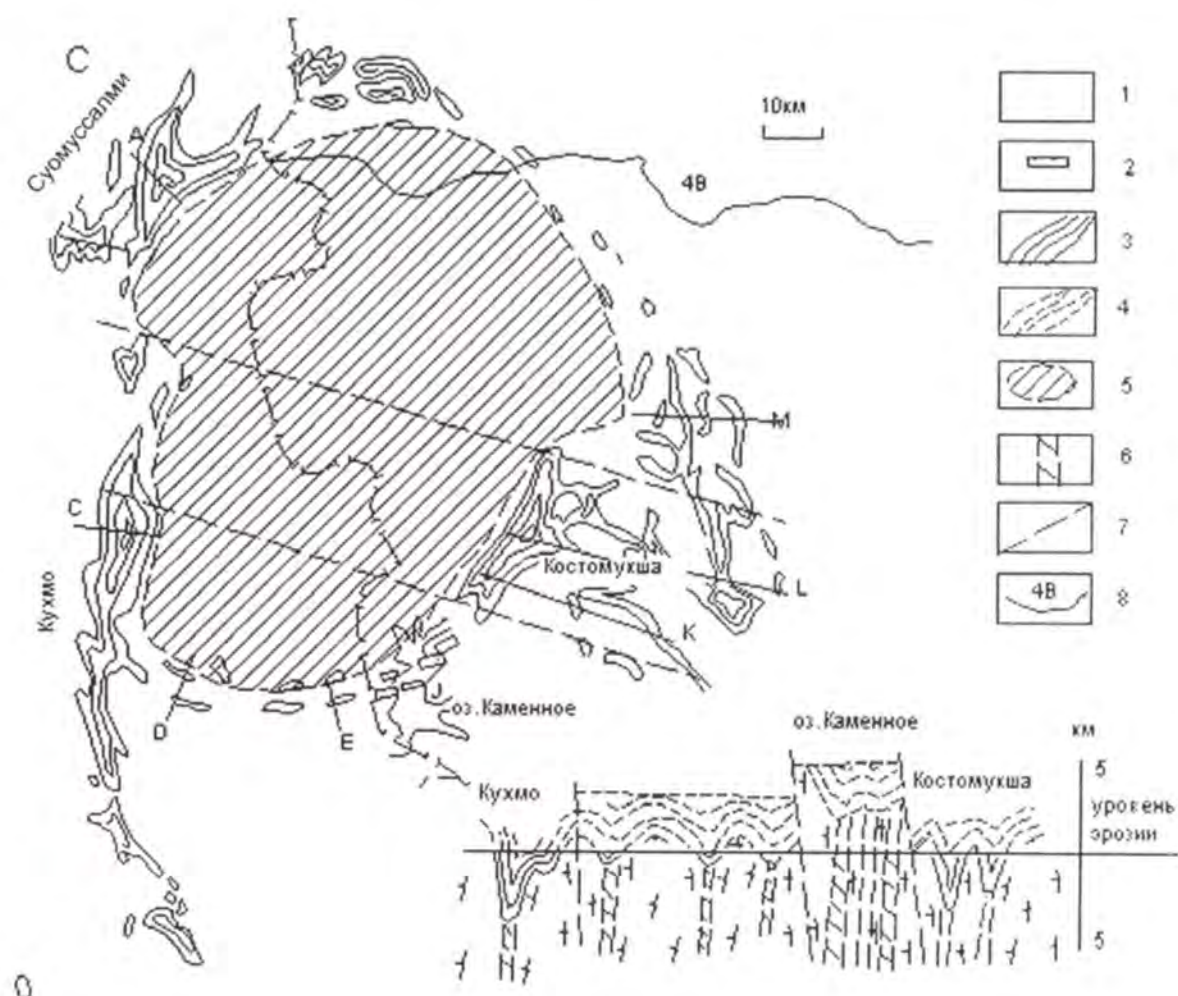


Рис. 2. Структурная схема площади развития Вокнаволоцкого блока, зеленокаменных поясов Костомукшского и Кухмо-Суомуссалми:

1 – гнейсо-граниты, тоналиты, мигматиты; 2 – дайковый комплекс метадолеритов; 3 – позднеархейские зеленокаменные структуры; 4 – реконструированные позднеархейские вулканогенно-осадочные толщи; 5 – Вокнаволоцкий блок; 6 – реконструированные дайки подводящих вулканических каналов; 7 – тектонические зоны; 8 – сейсмический профиль 4В

В пределах Вокнаволоцкого блока широко развиты древнейшие архейские интенсивно переработанные супракrustальные комплексы с реликтами гранулитовой фации метаморфизма: слюдяные гнейсы – биотитовые, гранат-мусковит-биотитовые амфибол-биотитовые, гранат-силлиманит-двуслюдяные и другие гнейсы; амфибол- и пироксенсодержащие, двупироксеновые амфиболиты и гнейсы, энтербиты. Значительная часть территории блока сложена инфракrustальными комплексами – гнейсогранодиоритами, плагиогнейсогранитами, тоналитогнейсами, плагиомикроклиновыми, микроклиновыми, амфибол- и гиперстенсодержащими гранитами-чарнокитами (Лазарев, 1973; Свириденко, 1974; Gorkovets, Rayevskaya, Lukashov, 2000; Gorkovets, Rayevskaya, 2002). Отмечены многочисленные интрузивные тела долеритов, габбро-долеритов, клинопироксенитов, ориентированные в субмеридиональном, северо-восточном (СВ 40-50°), северо-западном (СЗ 300-310°) направлениях.

В пределах Вокнаволоцкого блока полностью отсутствуют типичные верхнеархейские (лопийские) вулканогенно-осадочные и осадочные образования.

На основании геологических исследований (Gorkovets, Rayevskaya, 2000, 2002, 2003) и геофизическим данным (Глубинное ..., 2001; Magnetic anomaly map..., 2001) установлено, что Вокнаволоцкий блок представляет собой довольно изометричный выступ нижнеархейского кристаллического фундамента, оконтуренный со всех сторон поясом ранне-позднеархейских тектонических долгоживущих разломных зон, служащих путями подъема магматитов для формирования лопийских вулканогенно-осадочных комплексов (Gorkovets, Rayevskaya, 2003). С востока блок оконтуривает Костомукшский зеленокаменный пояс, с запада – структуры зеленокаменного пояса Кухмо-Суомуссалми. С юга блок окружен юго-восточным ответвлением пояса Кухмо-Суомуссалми и юго-западным продолжением Костомукшской структуры, которые в районе оз. Каменное (оз. Киитехенярви) прослеживаются в виде полосы интенсивно переработанных и будинированных долеритовых, габбро-долеритовых, коматиитовых даек. Эти дайки представляют собой реликты подводящих вулканических трещинных каналов, служащих путями подъема магмы для формирования лопийских базальтовых и коматиитовых лав зеленокаменных поясов. По унаследованным долгоживущим разломным зонам произошло также внедрение поздних протерозойских интрузивных комплексов долеритов, габбро-долеритов, лампроитов. Дайковый комплекс (сотни даек) субширотного простирания прослежен на расстоянии около 15 км при мощности этой зоны до 3-5 км. С севера Вокнаволоцкий блок ограничен реликтами мелких структур, являющихся продолжением зеленокаменных поясов Костомукши с востока и Кухмо-Суомуссалми с запада, представленными интенсивно переработанными лопийскими метабазальтовыми лавами.

Наличие в центральной части Вокнаволоцкого блока протяженных овально-вытянутых в северо-северо-восточном направлении гравиметрической (Bouguer anomaly map..., 2002) и магнитной (Magnetic anomaly map..., 2001) аномалий обусловлено эволюцией формирования данного участка земной коры. Интенсивная гравиметрическая аномалия отражает наличие здесь подъема верхней кромки "нижней коры" на 15-20 км, что подтверждается на сейсмическом разрезе МОГТ сейсмического профиля 4В (Глубинное строение..., 2001).

В этом блоке на глубинах до 15 км располагаются плотные породы, соответствующие плотности энтербита (2.79 г/см^3). Граница блока практически вертикальная до глубины 20 км, что зафиксировано в наличии зон разломов и зон милонитизации на границе Вокнаволоцкого и Фенно-Карельского блоков на геофизическом профиле 4В (рис. 3).

Присутствие магнитной аномалии, соответствующей контурам гравиметрической аномалии обусловлено развитием диафоритов по двупироксеновым амфиболсодержащим гнейсам (ассоциация гранулитовой фации). В процессе диафореза амфиболитовой фации из пироксенов (гиперстена-феррогиперстена, салит-авгита) высвобождается железо, которое кристаллизуется в виде магнетита, что обуславливает высокую магнитную восприимчивость диафоритованных гнейсов и мигматитов вокнаволоцкого комплекса.

Позднеархейские супракрустальные кристаллические образования в Костомукшском железорудном районе представлены лопийским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород с возрастом древнее 2.7 млрд. лет. Структурный план Костомукшского железорудного района определяется сочетанием овальных, изометричных или овально-вытянутых купольно-блоковых структур положительного знака, сложенных плагиогранито-гнейсами и разнообразными мигматитами, облекаемыми лопийскими супракрустальными вулканогенно-осадочными толщами. Лопийские толщи образуют сложную систему различно ориентированных, часто сопряженных синклинальных структур, симметричных или резко асимметричных, довольно часто с сорванным одним крылом. Наиболее полный разрез пород выявлен в Костомукшском рудном поле, представляющем собой асимметричную синклинальную структуру субмеридионального простирания протяженностью более 25 км при ширине 4.5-7 км. В центральной части она представляет усложненную резко асимметричную синклиналь. Западное крыло Костомукшской синклинали сложено моноклинально падающими на восток осадочно-вулканогенными образованиями контоксской серии. Простирание их СВ $10-20^\circ$ с довольно пологими углами падения в западной части. На Костомукшском месторождении породы гимольской серии смяты в резко асимметричную по мощности крыльев синклинальную складку.

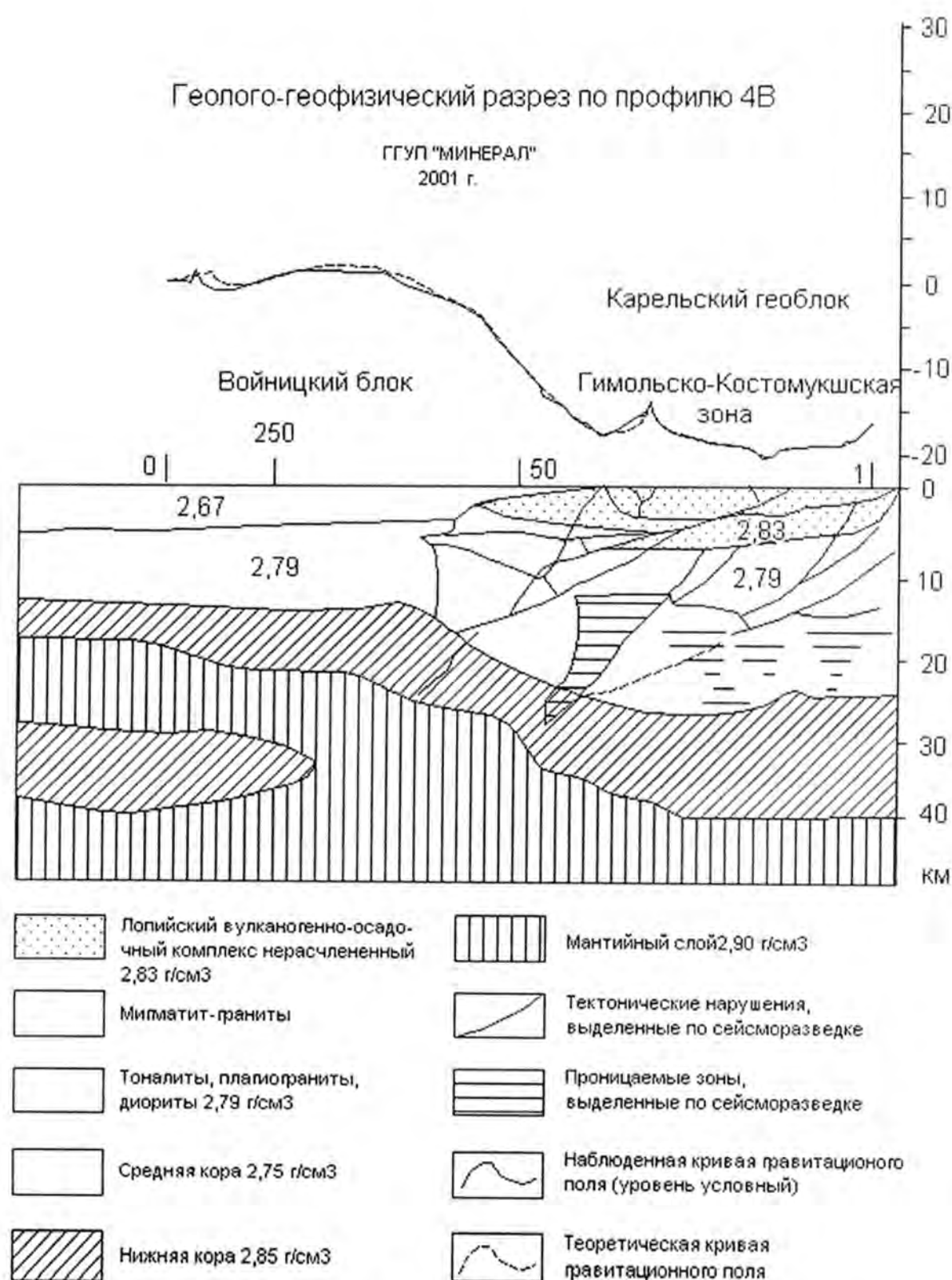


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по профилю 4В (Глубинное строение ..., 2001)

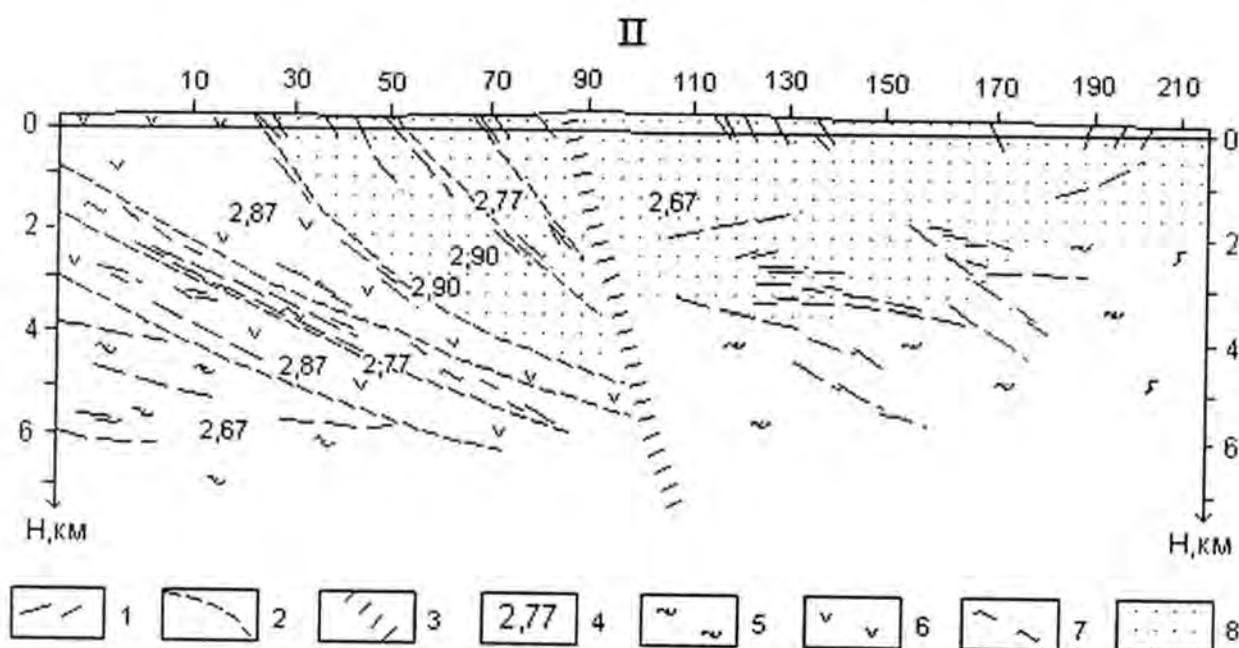
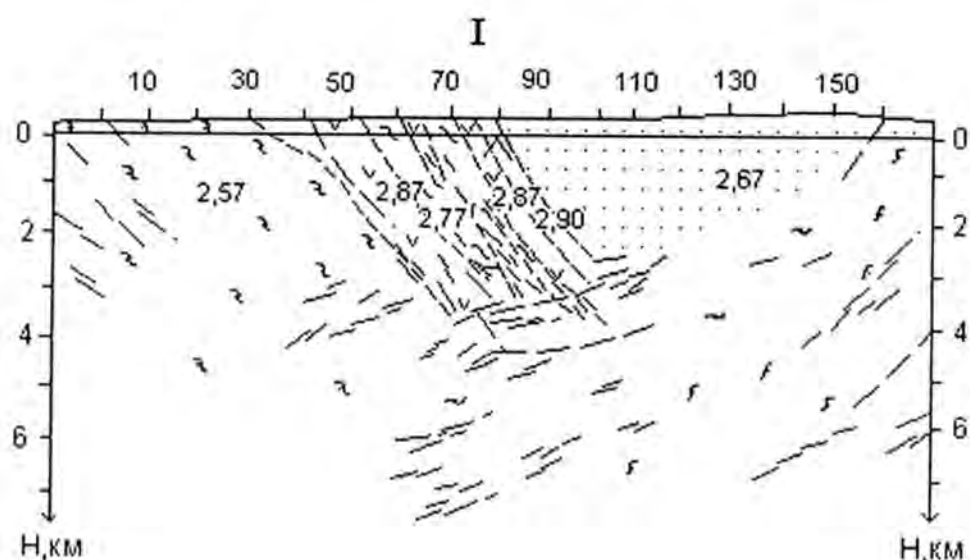


Рис. 4. Сейсмические профили через Костомукшское месторождение (по данным Н.Г.Романенко, М.Е.Меламуда, Э.В.Муровой, 1976):

1 – отражающие площадки; 2 – геологические границы пород; 3 – сбросы; 4 – значения средней плотности пород; 5 – плагиогнейсо-граниты; 6 – основные вулканиты (метабазальты) контоксской серии; 7 – риодациты контоксской серии; 8 – породы гимольской серии

Осевая плоскость складки в северной части месторождения имеет простирание СВ 10-15°, а в центральной части резко меняет свое направление на широтное. Падение пластов слюдястых сланцев и железистых кварцитов в северной части месторождения восточное и юго-восточное, крутое (80-85°), выполаживающееся на глубине 2-2.5 км (рис. 4).

Костомукшская синклиналь рассматривается (Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991; Горьковец, Раевская, 1986) как сложная структура, образованная в результате сочленения четырех

Схема расчленения докембрийских кристаллических комплексов
Костомукшского стратиграфического полигона

Группа	Комплекс	Возрастные рубежи, млн лет	Серия	Свита	Лито-петрографический состав	Мощность, м	Возраст, млн лет					
							Sm-Na	Nd	Авторы	U-Pb	Авторы	
Поздний архей	Лопинский	2600			Интрузивные комплексы: гранодиориты, аплиты, дайковые микрокритовые граниты, плагио-микрокритовые граниты, микроклино-плагиоклазовые граниты, габброграниты					2660 2660-20 2700 2710 2720 2707-31	Щербак Н.П. Либманов Е.П. Либманов Е.П. Либманов Е.П. Либманов Е.П. Лобачев-Жуковский С.Б.	
		2720										
		2700-100	Гимольская	сурламбинская	Кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы с гранатом, старшином, андалузитом, средними прослоями магнетитосодержащих кварцитов	100-1300						
		костомукшская			80-1140							
		нюкозерская		Железные кварциты, углеродсодержащие сланцы, кварц-биотитовые и биотит-кварцевые сланцы	20-80			2820-30	Щербак Н.П.			
		2850-30	Контокская		ручининская	Перерыв, кора химического выветривания	50-1100	2813-24 2843-39 2801-7 2805- 2820 2795-10	-2,9 -2,8	Матрончев В.А. Пухель И.С. Сергеев С.А. Самсонов А.В. Лобачев-Жуковский С.Б.		
		нураовская			Метабазальты, коматиты, углеродсодержащие сланцы, слюдяные кварциты	0-800						
		ниемиярвинская			Метавулканиты, магнетитовые сланцы и кварциты, углеродсодержащие сланцы	80-1300	2808-95 2940-13 2970-20	-2,9 -1,5 -2,3	Пухель И.С. Матрончев В.А. Матрончев В.А.			
	Метабазальты, магнетитовые сланцы и кварциты, коматиты											
		Нюкозерская		Перерыв биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые, мусковитовые и двуслюдяные гнейсы и гранитоиды; метаседики	более 1000							
3150-50				Перерыв Плагиоклазограниты и гнейсы, роговики, грауваки, кварциты, кварциты								

сходящихся синклинальных структур (рис. 1), а Костомукшское месторождение приурочено к центральной наиболее погруженной части этой сложной структуры, что подтверждается сейсмическими данными, полученными Н.Г.Романенко, М.Е.Маламудом и Э.В.Муровой (Геология и металлогения ..., 1981). Глубина синклинали здесь достигает 6.5 км, тогда как для северной части месторождения – лишь 4.5 км.

Общая стратиграфическая последовательность пород позднеархейских лопийских образований Костомукшского рудного района с возрастом 2,9-2,7 млрд лет представляется в следующем виде (Горьковец, Раевская и др., 1981; 1991; Раевская, Горьковец, 1992) (снизу вверх): нюкозерская толща, контокская серия, гимольская серия (таблица):

I. Нюкозерская толща объединяет биотитовые, гранат-биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные гнейсы по метапесчаникам и аркозам, реже прослои гранатовых и полевошпатовых кварцитов и мигматиты по этим породам. Предполагаемая мощность толщи – первые сотни метров.

II. В составе контоксской серии, сложенной вулканогенно-осадочными и вулканогенными метаморфизованными образованиями, выделяются:

- нижняя – ниemiaрвинская свита мощностью до 1300 м, сложенная основными вулканитами – метабазальтами и небольшими по мощности линзами коматитов и редко магнетитовых кварцитов;

- средняя – шурловаарская свита мощностью от 0 до 600 м, представленная вулканогенно-осадочными образованиями и состоящая из порфиридов (агломератовых, лапиллиевых, слоистых туфов риодацитового состава магнетитовых сланцев и кварцитов, углеродсодержащих сланцев;

- верхняя – рувинваарская свита мощностью до 1100 м, включает метабазалы, коматииты и редкие маломощные прослойки углеродсодержащих сланцев и силикатных кварцитов.

Общая мощность контоксской серии в Костомукшском районе варьирует в широких пределах от 100 до 3000 м.

Контакт между нижележащей контоксской и перекрывающей ее гимольской серией выражен в несогласном налегании метаосадочных пород гимольской серии на площадную архейскую кору химического выветривания, сформировавшуюся на метабазальтах рувинваарской свиты контоксской серии (Горьковец, Раевская, 1983, 1986).

III. Гимольская серия состоит исключительно из осадочных пород и разделяется на три свиты: суккозерскую, костомукшскую и сурлампинскую.

Суккозерская свита сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами и граувакками, базальными для пород гимольской серии, мощностью 20-85 м.

Костомукшская свита подразделяется на две подсвиты – нижнекостомукшскую и верхнекостомукшскую:

- нижнекостомукшская подсвита существенно железорудная, представлена рибекит-магнетитовыми, актинолит-магнетитовыми, биотит-магнетитовыми, грюнерит-магнетитовыми, магнетит-грюнерит-биотитовыми, магнетит-роговообманко-биотитовыми, грюнерит-биотитовыми, грюнерит-роговообманко-биотитовыми кварцитами, прослоями углеродсодержащих и ритмичнослоистых слюдистых сланцев, общая мощность 30-420 м;

- верхнекостомукшская подсвита состоит примерно на 50% из пластов железистых кварцитов и на 50% из сланцевых прослоев, включающих ритмичнослоистые слюдистые и углеродсодержащие сланцы. Мощность подсвиты 50-720 м.

Мощность костомукшской свиты составляет 80-1140 м.

Сурлампинская существенно сланцевая свита сложена ритмичнослоистыми кварц-биотитовыми и биотит-кварцевыми сланцами с высокоглиноземистыми минералами и прослоями до 1 м мощностью кварцитов, содержащих магнетит. Мощность свиты 100-1200 м.

Суммарная мощность пород гимольской серии колеблется от 180 до 2340 м.

Среди магматических и ультрамафических комплексов архея в районе выделяются:

1. Амфиболиты и габбродолериты, являющиеся дайковой фацией основных эффузивных образований лопия.

2. Метаморфизованные ультраосновные породы (коматииты) – тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные, тремолитовые, актинолитовые сланцы.

3. Геллефлинты, плагиопорфиры.

4. Плагиоклазовые, плагиомикроклиновые и микроклин-плагиоклазовые граниты и пегматиты.

5. Дайковая фация андезитового и долеритового составов.

6. Гранодиориты и диориты.

7. Протерозой представлен долеритами, габбро и комплексом основных и ультраосновных-щелочных пород – лампроитов, лампрофиров, карбонатитов (биотит-карбонатных сланцев), субщелочного габбро.

Нижний возрастной предел лопийских железорудно-сланцевых толщ не установлен, так как нет радиологических возрастов по аутигенным минералам нюкозерской серии.

Возрастные характеристики лопийских образований приведены по данным Sm-Nd метода в вулканиках базальтового, коматиитового и риодацитового состава контоксской серии в целом по породам, определенным в ИГГД РАН и ИМГЭ РАН (таблица). Возраст пород ниemiaрвинской свиты составляет от 2808 ± 95 до 2970 ± 20 млн. лет, риодацитов шурловаарской свиты $2805-2820$ млн. лет, базальтов и коматиитов рувинваарской свиты от 2813 ± 24 до 2843 ± 39 млн. лет.

Изотопные датировки основания гимольской серии, полученные в радиогеохронологическом отделе ИГФМ АН УССР термоэмиссионным методом по аутигенным цирконам цемента

конгломератов суккозерской свиты, показали возраст 2820 ± 30 млн. лет (Щербак, Горьковец и др., 1986).

Верхний возрастной предел супракрустальных образований лопня, определенный в Институте геологии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (U-Pb и Pb-Pb-методами) и в радиогеохронологическом отделе ИГФМ АН УССР по акцессорным цирконам из прорывающих лопийские образования гранитов плагиоклазового, плагиомикроклинового составов, не менее 2700 млн. лет (Бибикова и др., 1977; Щербак, Горьковец и др., 1986).

Возраст прогрессивного регионального метаморфизма пород лопня и терригенных осадков гимольской серии составил 2720 и 2700 млн. лет (Щербак, Горьковец и др., 1986).

Возраст секущих тел долеритов и андезитов, а также гранодиоритов южной части Костомукшского района, определенный по акцессорным цирконам U-Pb и Pb-Pb-методами в ИГФМ АН УССР и ИГГД АН СССР (Железисто-кремнистые формации ..., 1988), составляют 2660 и 2664 ± 20 млн. лет соответственно.

Таким образом, в составе лопийских образований железисто-кремнистые породы располагаются на двух стратиграфических уровнях, соответствуют двум формационным типам. В нижней части разреза они ассоциируют с кислыми вулканитами риодацитового состава (контокская серия).

Костомукшское месторождение представлено железистыми кварцитами в ассоциации с метатерригенными флишевыми толщами гимольской серии.

Магнетитовые кварциты и магнетитовые сланцы двух стратиграфических уровней характеризуются высокими магнитными свойствами и высокой плотностью, достигающей $3.5-3.7$ г/см³, поэтому для исследования этих пород были применен комплекс в том числе и геофизических работ, включающий магнитометрические и гравиметрические исследования.

С целью прослеживания железорудных горизонтов на глубину, установления глубины Костомукшской синклинальной структуры Костомукшского месторождения в 1975-1976 г.г. сотрудниками Западного геофизического треста были проведены сейсморазведочные работы методом отраженных волн в масштабе 1:25 000.

Известно, что отражательная способность сейсмических границ определяется акустической жесткостью контактирующих пород или волновым сопротивлением среды. Для лопийских комплексов Костомукшского района характерна высокая дифференциация скоростей отраженных волн, что определяется вариацией плотности литологических типов пород, достигающих 20%.

На профилях сейсмического зондирования вкрест простирания Костомукшской синклинали (рис. 4) отражающие площадки четко ограничили контакты контрастных по петрофизическим свойствам литологических типов пород, совпадающие с контактами этих пород, прослеженными на дневной поверхности. Этот метод позволил установить максимальную глубину Костомукшской синклинали, составляющую 6.5 км. В северном и южном направлениях глубина синклинали снижается до 4 км. Аналогичная закономерность отмечена и для Костомукшского железорудного месторождения – глубина залегания железных руд, постепенно выклинивающихся с глубиной, в центральной части прослежена до 4.5-5.0 км, тогда как на север и на восток происходит выклинивание осей этой синклинали.

Геологические и геофизические исследования показали, что Костомукшская структура имеет сложную конфигурацию, так как была образована в результате сочленения четырех синклинальных структур различного направления. Воздымание осей синклиналей происходит в С, ЮЗ, СВ и ЮВ направлениях, а центральная часть Костомукшского месторождения является наиболее погруженной частью синклинория, что подтверждается сейсморазведочными работами (рис. 3).

В результате геологических исследований Западных объектов Костомукшского рудного поля, проведенных 2001-2003 г.г. появился новый дополнительный геологический материал, характеризующий геолого-литологические особенности лопийских образований Костомукшского района, их фациальный и формационный состав, минералогию, метаморфизм и структуру этого объекта. В значительной степени эти исследования подтвердили геологическое строение участков Западных объектов и первичную природу этих образований (Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991).

В геологическом строении участка Западных объектов, располагающихся к западу от Костомукшского железорудного месторождения, принимают участие метаморфизованные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования контоксской и гимольской серий.

Контокская серия представлена вулканогенными толщами:

1) шурловаарской свиты, представленной метариодацитами (туфы, туффиты), магнетитовыми сланцами и кварцитами и в меньшей степени углеродсодержащими сланцами и кварцитами;

2) рувинваарской свиты, включающей метабазалты с текстурой "шаровых" лав, амфиболитами, коматитами, углеродсодержащими сланцами.

Общее простирание пород контоксской серии СВ 20°.

Породы гимольской серии в пределах данной площади представлены осадочными образованиями двух свит:

суккозерской – конгломераты, гравелиты),

костомукшской – железистые кварциты и ритмично-слоистые слюдистые сланцы флишевого типа и углеродсодержащими сланцами.

Лопийские супракрустальные образования участков Западных объектов составляют серию линейно вытянутых субмеридиональных структур, представляющих собой усложненное антиклинальным поднятием западное крыло Костомукшской синклинали. В центральной части этой площади, западнее продольного антиклинального поднятия, сложенного кислыми вулканитами шурловаарской свиты, в ядре мелкой (глубина ~ 300 м) синклинали структуры сохранились породы гимольской серии. Эти породы далее на север прослежены по простиранию на 2300 м. Причем, эта узкая, шириной до 250 м, синклинали структура несогласно залегает на метабазалтах рувинваарской свиты контоксской серии; ее простирание СЗ 350° (рис. 5).

Детальные структурные наблюдения в районе Костомукшского железорудного месторождения, в том числе на участке Западных объектов, показали наличие неоднократных различной интенсивности деформаций лопийских супракрустальных толщ и сопровождавших их тектонических превращений (Горьковец, Раевская и др., 1991).

В лопийских образованиях района исследователями (Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991) отмечаются четыре фазы складчатости, которые привели к формированию складчатости различных порядков, сопровождавшихся сланцеватостью (кливажом) и гнейсовидностью. Складки второй, наиболее интенсивной фазы складчатости, сопровождались крутой минеральной и агрегатной линейностью. Эта фаза складчатости создала основной структурный план района.

Наряду со складчатыми деформациями в районе широко развиты наложенные деформации, выразившиеся в создании разновозрастных систем разрывных нарушений разных порядков и направлений и сопутствующих им мелких складок, наложенных сланцеватостей, минеральных линейностей, разновозрастных жил и даек различного состава, зон милонитизации, катаклаза, зон диафтореза и метасоматической переработки пород.

По крутым долгоживущим зонам разломов формируются субсогласные или несогласные (поперечные, "клавишные") с простиранием складчатых структур взбросовые или надвиговые структуры, с которыми связано внедрение плагиопорфиров, габбро-долеритов, интрузивных коматитов, жильных андезитов (трахиандезитов), биотито-карбонатных сланцев, лампроитов.

В пределах изучаемых Западных объектов Костомукшского рудного поля выявлены три системы разновозрастных разрывных нарушений.

Более ранние наложенные деформации субмеридионального простирания на участке Западный объект привели к формированию гидротермально-метасоматических пиритизированных с арсенипиритом березитов по риодацитам шурловаарской свиты. Наличие березитизированных пород

Вторая ранняя наложенная деформация с образованием сбросо-надвиговых деформаций, по которым проходило внедрение жил андезитового (трахиандезитового) состава с возрастом 2664 млн. лет довольно широко развиты в пределах изучаемых объектов. Простирание этой системы нарушений имеет СВ 20°. Эта система наложенных деформаций привела к переориентировке железорудно-сланцевых толщ гимольской серии на Западном объекте.

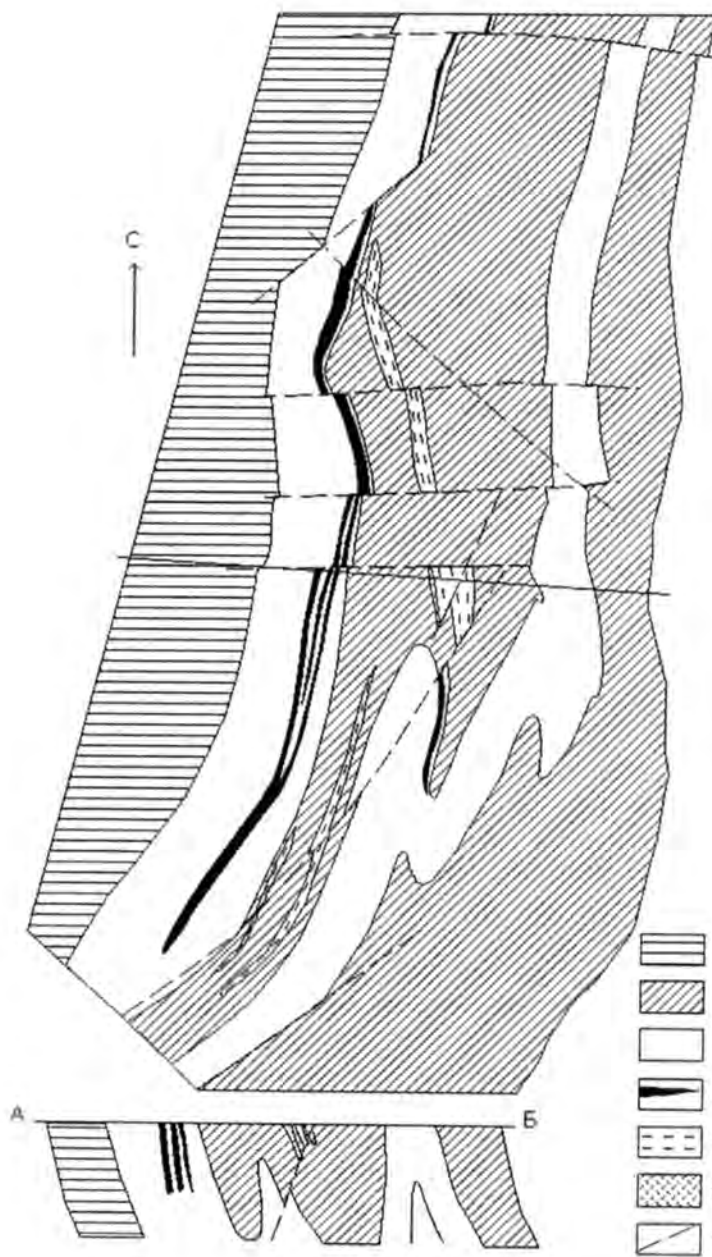


Рис. 5. Геологическая карта участка "Рувинваара" (Горьковец, Раевская, 2003):

1 – метабазальты ниemiaрвинской свиты; 2 – метабазальты руvинваарской свиты; 3 – метатуты риодацитового состава; 4 – железистые кварциты; 5 – слюдяные ритмичнослоистые сланцы; 6 – геллефлинты; 7 – тектонические зоны

На вышеперечисленные зоны разломов наложена система нарушений СЗ 300° – СВ 60° – субширотного направления ("клавишная") система разломов сбросо-сдвигового характера. К этой системе разломов приурочено внедрение ультраосновных щелочных пород рифейского возраста – лампроитов и биотито-карбонатных сланцев-карбонатитов. Эти многочисленные субширотные сбросо-сдвиговые зоны привели к эффекту внезапного исчезновения толщ железистых кварцитов и вмещающих их сланцев в неглубоких, наложенных синклинальных структурах гимольской серии.

Эта система сбросо-сдвиговых деформаций также привела к формированию тектонической брекчии с размером тектонических блоков в десятки и сотни метров.

Процессы складчатых деформаций, метаморфизма и гранитизации района, как показано исследователями (Чернов и др., 1970; Лазарев, 1971; Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991, 1992 и др.), тесно связаны во времени и пространстве.

Анализ материалов по метаморфизму и изучение минеральных парагенезисов силикатных и рудных минералов в железистых кварцитах и вмещающих породах района показал, что метаморфизм этих образований был неоднократным, сложным и неравномерным. Причем, метаморфизм пород и руд контоксской и гимольской серий отличен (Горьковец, Раевская, Володичев и др., 1991).

На основе изучения минеральных парагенезисов метабазальтов и метариодацитов, а также ассоциирующих с ними железисто-кремнистых пород Западных объектов установлено, что в формировании этих минеральных ассоциаций пород играл метаморфизм амфиболитовой – эпидот-амфиболитовой фаций.

Для пород гимольской серии, для которой характерны минеральные парагенезисы ассоциирующих гранат-биотитовых сланцев и железистых кварцитов характерно проявление метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

В Костомукшском железорудном районе со второй половины 70-х годов научно-исследовательскими работами установлены золоторудные проявления в железистых кварцитах и вмещающих породах, что нашло отражение в публикациях научно-исследовательских и производственных организаций при комплексной оценке железорудного месторождения (Горьковец, Раевская, 1979; Фурман, Пшеничная, 1995; Ушков, 1989; Кожевников, 2000; Головина, Ватолин, 2003).

Имеющиеся геологические данные и установленные концентрации золота на отдельных участках Костомукшского рудного поля, Костомукшского и Корпангского железорудных месторождений показало, что наряду с разведанным золоторудным месторождением "Таловейс" можно обозначить еще ряд потенциальных зон золотой минерализации.

В пределах южной части Костомукшского рудного поля выявлены и разведаны золоторудные проявления на трех участках – Центральном, Восточном и Западном. Наиболее перспективным из них является золоторудное месторождение "Таловейс", представленное гидротермально-измененными гранит-порфирами, включающими серию прерывистых кварцевых жил с золотым оруденением. С гранитоидами, располагающимися среди позднеархейских metabазальтов и коматитов контоксской серии, пространственно ассоциируют два типа руд – золото-пирит-кварцевожильный и золото-сульфидный.

В северо-западной части Костомукшского рудного поля выявлены два перспективных на золото участка в районе горы Рувинваара. Один из таких участков – зона березитизации кислых вулканитов-риодацитов контоксской серии СВ-20° простираения, прослеженная разведочными скважинами в виде полосы длиной до 1500 при мощности 25-50 метров.

Второй объект представлен интенсивной тектонической брекчией – мощной зоной дробления магнетитовых кварцитов, слюдистых и углеродсодержащих сланцев гимольской серии. Тектоническая брекчия сопровождается прокварцеванием, карбонатизацией и насыщена халькопирит-пирит-пирротиновой минерализацией. Площадь тектонической зоны 400х400 метров.

В пределах Костомукшского железорудного месторождения выделяются три потенциальных участка с золотой минерализацией, каждой из которых контролируются тектоническими зонами. Первый участок в юго-восточной части Южного карьера приурочен к тектонической сбросо-сдвиговой зоне СВ 70° простираения; второй – расположен в центральной части Южного карьера и контролируется тектоническим разломом СЗ 350°; третья зона располагается в южной части Центрального карьера на участке перегиба Костомукшской синклинальной структуры и контролируется серией разломных зон СЗ 310° простираения.

Потенциальная зона золотой минерализации отмечается в пределах Корпангского железорудного месторождения. Золоторудные проявления на месторождении контролируются тектоническими зонами СВ - 20° и СЗ - 310° простираения, что сопровождается сульфидизацией, прокварцеванием и развитием здесь вторичных кварцитов. Зоны сульфидизации также приурочены к пегматитовым жилам и альбитовым диафоритам.

Золотоносность супракрустальных лопийских образований по программе ОНЗ-03/1 изучалось на основе литолого-геохимического профиля в пределах Костомукшского железорудного района с использованием материалов полевых экспедиционных исследований 2003 года, а также части материалов предыдущих исследований, которые подтвердили геологические и стратиграфические соотношения пород серий, свит и взаимоотношения интрузивных комплексов, установленные нашими предыдущими исследованиями (Горьковец, Раевская и др., 1981, 1991; Раевская, Горьковец и др., 1992).

Литолого-геохимический профиль протяженностью 1500 м включает метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования контоксской серии Западных геологических объектов Костомукшского рудного поля участка горы Рувинваара и метатерригенные и хемогенно-осадочные толщи гимольской серии Центрального и Южного карьеров Костомукшского месторождения. Аналитические исследования на золото, серебро, платину были проведены в Региональном аналитическом центре "Механообр инжиниринг аналит" (г. Санкт-Петербург)

пробирным (Pb) – атомно-абсорбционным методом и в аналитической лаборатории Геологического института Кольского научного центра РАН (г. Апатиты) методом атомной абсорбции.

По данным проведенного пробирного и атомно-абсорбционного анализа 120 проб, отобранных в пределах литолого-геохимического профиля, золотоносность в породах колеблется в широких пределах – от 0,002 до 1,5 г/т. Для большинства проб магнетитовых кварцитов Западных геологических объектов Костомукшского рудного поля и Костомукшского месторождения характерна низкая концентрация Au, составляющая 0,00 п – 0,1 г/т. На участках проявления гидротермальных метасоматических процессов – сульфидизации, окварцевания, карбонатизации и хлоритизации концентрации Au составляет 0,5-1,5 г/т и может достигать 9 г/т.

Во вмещающих породах частота встречаемости и содержание Au ниже, чем в магнетитовых кварцитах. Однако, в этих породах (сланцевых сланцах, геллефлинтах, риодацитах) затронутых метасоматическими процессами (зоны окварцевания, березитизации, карбонатизации, развитие пирит-арсенопиритовых, пиритовых, халькопирит-пирротиновых поздних эпигенетических ассоциаций) концентрации Au возрастает и достигает 0,1-2,2 г/т.

Серебро в проанализированных пробах присутствует практически повсеместно и связано как с ранним, так и с поздним эпигенетическим процессом сульфидизации-пирит-пирротиновой, пиритовой и пирит-арсенопиритовой ассоциацией. Концентрация Ag составляет 0,2-1,6 г/т.

С целью установления корреляции золоторудной минерализации с сульфидными минералами были проведены работы по получению концентратов и мономинеральных фракций рудных минералов – арсенопирита, пирита, пирротина и халькопирита.

Изучение сульфидной минерализации позволило выделить два этапа минералообразования – ранний эпигенетический и поздний эпигенетический, характеризующиеся различными ассоциациями рудных минералов. Для раннего эпигенетического этапа характерна преимущественно пирит-пирротиновая ассоциация, сменяющаяся на позднем эпигенетическом этапе парагенезисом пирит-арсенопиритовым, пиритовым и халькопирит-пирротиновым.

Максимальные концентрации золота выявлены в арсенопиритах зоны окварцевания и сульфидизации из тектонизированных зон геллефлинты и кварц-биотитовых сланцев достигает 15 и 32 г/т. Серебро постоянно присутствует во всех рудных минералах. Причем, максимальные его концентрации, достигающие 21 г/т, отмечены в арсенопирите.

Таким образом, рудоконтролирующими факторами с признаками золотой минерализации в Костомукшском железорудном районе главнейшими являются структурно-тектонический контроль и гидротермально-метасоматические преобразования железистых кварцитов и вмещающих пород. Характерным признаком золоторудного проявления является четкая корреляция золотой минерализации с мышьяком (в арсенопирите).

Анализ геологических данных позднearchейских супракрустальных толщ и инфракрустальных комплексов восточной части Фенноскандинавского щита, зональность фациальных и литогенетических вулканогенно-осадочных комплексов, геохимическая и металлогеническая зональность, геофизические данные и возрастные характеристики отражают исключительно активный геодинамический режим в позднем архее, связанный с подъемом плюмов и частичной переработкой первичных архейских коровых образований. Такая позиция позволяет объяснять приуроченность железисто-кремнистых формаций к Западно-Карельской зоне Фенно-Карельского блока, и в том числе формирование крупнейшего на северо-западе России Костомукшского железорудного месторождения.

Литература

1. Бибикова Е.В., Бергман И.А., Грачева Т.В., Макарова В.В. Архейский возраст железорудных формаций Карелии // Геология и проблемы рудообразования. М. 1977. С. 25-32.
2. Геология Карелии. Л., 1987. 231 с.
3. Глубинное строение и эволюция Земной коры Восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2001. 194 с.
4. Головина Т.А., Вотолин А.С. Золото во вмещающих породах Костомукшского месторождения // Геология и геоэкология Северо-Запада России // Материалы XIV молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2003. С. 25-26.

5. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Отчет по теме «Геолого-структурные особенности и металлогения кристаллических образований Костомукшского железорудного района». Фонды КарНЦ РАН, 1979.
6. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Белоусов Е.Ф., Инина К.А. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, "Карелия", 1981. 143 с.
7. Горьковец В.Я., Раевская М.Б., Володичев О.И., Голованова Л.С. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формаций Карелии. Л.: Наука, 1991. 173 с.
8. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Первая находка архейской коры химического выветривания в Карелии // ДАН СССР. 1983. Т. 272. № 6. С. 1425-1428.
9. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений Западной Карелии // Геология рудных месторождений. 1986. Т. 28. № 2. С. 101-109.
10. Железисто-кремнистые формации докембрия Европейской части СССР: Стратиграфия, Киев. 1988. 192 с.
11. Железорудная база России / Главный редактор В.П.Орлов. М., 1998. 842 с.
12. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск, Карельский научный центр РАН, 2000. 223 с.
13. Лазарев Ю.И. Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костомукшского месторождения. Л., 1971. 192 с.
14. Лазарев Ю.И., Кожевников В.Н. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Л., 1973. 126 с.
15. Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Милькевич Р.И., Левченков О.А., Сергеев С.А. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструированный на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 4. С. 3-10.
16. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.-Л., 1963. 210 с.
17. Общие вопросы расчленения докембрия СССР. Уфа., 1990. 49 с.
18. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России // Апатиты: Изд.-во КНЦ РАН, 2002. 13 с.
19. Попов В.В., Сафонов Д.Г. Проблемы развития и эффективного использования минерально-сырьевой базы России. М., ИГЕМ РАН, 2003. 202 с.
20. Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И., Володичев О.И. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1992. 191 с.
21. Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможня Н.Г., Щипанский А.А., Бибикина Г.В., Кирнозова Т.И., Конилов А.Н. Процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии. Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция Земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 109-143.
22. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 157 с.
23. Чернов В.М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.-Л., 1964. 187 с.
24. Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск: "Карелия", 1970. 285 с.
25. Фурман В.Н., Пшеничная О.В. Общие закономерности золотоносности Костомукшской структуры на примере месторождения "Таловейс" и проявления "Берендей" // Тезисы докладов "Благородные металлы и алмазы севера Европейской части России". Петрозаводск, 1995. С. 147-149.
26. Харитонов Л.Я. Структуры и стратиграфия восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.
27. Щербак Н.П., Горьковец В.Я., Додатко А.Д., Крестин Г.М., Пап А.М., Скаржинская Т.А., Снежко А.И., Струева О.М., Фоменко В.Ю., Щеголев И.Н. Схема корреляции стратиграфических подразделений железисто-кремнистых формаций докембрия европейской части СССР // Геологический журнал. 1986. Т. 46. № 2. С. 5-17.
28. Bouguer anomaly map of the Fennoscandian Shield. 2002. Scale 1:2 000 000.
29. Gorkovets V.Y., Rayevskaya M.B., Lukashov A.D. The Geology of the Proposed Kalevala, Tuulijärvi, Koitajoki and Tolvajärvi national parks // Biodiversity of old-growth forests and its conservation in northwestern Russia. Oulu. 2000. Pp. 159-172.
30. Gorkovets V.Y., Rayevskaya M.B. Geological characteristics and assessment of the study area // Natural complexes, flora and fauna of the proposed Kalevala National Park. Helsinki, 2002. Pp. 9-10.
31. Gorkovets V.Y., Rayevskaya M.B. Crystalline basement of Nature Reserve Friendship // Biodiversity and conservation of boreal nature. Vantaa, 2003. Pp. 62-65.
32. Luukkonen E.I. Late Archaean and Early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo-Suomussalmi terrain, Eastern Finland. Turku, 1992. 113 p.
33. Magnetic anomaly map of central Finland-Karelia. 2001. Scale 1:1 000 000.
34. Puchtel I.S., Hofmann A.W., Iochim K.P., Mezger K., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. The Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield: remnant of a late Archaean oceanic plateau // Terra Nova. 1997. N 9. Pp. 87-90.

О НОВОМ ДЛЯ РОССИИ ТИПЕ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИЛАДОЖЬИ

В.И.Величкин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Геологическая практика убедительно свидетельствует о том, что пополнение сырьевых ресурсов полезных ископаемых за счет открытия месторождений крупных и уникальных масштабов существенно улучшает экономические показатели ресурсной базы любого минерального сырья. Следовательно, проблема выявления суперкрупных рудных объектов практически постоянно актуальна для всех видов полезных ископаемых. Однако особое значение эта проблема приобрела в последние десятилетия, поскольку фонд легко открываемых месторождений практически исчерпан и восполнение извлеченных из недр полезных ископаемых может быть обеспечено в основном за счет проведения дорогостоящих поисков и разведки рудных скоплений, не выходящих на дневную поверхность. В этой ситуации очевидно, что чем крупнее выявляемый рудный объект, тем меньше удельные затраты на добычу разведываемого полезного ископаемого. Учитывая отмеченные обстоятельства, организация системных комплексных исследований, направленных на выявление и изучение геологических факторов, определяющих строение, условия размещения и формирования крупномасштабных месторождений, а также установление надежных признаков их отличия от мелких и средних рудных объектов с целью концентрации будущих поисково-разведочных работ на выявление наиболее значительных промышленных месторождений, представляется более чем своевременной.

Особенно актуальны подобные исследования в связи с необходимостью расширения урановорудной сырьевой базы России, которая после распада СССР резко сократилась и менее чем на половину удовлетворяет современные потребности страны в природном уране.

Одним из возможных будущих перспективных источников природного урана в России могут быть месторождения типа «несогласия», подобные тем, которые выявлены в шестидесятых – семидесятых годах прошлого столетия в Канаде и Австралии. Их типоморфной особенностью является пространственная приуроченность рудных тел к структурно-формационному несогласию между архейско-нижнепротерозойским кристаллическим фундаментом и субплатформенными отложениями рифейских интракратонных впадин. Эти рудные объекты сразу же привлекли к себе внимание весьма крупными, порой уникальными запасами урана (до 150-200 тыс. т) и беспрецедентно высокими его содержаниями в рудах (от 1,5-3,0 до 15-18%).

К началу 2002 года доля разведанных запасов месторождений «несогласия» в структуре мировой сырьевой базы урана достигла 48%. Уникальные масштабы и выдающиеся качественные параметры руд рассматриваемых месторождений выдвинули их в число наиболее экономически и технологически эффективных источников природного урана.

В России до недавних пор перспективы выявления месторождений «несогласия» оставались достаточно неопределенными. Поэтому открытие в 1989 г. в Северном Приладожье уранового рудопроявления Карку, приуроченного к рифейскому структурно-стратиграфическому несогласию, явилось важным событием, которое могло послужить определенным импульсом для развертывания в России поисков урановых месторождений этого весьма перспективного типа. Однако в связи с финансовыми трудностями поисково-разведочные работы в Северном Приладожье были законсервированы. Они возобновились лишь в конце девяностых годов и достаточно быстро привели к выявлению на рудопроявлении Карку нескольких десятков рудных пересечений с содержаниями урана от первых сотых долей до 18%, которые оказались приуроченными к горизонтам рифейских песчаников, залегающих в непосредственной близости от поверхности кристаллического фундамента. Это позволило перевести рудопроявление Карку в разряд месторождений.

Выявленное к настоящему времени на месторождении Карку урановое оруденение сосредоточено в трех пространственно разобщенных рудных залежах. В третьей рудной залежи, находящейся в северо-западной части месторождения, установлена главная часть богатых руд со средними содержаниями урана в отдельных интервалах от 0,5-3 до 18%.

В первой части настоящей публикации изложены результаты работ специалистов ИГЕМ РАН, в ходе которых исследовалась третья рудная залежь месторождения Карку. В полевых и лабораторных исследованиях, наряду с автором настоящей публикации, принимали участие Н.Н.Тарасов, О.В.Андреева, Т.Л.Крылова, Г.Д.Киселева, О.А.Дойникова, В.А.Головин, В.Н.Голубев. Комплексное изучение рудовмещающих структур и пород, урановых руд и минералов, их геохимических особенностей, физико-химических параметров и изотопно-геохронологических характеристик проводилось с применением современных методов исследований и научной аппаратуры, которыми располагает ИГЕМ РАН.

Главным результатом выполненных работ следует считать вывод о том, что условия и механизм образования богатых урановых руд на месторождении Карку и месторождениях «несогласия» в Канаде характеризуются существенным сходством, а это, в свою очередь, позволяет положительно оценивать перспективы дальнейшего выявления уранового оруденения этого типа в юго-восточной части Балтийского щита.

Авторы благодарят руководство и коллектив ГП «Невскгеология» за предоставленную возможность сбора фактического материала и общее содействие в проведении работ.

Во второй части публикации кратко рассмотрены типоморфные особенности канадских месторождений «несогласия» и приведены результаты сравнения их с месторождением Карку.

Сведения о геологическом строении района Северного Приладожья

Северное Приладожье находится в юго-восточной краевой части Балтийского щита, в пределах Ладожского геоблока, являющегося частью свекофенской структурно-фациальной области (рис. 1). В геологическом строении региона принимают участие породы архейско-раннепротерозойского кристаллического фундамента и субплатформенные вулканогенно-осадочные отложения рифея. Кристаллический фундамент образован сложным комплексом гранитизированных гнейсов, прорванных в эпоху дорифейской протоактивизации интрузивами габбро-анортзит-рапакивигранитного состава, возраст которых определен в 1630-1450 млн. лет (Металлогения..., 1999).

На эродированной поверхности фундамента располагается обширная Пашско-Ладожская интракратонная впадина. Она выполнена пологозалегающими вулканогенно-осадочными образованиями среднерифейского возраста: переслаивающимися пестроцветными разномасштабными аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, алевролитами, аргиллитами, включающими горизонты базальтов, их туфов и туфопесчаников. Общая мощность этих образований варьирует от первых десятков метров до 0,4-0,5 км. Абсолютный возраст вулканитов колеблется от 1500-1350 до 1300-1100 млн. лет (Хазов и др., 1993).

Пашско-Ладожская впадина находится в обширном узле пересечения сближенных глубинных разломов двух трансконтинентальных тектонических зон: северо-западного и субмеридионального направлений. Первая из них совпадает с раннепротерозойской островодужной системой Балтийского щита (Глебовицкий, 2002), вторая зона – дискордантна к структурам фундамента и характеризуется многоактивной тектонической активностью. В пределах Кольского региона она контролирует положение глубинных щелочных-ультраосновных интрузивов и связанных с ними уникальных Cu-Ni месторождений Печенгского района (Горбунов, 1999), а на Украинском щите – определяет положение Кировоградского рудного района и входящих в него крупнейших протерозойских месторождений уран-альбититовой формации (Бакаржиев и др., 1995). Тектонические движения по разломам обеих зон обусловили сложное блоковое строение Пашско-Ладожской впадины. К одному из ее поднятых внутренних блоков – Центральному горсту приурочен участок месторождения Карку (рис. 2). Этот блок отличается гипсометрически более высокое (на 200-300 м) залегание поверхности фундамента относительно соседних площадей и сокращенная (первые десятки м) мощность рифейских отложений.

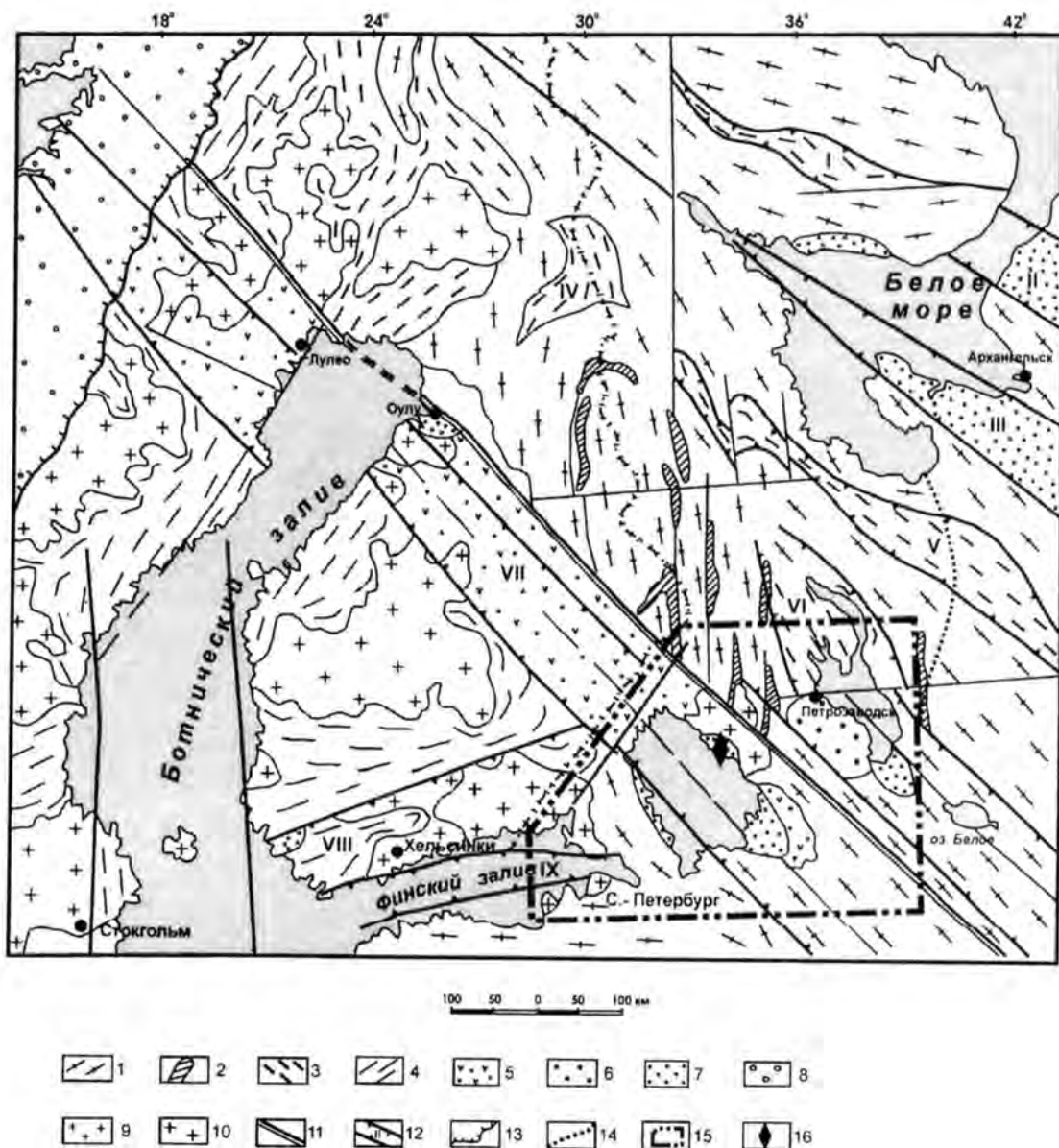


Рис. 1. Геологическая карта юго-восточной части Балтийского щита:

1 - архейский (саамско-лопийский) кратон; 2 - позднеархейские (лопийские) зеленокаменные пояса; 3 - раннепротерозойские (карельские) рифтогенные структуры в архейском кратоне; 4 - раннепротерозойский (свекофенский) кратон; 5 - раннепротерозойские рифтогенные комплексы Ботническо-Ладжоской системы; 6 - отложения вепся в рифтогенных системах: Терский (1), Зимнебережный (2), Онежский (3), Лемский (4), Пашско-Ладжоский (5), Мухос (6), Сатакунта (7); 8 - каледонская складчатая система; 9 - раннепротерозойские граниты (рапакиви); 10 - позднеархейско-раннепротерозойские-рифейские граниты (рапакиви); 11 - Янисъярвинская зона разломов; 12 - протерозойские рифтогенные системы: Имандра-Варзугская (I), Керещко-Лешуконская (II), Кандалякшско-Двинская (III), Куусамо-Панакуоляярвинская (IV), Лехтинско-Выгозерская (Ветреного пояса) (V), Онежско-Белозерская (VI), Ботническо-Ладжоская (VII), Ориярвинская (VIII), Финского залива (IX); 13 - каледонский надвиг; 14 - граница платформенного чехла; 15 - территория исследований по заданию 2-61 (специализированные карты масштабов 1:500000 - 1:200000); 16 - урановое месторождение Карку

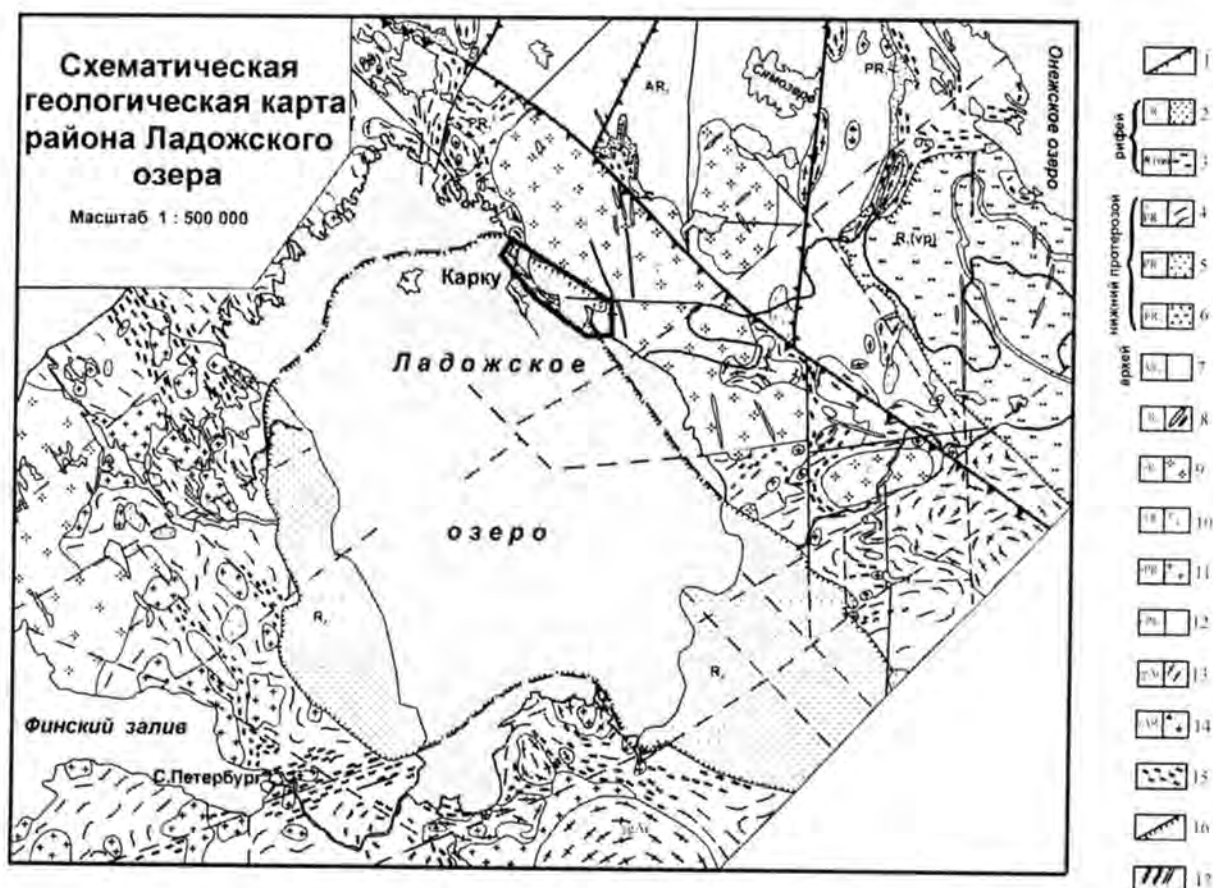


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Ладожского озера:

1 – граница венд-палеозойского платформенного чехла; 2 – средний рифей: песчаники, конгломераты, аргиллиты, базальты; 3 – нижний рифей: конгломераты, кварциты, песчаники, глинистые сланцы; 4 – калевин-людиковий: алевролиты, глинистые и шунгитовые сланцы, доломиты, диабазы, пикриты (а), биотитовые, биотит-амфиболовые, графитистые гнейсы и сланцы, амфиболиты, мрамора, скарны (б); 5 – ятулий: конгломераты, кварциты, песчаники, глинистые сланцы, доломиты, диабазы; 6 – сариолый: полимиктовые и гранитные конгломераты; 7 – архей: гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, магматиты нерасчлененные; магматические комплексы эпохи рифейской активности; 8 – субвулканические интрузии, силлы и дайки габбро, диабазов, базальтов, андезитов, сиенитов; 9 – граниты рапакиви и связанные с ними монзониты, анортозиты, габбро-нориты; 10 – габбро, габбро-диабазы; поздние свекофенские интрузии; 11 – плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, анатектит-граниты; 12 – габбро, габбро-нориты; 13 – позднеархейские-раннепротерозойские гранито-гнейсовые купола; 14 – позднеархейские интрузии плагиомикроклиновых гранитов; 15 – участки распространения графито-содержащих гнейсов и сланцев; 16 – поверхности структурно-стратиграфических несогласий; 17 – главные разрывные нарушения: а – разделяющие Свекофенский и Карело-Кольский геоблоки, б – межблоковые, в – прочие

Основные черты геологии и условия формирования месторождения Карку

Кристаллический фундамент в Центральном горсте сложен гранито-гнейсами, амфиболовыми и амфибол-биотитовыми сланцами, а также гранитизированными биотитовыми графит- и сульфидсодержащими сланцами, в которых содержания графита и различных сульфидов достигают 5-7% и более.

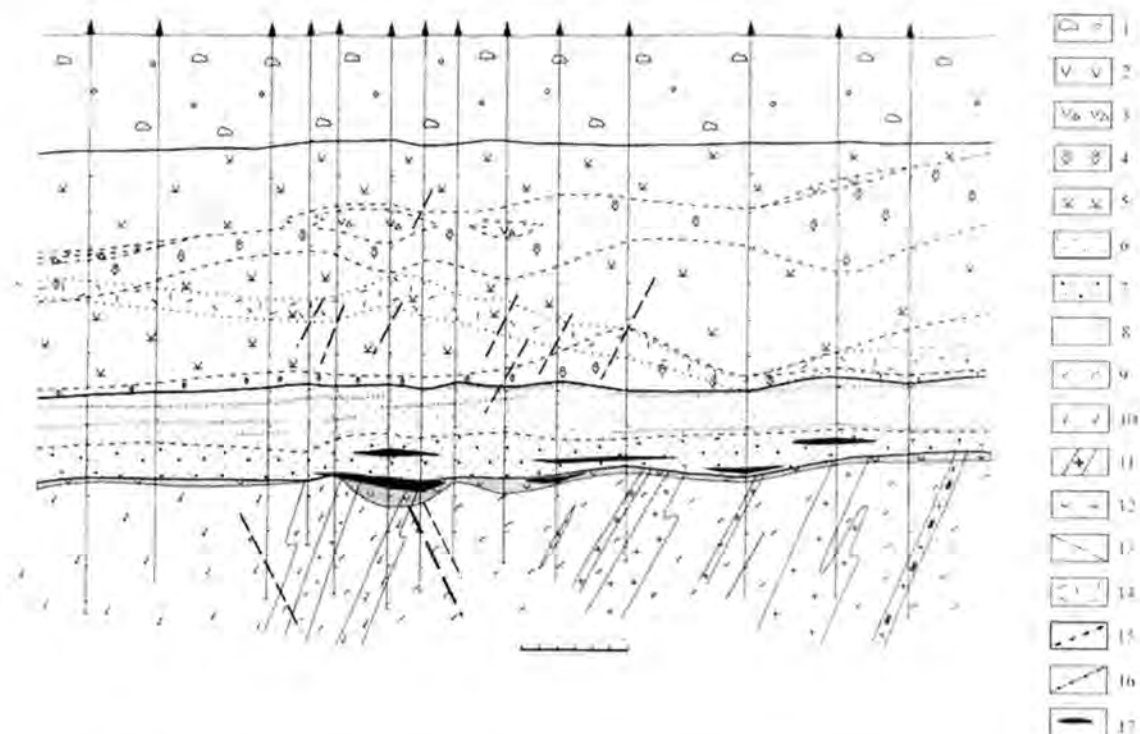


Рис. 3. Месторождение Карку. Геологический разрез по профилю XXVIIa:

1 – четвертичные отложения; 2-7 – вулканогенно-осадочные породы приозерской свиты: базальты афировые (2), лавобрекчии (3), базальты миндалекаменные (4), базальты порфировидные (5), песчаники, гравелито-песчаники с прослоями аргиллитов и конгломератов (6), гравелиты, гравелито-конгломераты с прослоями песчаников и конгломератов, подвергшиеся процессу растворения и регенерации обломочного кварца (7); 8 – аргиллиты; 9-11 – метаморфические породы фундамента: сланцы биотит-графитовые (9), сланцы биотит-амфиболовые с графитом (10), граниты пегматоидные, кварц-микроклиновые породы (11); 12 – предрифейская кора выветривания; 13-15 – разрывные нарушения: милонитовые швы и зоны брекчирования (13), зоны трещиноватости (14), блокатоклазиты (15); 16 – кварц-карбонатные и карбонатные прожилки; 17 – рудные тела

Кристаллические породы, залегающие непосредственно под контактом с рифейскими осадками, подвержены площадной механической и химической дезинтеграции, обусловленной, по-видимому, процессами предрифейского выветривания. Эти специфические образования, получившие название «реголиты», имеют мощность от 1-2 до 7-8 м. Позже они претерпели хлорит-гидрослюдистые изменения.

Рифейский платформенный комплекс представлен на участке месторождения пологозалегающими слабометаморфизованными терригенными осадками (кварц-полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами) мощностью 27-30 м и перекрывающим их 85-90-метровым горизонтом миндалекаменных и порфировидных базальтов (рис.3). Терригенные осадки подверглись катагенетическим изменениям, которые выразились в иллитизации их глинистого цемента и проявлении сопряженного процесса растворения и переотложения обломочного кварца. Эти преобразования получили развитие, главным образом, в низах терригенной пачки и привели к увеличению ее проницаемости. Рифейские вулканогенно-осадочные породы скрыты под чехлом четвертичных валунно-галечных отложений.

По данным бурения в кристаллическом фундаменте установлены крутопадающие разрывные нарушения, которые представлены реликтами древних блокатоклазитов и швами раздробленных пород, «залеченными» предрудными хлорит-карбонатными метасоматитами и прожилками того же

состава. В рифейских породах выявлены системы мелких сближенных субпослойных, реже — секущих трещин, нередко контролирующих развитие процессов хлоритизации, карбонатизации и гематитизации.

Богатые урановые руды месторождения Карку и основная часть бедных руд сосредоточены в низах толщи рифейских песчано-гравелитовых отложений, в зоне мощностью 10-15 м, непосредственно прилегающей к поверхности несогласия. Существенно меньшее количество бедных руд встречено в реголитах. Их вертикальный размах не превышает 4 м.

В пределах современной площади месторождения Карку выявлены три разобщенные урановорудные залежи (рис. 4). Установлено, что породы фундамента, залегающие гипсометрически ниже уранового оруденения, повсеместно представлены биотитовыми сланцами с высокими (до 10%) содержаниями графитового вещества и сульфидов.

Основная масса богатых руд со средними содержаниями урана от 0.5-1 до 3-5%, иногда 18%, находится в третьей рудной залежи. Богатые руды этой залежи сконцентрированы в пологозалегающем лентообразном рудном теле шириной до 30 м, мощностью от 1 до 4-5 м, прослеженном в субмеридиональном направлении на 250 м. Пространственное положение этого тела строго контролируется поверхностью несогласия и зоной сближенных крутопадающих минерализованных разрывов фундамента, ориентированных вдоль его длинной оси.

Урановое оруденение третьей рудной залежи заключено в ореоле полифациальных эпигенетических изменений, проявившихся в гравелито-песчаниках основания рифейского терригенного комплекса. На поздней стадии катагенеза указанные породы подверглись воздействию вод, которые вызвали растворение обломочного кварца и его частичное переотложение, приведшее к резкому увеличению проницаемости исходных пород. Затем, в измененных таким образом гравелито-песчаниках последовательно проявились, телескопируя друг друга, метасоматические процессы, в ходе которых возникли субореолы хлоритизации, карбонатизации, в меньших объемах — пиритизации и флюоритизации (рис. 5). Общая мощность отмеченного полифациального гидротермально-метасоматического ореола достигает 15-20 м.

Хлорит в изученном метасоматическом ореоле представлен высокожелезистыми разновидностями с пониженной суммой октаэдрических катионов. В участках максимальной хлоритизации, проявленной вблизи поверхности несогласия, содержание оксида Fe достигает 11-12%. Главным минералом более поздней карбонатизации является марганцовистый кальцит. Метасоматические флюорит и пирит тяготеют к самым низам пачки осадочных пород.

Охарактеризованные метасоматические процессы проявились также в реголитах, в которых развились Fe-хлорит и Mn-содержащий кальцит, в меньшей степени — пирит и флюорит.

Необходимо отметить, что рассматриваемый предрудный метасоматический ореол беспрецедентен по составу и последовательности образующих его субореолов и резко отличается от известных на гидротермальных урановых месторождениях околорудных метасоматитов отсутствием какой бы то ни было зональности.

В терригенных породах рифейского возраста месторождения Карку достаточно широко распространены рассеянные скопления оксидов и гидроксидов железа, которые встречаются как в реликтовой форме, так и в виде новообразований. Достаточно мощный ореол гематитизации выявлен в базальтовом горизонте (рис. 5).

Главным минералом богатых урановых руд является настуран, подчиненное значение имеет коффинит, а также разнообразные сульфиды (пирротин, галенит, молибденит, сфалерит, арсениды Ni-Co-Fe и др.) и углеродистое вещество.

Установлены, по меньшей мере, три генерации настурана. Две ранние генерации обычно образуют единые агрегаты, в которых радиально-лучистые сферокристаллы высокоотражающего настурана I замещаются и/или цементируются низкоотражающим, нередко рентгеноаморфным, настураном II (рис. 6).

Последний представляет собой гетерогенный агрегат, в составе которого можно выделить еще несколько субгенераций. Отличительной особенностью обеих основных генераций являются высокие содержания в них SiO_2 (в настуране I — до 3.4%, в настуране II от 8 до 10.6%), PbO (соответственно 8.5-11.4% и 5.2-14.2%) и CaO (4.0-5.3% и 1.9-3.6%). Агрегаты настуранов I и II тесно

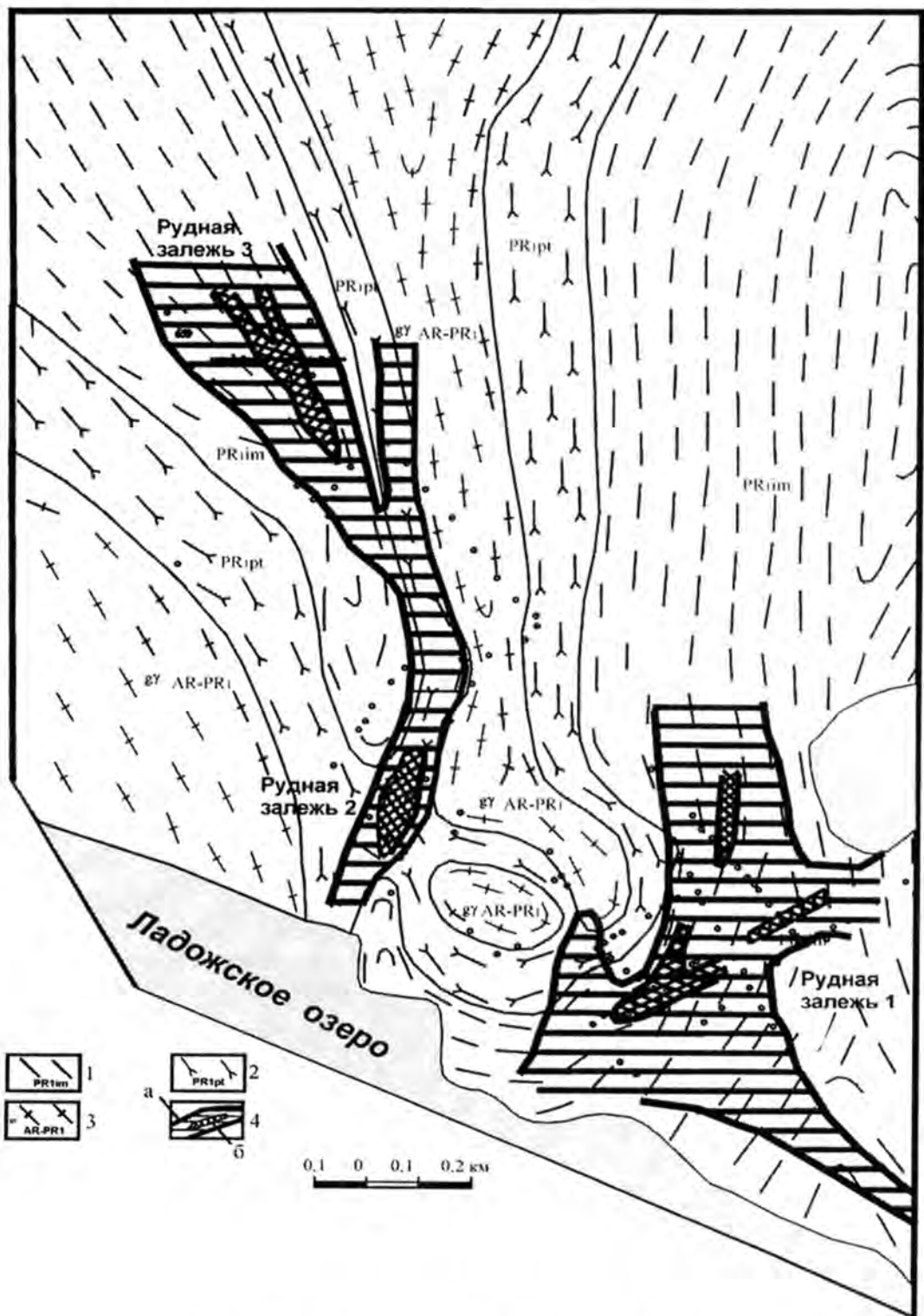


Рис. 4. Геологическая карта месторождения Карку:

1 — биотитовые сланцы с графитовым веществом; 2 — амфибол-биотитовые сланцы с графитовым веществом; 3 — гранито-гнейсы; 4 — урановое оруденение: а — в контуре содержаний $\geq 0.03\%$; б — в контуре содержаний $\geq 0.3\%$

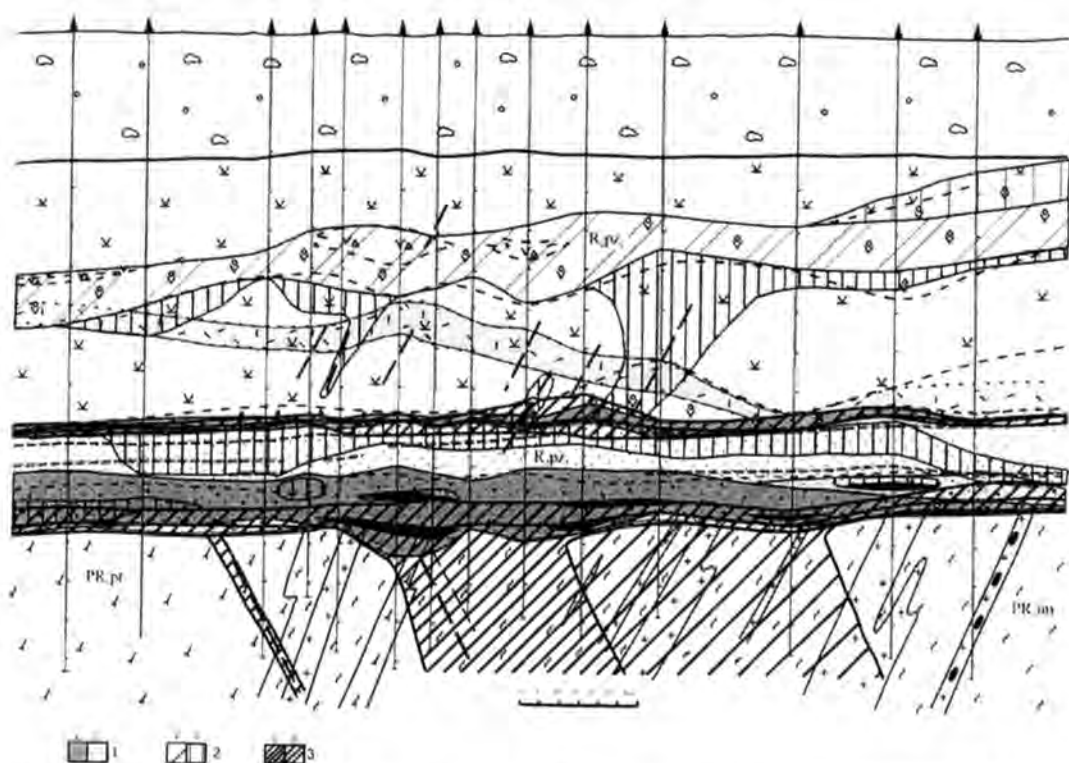


Рис. 5. Положение ореолов эпигенетических изменений в разрезе профиля XXVIIa месторождения Карку:

1 – ореолы хлоритизации: интенсивной (а), слабой (б); 2 – ореолы гематитизации: интенсивной (а), слабой (б); 3 – ореолы карбонатизации: сильной (а), слабой (б); остальные условные обозначения на рисунке 3

ассоциируют с высокомагнезиальным хлоритом (рис. 7), который характеризуется дефицитом Al, явным избытком Si и обнаруживает элементы смешанослойного строения. В хлорите развиты многочисленные пластинчатые выделения пирротина гексагональной модификации.

Третья генерация настурана, представленная концентрически-зональными сферолитами, встречается достаточно редко. В настуране III также выявлены значительные примеси SiO_2 (7.4-9.9%), но меньшие, чем в ранних генерациях, содержания PbO (3-5.6%).

В малых количествах в богатых рудах присутствует коффинит. Он образовывался после настурана I, но до настурана II, который практически почти нацело его заместил.

В числе минералов, сопутствующих настурану, наиболее распространены молибденит и галенит. Ранняя генерация молибденита – колломорфная Fe-Pb-Mo-S фаза – предшествует выделению настурана I, поздняя кристаллическая фаза иногда замещает раннюю генерацию и выполняет трещины в агрегатах настурана I+II. Галенит I насыщает настуран II, коффинитоподобный минерал и углеродистое вещество. Галенит II в виде кубиков встречен в пострудных карбонатных прожилках. Остальные минералы, сопровождающие настуран (селениды, сульфоселениды Pb, сфалерит, гринокит, арсениды, халькопирит) распространены в резко подчиненных количествах. В рудах выявлены твердое углеродистое вещество (антракосолит и керит), содержание которого достигает 1.34%.

На месторождении Карку развиты также рядовые и бедные урановые руды. Они распространены значительно шире, чем богатое оруденение. Эти руды формируют различные по мощности и площади пластообразные залежи, которые встречаются на разных уровнях 10-15-метровой зоны гравелит-песчаниковых рифейских пород, непосредственно примыкающих к поверхности несогласия. Небольшие количества бедных руд установлены в реголитах.

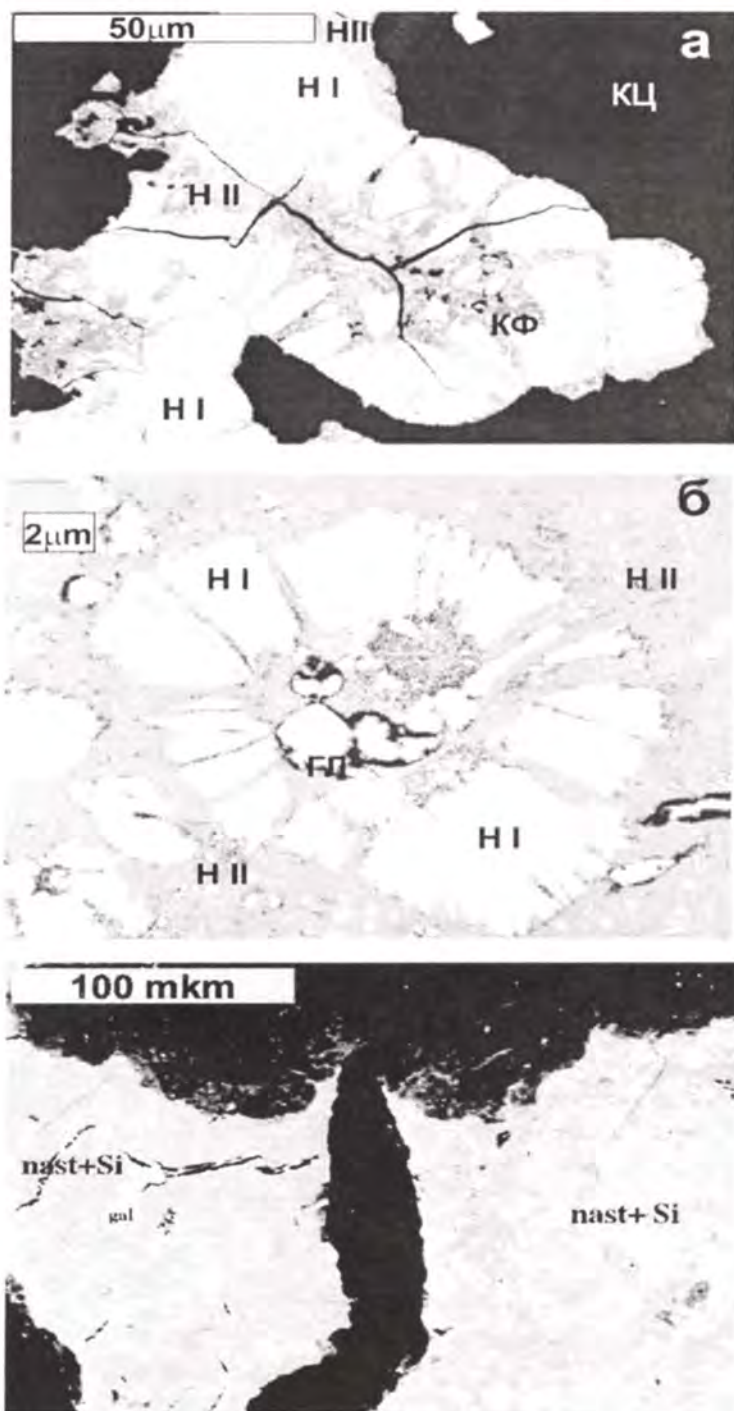


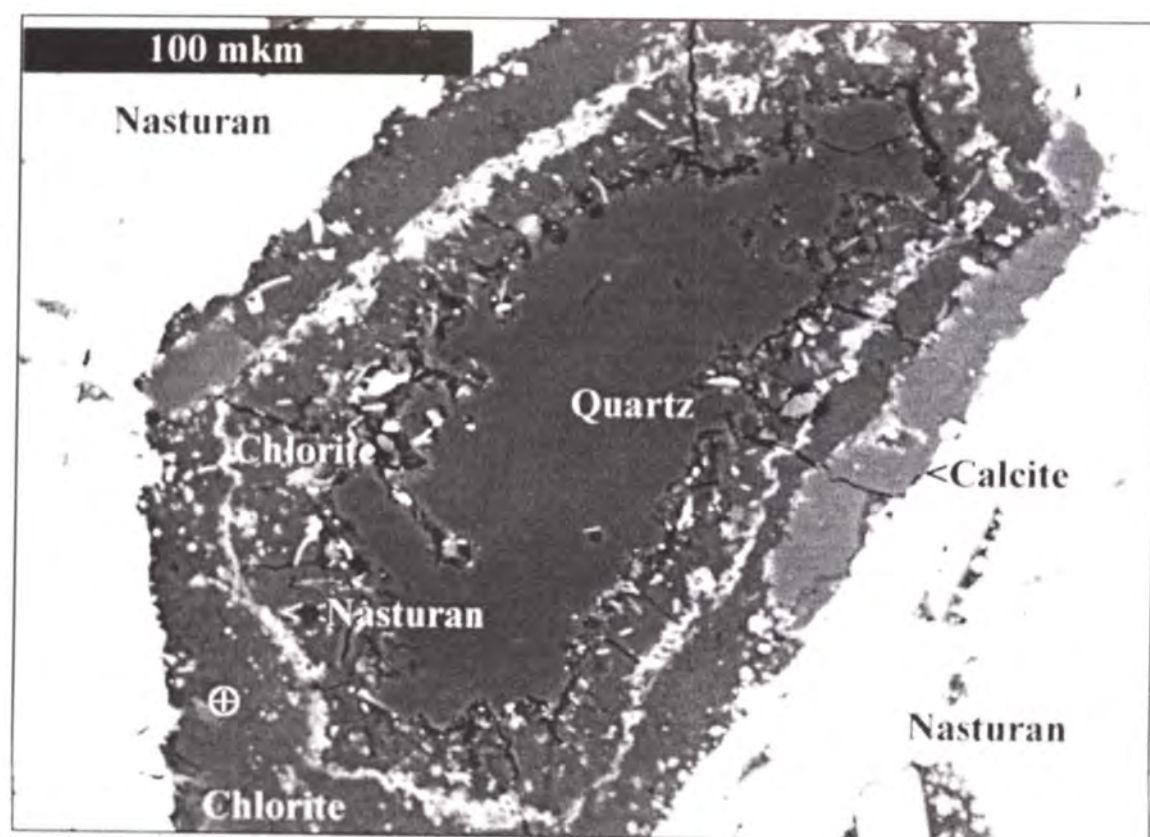
Рис. 6. Рудные выделения настурана-I (Н I), настурана-II (Н II) и коффинита (КФ) в кальците (КЦ) (а); настуран-I и настуран-II с галенитом (ГЛ) (б); наиболее широко распространенный настуран-II с галенитом (gal) среди хлорита (черное) (в); изображение в отраженных электронах

Главным урановым минералом бедных и рядовых руд является коффинит, тесно ассоциирующий с пирротинитом, реже — с другими сульфидами (пиритом, молибденитом, галенитом, сфалеритом и др.), а также с титановыми минералами и смешанослойными алюмосиликатами (рис. 8). Коффинит из бедных руд отличаются значительные (1.6-4.25%) содержания Ce_2O_3 . В виде отдельных реликтов в бедных рудах встречен настуран II.

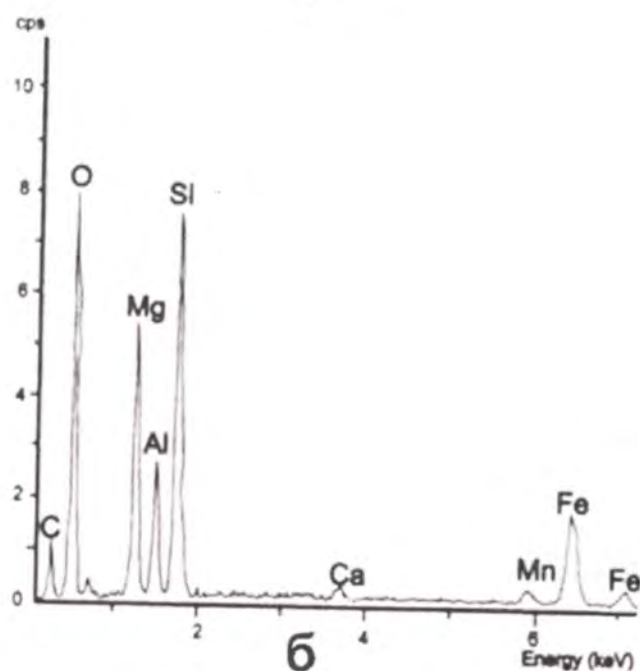
Обращает на себя внимание, что и богатые и бедные руды представлены в основном агрегатами чрезвычайно мелких минеральных индивидов, размеры которых варьируют от десятых долей — единиц до первых десятков микронов. Характерны сфероидальные колломорфные формы выделения минералов, а также их изометричные микроскопления, что может свидетельствовать о возможном присутствии в минералообразующей среде коллоидных растворов. Главная масса минералов формировалась метасоматическим способом. Выделение минералов путем

выполнения открытых полостей имеет ограниченное проявление.

При выявлении физико-химических условий рудообразования, наряду с результатами минералогических исследований, использовались данные изучения флюидных включений (ФВ), обнаруженных в минералах урановых руд и вмещающих их пород (таблица 1). Эти данные получены с помощью методов микротермометрии и Рамановской спектроскопии.



a



б

Рис. 7. а – участок шлифа, демонстрирующий последовательность выделения настурана (Nasturan), кальцита (Calcite), хлорита (Chlorite) и кварца (Quartz); изображение в отраженных электронах, ⊗ – точка анализа хлорита; б) энергодисперсионный спектр состава хлорита в отмеченной точке

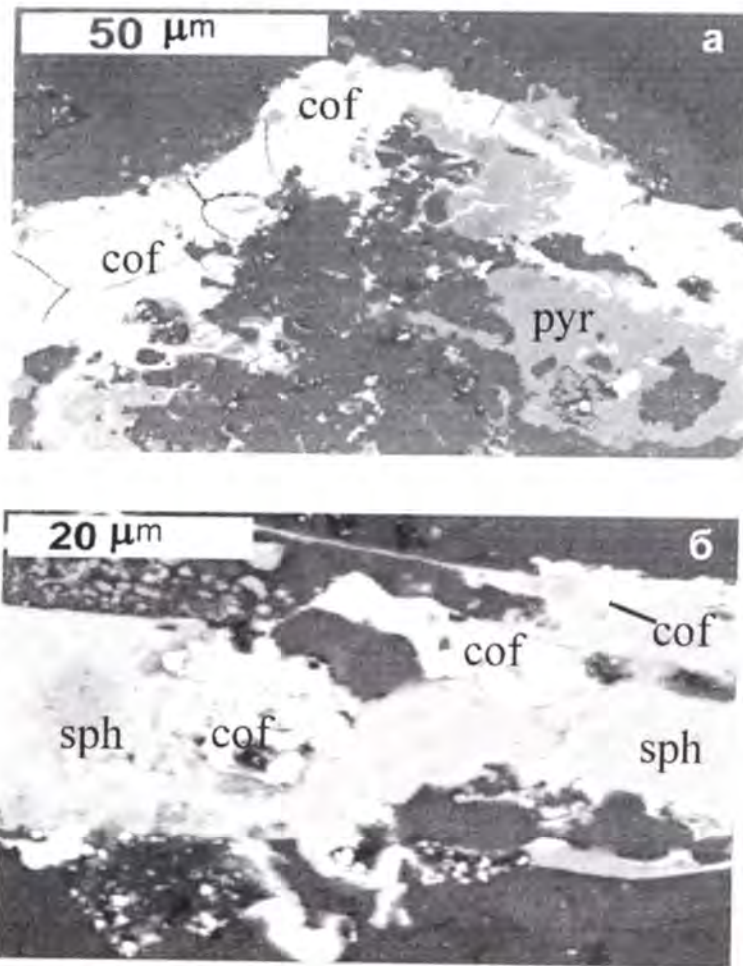


Рис. 8. Выделения коффинита (cof) в ассоциации с пиритом (pyr) (а) и сфалеритом (sph) (б) в безрудной массе (темно-серое); изображение в отраженных электронах

Минералообразующая система при формировании руд была гетерогенна и состояла из водносолевого и существенно газового флюида, о чем свидетельствует наличие двухфазных (газ+водносолевой раствор) включений и множество сингенетичных им однофазных включений (рис. 9). Водносолевая составляющая флюидов представлена растворами трех типов: Na-хлоридными, Mg-хлоридными, хлоридными сложного состава с преобладанием Ca^{2+} , и концентрациями солей в пересчете на NaCl соответственно 17.6-0.2; 22.0-3.1 и 42-30-16 вес. %.

Регенерированный кварц кристаллизовался в основном при температурах 260-220°C. Однако

его отложение продолжалось и при более низких температурах (до 150°C). Все ФВ в кварце содержат растворы хлоридно-натриевого состава, в которых постоянно присутствует ион HCO_3^- . Концентрации растворов варьировали от 16.7 до 0.4 мас. %, экв. NaCl. В начальный период кристаллизации кварца гетерогенная минералообразующая система состояла из водносолевого и существенно углекислотного высокоплотного флюида, содержавшего переменные (30-12 мол. %) количества метана. Давление в этих системах достигало ориентировочно 800-500 бар. При более низких температурах газовая составляющая флюидов была представлена малоплотными парами воды с незначительной примесью CO_2 и CH_4 . Давление несколько превышало давление насыщенного пара. В пересчете на систему NaCl-H₂O оно составляло не более 50 бар.

Отложение кальцита, сингенетичного настурану, происходило в температурном интервале 238-105°C из Na-хлоридных, Mg-хлоридных растворов, а также из хлоридных растворов сложного состава с преобладанием Ca^{2+} . Концентрации в каждом из этих типов растворов в пересчете на NaCl соответственно составляют: 12.0-0.4, 20.6-3.1 и 23.0-16.0 мас. %. Ион HCO_3^- по данным РС отсутствует. Газовый флюид имел существенно водный состав, лишь в единичных включениях можно предполагать присутствие следов CH_4 . Давление не превышало 30 бар.

Пострудные кальцит-флюоритовые и флюоритовые прожилки формировались при более низких (200-90°C) температурах из хлоридных растворов, с переменным катионным составом. Включения с преобладанием соответственно Na^+ , Mg^{2+} и Ca^{2+} имеют концентрации 3.4-0.2, 22.0-11.7 и 42.7-19 масс. % в пересчете на NaCl. Газовый флюид состоял из паров воды и небольшого количества CO_2 , давление составляло 13-5 бар.

Таблица 1

Результаты микротермометрии ФВ водносолевых растворов в минералах различных минеральных ассоциаций месторождения Карку

Минерал	n	Фазы	Тпл. эвт., °C	Тпл. льда, °C	Основная соль	C, вес. %	T _г , °C
кварц	2	г+р	-30.9/-30.7	-1.7/-1.3	NaCl	2.9-2.2	239-241
кварц	12	г+р	-32.3/-22.9	-12.8/-0.2	NaCl	16.7-0.4	261-181
кальцит	16		-32.4/-21.7	-4.0/-0.2	NaCl	6.4-0.4	238-167
кальцит	5	г+р	-37.2/-33.9	-17.5/-8.9	MgCl ₂	20.6-12.7	124-105
кальцит	4	г+р	-28.5/-24.8	-8.2/-0.5	NaCl	12.0-0.9	205-176
кальцит	4	г+р	-37.3/-34.0	-10.7/-1.8	MgCl ₂	14.7-3.1	211-183
кальцит	1	г+р	-52.4	-25.2	CaCl ₂	23.0*	198
кальцит	5	г+р	-26.8/-24.4	-4.9/-1.1	NaCl	8.8-1.7	201-178
кальцит	11		-64.9/-53.9	-34.8/-12.5	CaCl ₂	19.7-16.0*	208-137
кальцит	2	г+р	-28.6/-25.0	-2.0/-1.1	NaCl	3.4-1.9	165-164
кальцит	14		-49.1/-33.8	-19.5/-7.5	MgCl ₂	22.0-11.7	197-132
кальцит	8	г+р	-70.0/-66.5	-26.5/-17.0	CaCl ₂ (Na ⁺ ,Mg ²⁺)	23.4-19.0*	183-150
кальцит	6	г+р	-32.1/-22.9	-1.0/-0.1	NaCl	1.9-0.2	202-140
флюорит	13	г+р	-72.9/-61.4		CaCl ₂ (Na ⁺ ,Mg ²⁺)	42.7>...>30.2*	146-87
флюорит	11	г+р	-27.8/-22.0	-13.8/-4.4	NaCl	17.6-7.0	187-163
кальцит	8	г+р	-28.3/-25.3	-3.1/-0.9	NaCl	5.1-1.6	197-134
кальцит	10	г+р	-40.8/-36.4	-15.5/-8.0	MgCl ₂	19.1-11.7	191-158
кальцит	7	г+р	-63.6/-61.6	-34.1/-30.2	CaCl ₂	26.2-24.8*	173-174

Примечание: n – количество измеренных включений; Тпл. эвт. – температура плавления эвтектики; Тпл. льда – температура плавления льда; C, вес. % – концентрация растворов в весовых процентах, эквивалентных NaCl, * – эквивалентных CaCl₂; T_г – температура гомогенизации.

Кальцит в цементе песчаников за пределами рудного поля отлагался из хлоридных растворов-рассолов с преобладанием двухвалентных катионов при температурах менее 200°C и давлении, не достигавшем 20 бар.

Специфической особенностью месторождения Карку, отличающей его от месторождений гидротермального типа, является резкая изменчивость в минералах рудной стадии основных физико-химических параметров ФВ: температуры, состава и концентрации растворов, состава и плотности газовой составляющей (рис. 10).

Так, в одном и том же зерне кварца обнаружены первичные включения с растворами различных концентраций; в соседних, соприкасающихся зернах встречены ФВ с существенно разным составом и плотностью газовой фазы. В однотипных участках кальцитового цемента, расположенных на расстоянии не более 2 мм, наблюдаются включения с растворами неодинакового состава и близкими температурами и вместе с ними – включения, разные по составу и с резко различными температурами гомогенизации. Характерно, что подобная гетерогенность не отмечена в ФВ в кальците, слагающем пострудные прожилки и цемент песчаников за пределами рудного поля, где изменения температуры и состава растворов, по-видимому, в основном отражают зональность метасоматических агрегатов и/или прожилков.

Отмеченные неоднородности физико-химических параметров ФВ могли быть обусловлены двумя причинами:

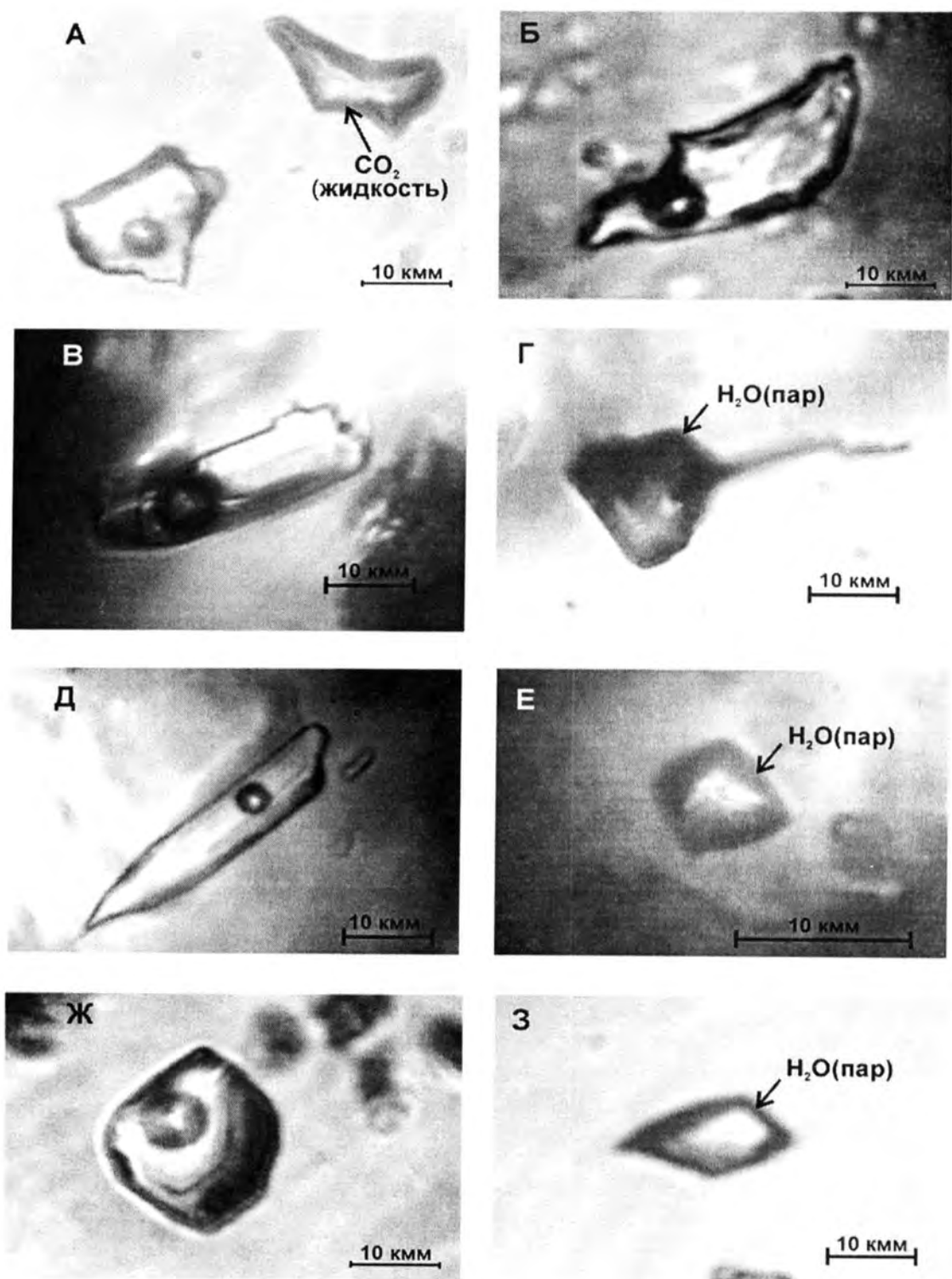


Рис. 9. Типичные флюидные включения в минералах из настурановых руд: А и Б – в кварце: А – сингенетические ФВ – двухфазное (раствор NaCl) и однофазное (CO_2 жидкое); Б – двухфазное (раствор NaCl), в газовой фазе – CO_2 , CH_4 , H_2 и O_2 ; В-З – сингенетические пары включений в кальците: В, Г – двухфазное (раствор NaCl) и однофазное (пары H_2O); Д, Е – двухфазное (раствор MgCl_2) и однофазное (пары H_2O); Ж, З – двухфазное (раствор существенно CaCl_2) и однофазное (пары H_2O)

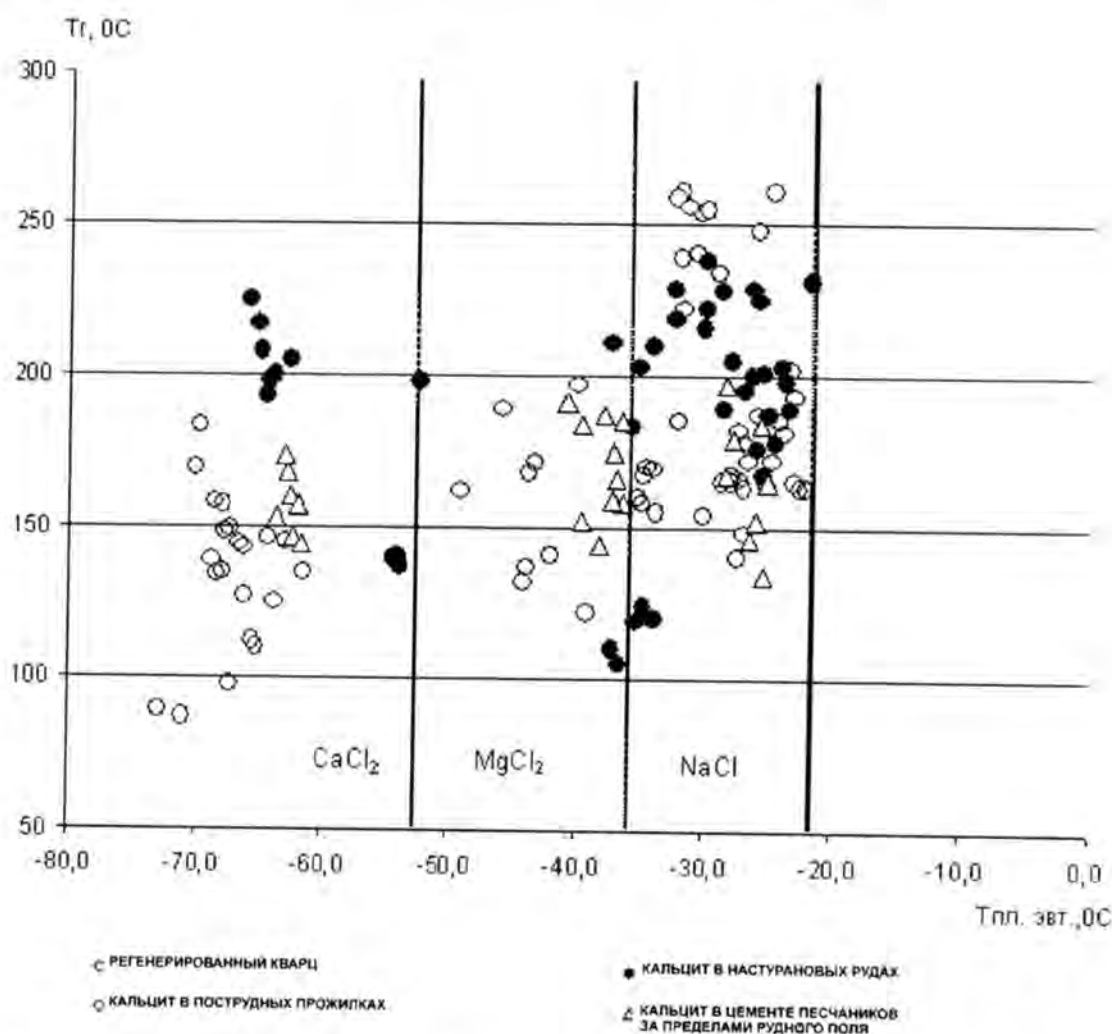


Рис. 10. Температуры гомогенизации и состав растворов флюидных включений в минералах различных минеральных ассоциаций месторождения Карку

- одновременным поступлением в область рудоотложения вод из осадочных толщ и глубинных флюидов;
- дискретностью и телескопированием процессов минералообразования, и в том числе рудообразования.

В газовой фазе ФВ в кварце обнаружены молекулярные H_2 и O_2 . Они могли образоваться при циркуляции водных растворов в зоне бастнаезитовых руд и захватываться включениями при кристаллизации минералов или образоваться внутри включений под действием урана, содержащегося в растворе. Для месторождения Карку, имеющего возраст не менее 1282 млн. лет очевидно, что даже незначительные концентрации растворенного урана могли обусловить присутствие в составе ФВ заметных количеств H_2 и O_2 .

Для месторождений "несогласия" района Атабаска, согласно данным указанных авторов (Pagel, 1975; Pagel, Jaffrezic, 1977; Hoeve, Quirt, 1987; Poty, Pagel, 1988; Raffensperger, Garven, 1995; Derome et al., 2003; Freiburger et al., 2003) характерны следующие параметры минералообразующих растворов:

- температуры в интервале 120-259°С;
- растворы Na-Ca-хлоридного состава с концентрацией до 35 вес.%, экв. NaCl;
- гетерогенность минералообразующей среды, состоявшей из водного рассола и углекислотного



Рис. 11. Соотношения изотопов углерода и кислорода в карбонатах месторождения Карку

флюида высокой плотности, содержавшего метан, резкая изменчивость в минералах рудной стадии основных физико-химических параметров ФВ: температуры, состава и концентрации растворов, состава и плотности газовой фазы;

- давление от 250-750 до 800-1000 бар.

Проведенные исследования показали, что флюидный режим при формировании месторождения Карку, особенно на начальном этапе, в основных чертах соответствовал физико-химическим условиям формирования урановых месторождений типа «несогласия».

Исследован изотопный состав кислорода и углерода в метасоматических и жильных кальцитах (Б.А.Покровский, ГИН РАН). Установлены утяжеленные, близкие к осадочным породам, значения $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (от +17 до +25.4) и облегченный относительно осадочных карбонатов состав $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (-1.5 до -10). По этим показателям кальциты месторождения Карку не обнаруживают никакой определенной генетической принадлежности (рис. 11).

Решение проблемы изотопного датирования урановых руд месторождения Карку встретило серьезные трудности в связи с многофазностью урановых минералов и тончайшими срастаниями отдельных минералов, не позволяющими выявить достоверные значения их изотопных соотношений. Учитывая это обстоятельство, для определения возрастных параметров руд использовались косвенные данные по изотопному составу свинца галенитов из пострудных карбонатных прожилков (рис. 12). Указанные галениты образовались за счет радиогенного свинца, экстрагированного из урановых руд. Установлено, что возраст этих минералов составляет 1280 млн. лет. Исходя из этого, возраст уранового оруденения не может быть моложе указанной цифры. Нижний возрастной предел руд определяется по геологическим соображениям и принимается как 1400-1500 млн. лет.

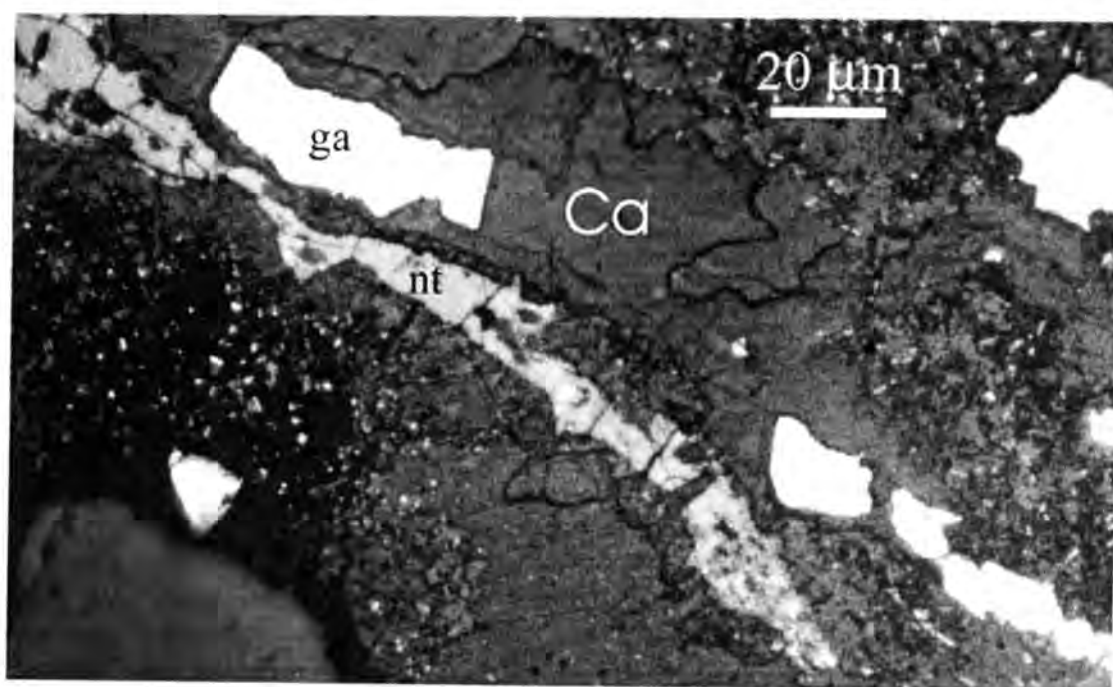


Рис. 12. Галенит (ga) в карбонатном прожилке (Ca), секущем урановую смолку (nt)

Анализ всей совокупности данных, полученных в процессе изучения месторождения Карку и обобщения имеющейся литературной информации, позволяет предполагать следующий механизм формирования богатых урановых руд рассматриваемого месторождения.

Наиболее вероятным источником урана, сформировавшим первичные урановые руды, могли быть кислородсодержащие воды атмосферного и/или диагенетического происхождения, которые выщелачивали легкоподвижный уран из кристаллических и осадочных пород. В интракратонной впадине эти воды просачивались на глубину в направлении поверхности кристаллического фундамента сквозь достаточно хорошо проницаемую толщу терригенных пород. Поверхность фундамента по существу явилась барьером на пути нисходящего движения кислородных ураносодержащих вод, поскольку проницаемость кристаллического основания существенно (в среднем на порядок) меньше соответствующего параметра терригенных пород. В то же время в кристаллических породах, подстилающих интракратонную впадину, существовали «омоложенные» системы сближенных разрывов, из которых в терригенные породы поступали восходящие потоки термальных Na-Ca-Mg-хлоридных растворов, содержавшие газообразные и жидкие восстановители. Смешение их с инфильтрационными ураносодержащими водами вызывало восстановление ^{VI}U до ^{IV}U , выпадение в осадок диоксидов U и формирование пластообразных линейно вытянутых тел богатых урановых руд.

Совокупность данных о наличии в рудах месторождения Карку нескольких последовательно образованных генераций настурана, сведений о тесной пространственной связи этих генераций друг с другом, некоторых других минералогических особенностей руд, а также присутствие в рудосопровождающих кварце и кальците флюидных включений с резко различными физико-химическими параметрами, позволяют в общих чертах предварительно оценить изменения урановых руд, последовавшие после их образования. Есть основания предполагать, что наиболее ранняя высокоотражающая генерация настурана и предшествующий ей колломорфный Fe-Pb-содержащий молибденит подвергались длительному воздействию постепенно охлаждавшихся термальных кремнесодержащих вод. В ходе этого процесса первичный настуран замещался кремнеурановой фазой, в которой количество кремния последовательно увеличивалось вплоть до выделения коффинита - самостоятельного кремний-уранового минерала. Последний по существу явился

главным носителем урана в бедных рудах. Параллельно происходило также переотложение молибденита и малых количеств сопровождавших первичный настуран сульфидов и арсенидов, ассоциирующих с коффином в бедных рудах.

Сравнительный анализ факторов, определяющих размещение, строение и условия формирования уранового оруденения районов Северного Приладожья и Атабаска

Уникальные масштабы и исключительное богатство руд урановых месторождений типа «несогласия» выдвинули их в число наиболее экономически и технологически эффективных источников природного урана. В настоящее время эти месторождения составляют основу урановорудного потенциала Канады и Австралии – главных производителей природного урана в мире. Естественно, что при разработке темы, посвященной выявлению условий формирования и генезиса крупных и суперкрупных месторождений полезных ископаемых, которая включена в тематический план ОНЗ РАН в 2003 г., рассматриваемый в данной публикации уникальный промышленно-генетический тип уранового оруденения должен быть в числе объектов исследования, хотя бы потому, что перед страной в настоящее время исключительно остро стоит задача безотлагательного и эффективного восполнения дефицита урановорудной сырьевой базы, возникшего в связи с распадом СССР. Трудно переоценить и научную значимость предстоящего фундаментального исследования условий формирования урановых месторождений типа «несогласия». Эти месторождения беспрецедентны не только по запасам урана, но и по степени его концентрирования в рудах. По этому показателю они на два порядка, а иногда и более, превышают аналогичные характеристики других промышленно-генетических типов уранового оруденения. Естественно, что знания о причинности и механизме подобного феномена важны не только для рассматриваемого случая, но имеют и более общее значение.

В предыдущих разделах настоящей публикации рассмотрены основные результаты комплексных фундаментальных исследований месторождения Карку специалистами ИГЕМ РАН, которые позволяют прийти к выводу о том, что третья рудная залежь этого месторождения, включающая основные высококонцентрированные руды данного объекта, обладает рядом геологических, минералого-геохимических и физико-химических общностей с типоморфными рудными телами уникальных урановых месторождений типа «несогласия» в провинции Атабаска (Канада), и их возникновение обусловлено общими причинами и близким механизмом формирования. Правомерность этого вывода иллюстрируется результатами сравнительного анализа основных параметров района Северного Приладожья и месторождения Карку с одной стороны и обобщенных литературных материалов, характеризующих те же показатели, присущие району Атабаска и его типоморфным месторождениям, с другой стороны.

Общие черты геологии урановорудного района Атабаска и типические геолого-минералогические и физико-химические особенности уранового оруденения типа «несогласия»

С целью получения исходных данных о наиболее важных особенностях, определяющих геотектоническое положение, специфику строения, минерального состава руд, околорудных метасоматитов и физико-химических условиях формирования руд, выполнен анализ опубликованных работ следующих авторов: Money A.J. et. al., (1970); Cumming G.L., (1976); Hoeve J., (1977); Hoeve J., Sibbald T.J.J., (1978); Cumming G.L. et. al., (1979); Gatzweiler R. et. al., (1979); Menday R.J., (1979); Лаверов Н.П. и др., (1983); Ferguson J., (1984); MacDonald, (1985); Bruneton, (1986); Raffensberger et al., (1995); Пятков Е.В. и др., (1996). Названия статей приведены в конце настоящей публикации.

Район Атабаска располагается в юго-западной краевой части Канадского щита. Центральную часть района занимает обширная интракратонная впадина, заполненная пологозалегающими рифейскими платформенными преимущественно песчаными осадками, несогласно залегающими на выветрелой поверхности дорифейского кристаллического основания (рис. 13).

В составе пород основания выделяются архейские гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты, слагающие купольные структуры, разнообразные по составу раннепротерозойские сланцы, в том

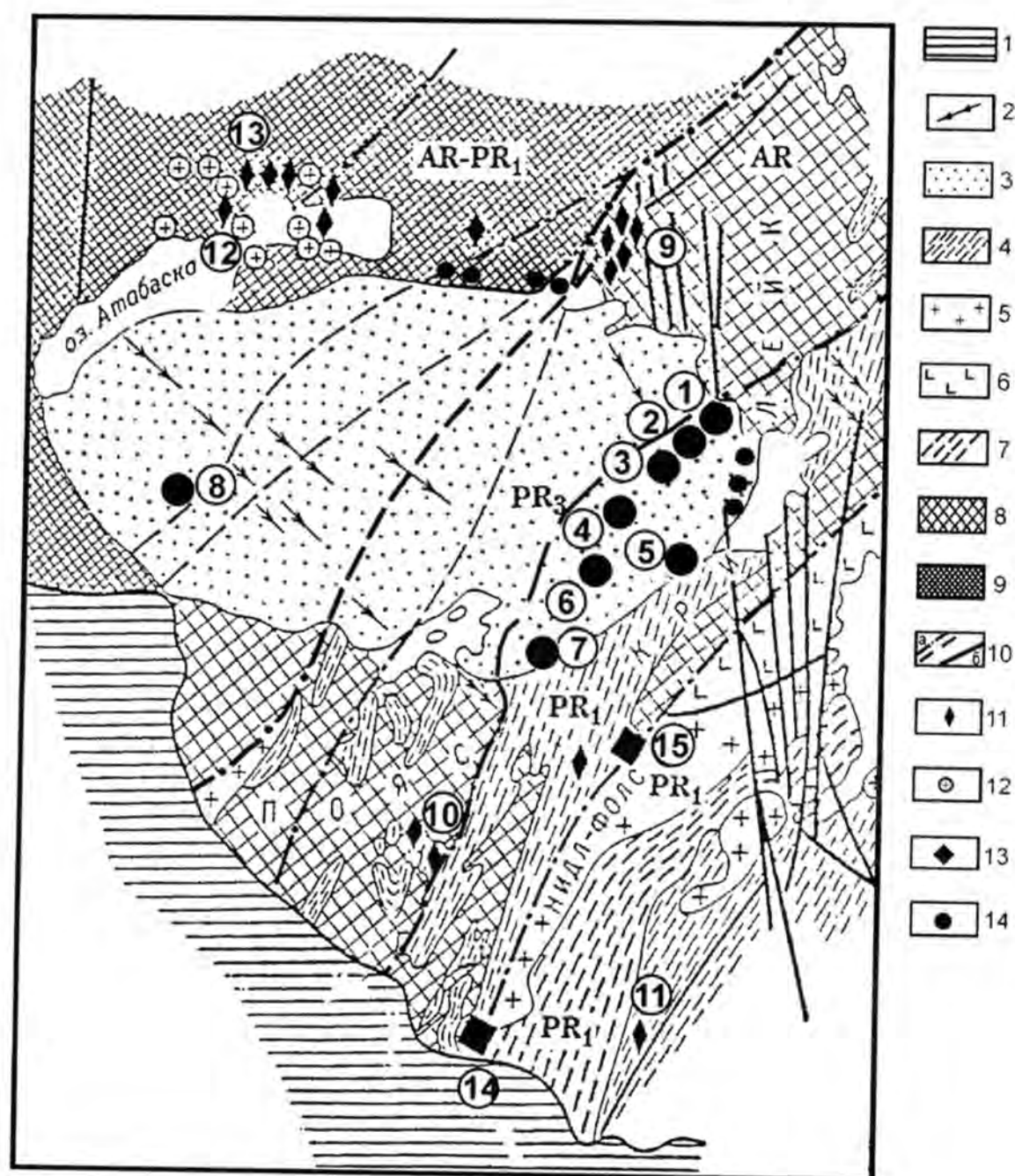


Рис. 13. Схема геологического строения провинции Атабаска:

1 – платформенные отложения фанерозоя; 2 – дайки диабазов; 3 – складчатые комплексы PR₁; 4 – породы формации Атабаска (PR₃); 5 – граниты PR₁; 6 – габбро PR₁; 7 – мигматиты PR₁; 8 – «переработанный» архейский фундамент; 9 – породы группы Тайзин (AR-PR₁); 10 – разломы: а – возникшие до PR₃, б – возникшие после PR₃; 11-14 – урановые месторождения: 11 – пегматитовые (Шарлебуа-Лейк – 9, Кри-Лейк – 10, Лак-Ла-Ронж – 11), 12 – уран-альбититовые (Гуннар – 12, Эйс-Фей – 13), 13 – неясного генезиса (Дадридж-Лейк – 14, Барбидж-Лейк – 15), 14 – месторождения и рудопроявления типа «несогласия» (а – месторождения: 1 – Рэббит-Лейк – 1, Маклин-Лейк – 2, Мидуэст-Лейк – 3, Сигар-Лейк – 4, Уэст-Бер – 5, Макатур – 6, Ки-Лейк – 7, Клафф-Лейк – 8; б – рудопроявления)

числе графитовые и амфиболитовые, кварциты, метавулканы, которые залегают в межкупальных синклинальных структурах. Породы фундамента гранитизированы, прорваны разновозрастными гранитами и интрузивами основного состава, подвержены интенсивному щелочному метасоматозу.

В рифее и фанерозое района Атабаска неоднократно подвергался тектоно-магматической и тектонической активизации.

Рассматриваемая территория рассечена многочисленными разрывными нарушениями различных масштабов, среди которых преобладают наиболее древние складчатые разломы северо-северо-восточного простирания, "омоложенные" в позднерифейскую и более поздние тектонические эпохи. Эти разломы сгруппированы в пределах протяженного (более 1000 км) широкого (300-400 км) подвижного пояса Кри-Лейк, где они контролируют положение большинства месторождений типа «несогласия».

В рассматриваемом районе выделяются также субмеридиональные разломы позднерифейского заложения, в меньшей степени – разрывные нарушения северо-западного простирания, нередко вмещающие дайки пород основного состава.

В ходе геологического развития района Атабаска неоднократно возникали условия, при которых протекали эндогенные и экзогенные процессы, сопровождавшиеся достаточно широкой и интенсивной миграцией и концентрированием урана. В результате этого некоторые разновидности гнейсо-сланцев, гранито-гнейсов, лейкократовых гранитов, щелочных калиевых метасоматитов, графитовых сланцев и терригенных слабо метаморфизованных пород оказались обогащенными ураном до уровней, превышающих фоновые концентрации. Обширная геохимическая урановая специализация ряда геологических формаций явилась важной предпосылкой для проявившихся в рассматриваемом районе разновозрастных процессов уранового рудообразования. В ходе этих процессов сформировались месторождения ураноносных пегматитов (абс. возраст 1910 и 780 млн. лет), гидротермальные месторождения, ассоциирующие с натриевыми метасоматитами (абс. возраст 1760 млн. лет), урановорудные скопления неясного происхождения и, наконец, рассматриваемые ниже урановые месторождения "несогласия". Последние, как уже было указано, поражают своими уникальными запасами урана (десятки-первые сотни тыс.т) и его беспрецедентно высокими средними содержаниями в рудах (от 3-8 до 14-18%), что выдвигает данные месторождения в число наиболее высокорентабельных урановорудных объектов мира.

Характеризуемые месторождения отличаются от других промышленно-генетических типов уранового оруденения совокупность специфических геологических особенностей:

- повсеместное тяготение рудных тел к зонам структурно-стратиграфического несогласия между архейско-раннепротерозойским кристаллическим фундаментом и пологозалегающими рифейскими платформенными песчаниковыми комплексами;
- сложная многоэтапная история формирования ураноносного блока Атабаска, выразившаяся в развитии на гранитизированном архейском гнейсовом основании раннепротерозойского интракратонного прогиба, в котором накапливались различные, в том числе углеродсодержащие, осадки, а на его месте – протоплатформенной впадины, заполненной рифейскими терригенными отложениями;
- обогащенность рассеянным ураном гранитов, гранитизированных и черносланцевых пород фундамента, а также некоторых рифейских слабометаморфизованных осадков;
- постплатформенная позднерифейская тектоническая активизация района Атабаска, сопровождавшаяся магматизмом щелочно-основного состава;
- четкий контроль уранового оруденения длительно развивавшимися глубинными разломами фундамента, «омоложенными» в позднерифейскую и более поздние эпохи активизации;
- пространственное тяготение наиболее крупных скоплений урановых руд к горизонтам графитосодержащих сланцев, рассеченным указанными выше разломами;
- устойчивая связь уранового оруденения с ореолами железисто-магнезиальных хлоритовых метасоматитов и глинистыми изменениями вмещающих пород;
- постоянное присутствие в рудных минеральных ассоциациях халькофильных элементов (Ni, Co, Au, Pt, Cu, Zn, Pb, Ag);
- наличие в рудах нескольких последовательно сформированных генераций урановых минералов, возникших во временном интервале от 1320-1200 до 900 млн. лет;

- хлоридный Na-Ca-Mg состав флюидной фазы газово-жидких включений в кварце и кальците рудной ассоциации на крупных месторождениях с высокой (до 35 вес. % эквивалентной NaCl) солевой концентрацией, при температуре флюидов 120-259⁰С, давлении от 250 до 1000 бар и наличии восстановителей (метана) в газовой фазе, а также резких колебаниях величин перечисленных основных физико-химических параметров в пределах отдельных индивидов указанных выше минералов;
- присутствие в рудах и околорудных породах минеральных ассоциаций, возникших как в окислительных, так и в восстановительных условиях, что свидетельствует о вероятности участия в рудообразовании эндогенных и гипергенных процессов.

По положению относительно поверхности структурно-стратиграфического несогласия рассматриваемые месторождения разделяются на четыре группы.

К первой группе относятся наиболее крупные месторождения Мак-Артур, Сигар-Лейк, Мак-Клин. Их рудные тела приурочены к подошве платформенных песчаников формации Атабаска и контролируются разрывами, которые являются продолжением в песчаниках зон крупных «омоложенных» разломов кристаллического основания, совпадающих с горизонтами графитсодержащих сланцев. Оруденение сопровождают мощные ореолы совмещенных хлоритовых (судонтовых) и глинистых изменений, проявленные в песчаниках.

Вторую группу образуют крупные месторождения (Ки-Лейк, Раббит-Лейк, Игл-Пойнт, Мидуэст-Лейк и др.). Верхние части рудных тел этих месторождений залегают в песчаниках, нижние - в кристаллических породах, обнаруживая при этом пространственную связь с горизонтами графитсодержащих сланцев, нарушенных зонами рассланцевания и тектоническими швами, переходящими в песчаники. Оруденение ассоциирует с интенсивной хлоритизацией и более поздними глинистыми изменениями вмещающих пород.

К третьей группе принадлежат относительно небольшие месторождения, залегающие в породах фундамента, реже - в песчаниках (Клафф-Лейк, Хорсишу). Они не обнаруживают четкой пространственной связи с графитсодержащими горизонтами, контролируются разрывными нарушениями и сопровождаются слабо проявленными ореолами глинистых изменений.

К четвертой группе относится пока единственное мелкое месторождение Фон-Дю-Лак, располагающееся гипсометрически значительно (более 200 м) выше плоскости несогласия в средней части разреза песчаников Атабаска. Рудные тела этого месторождения контролируются разрывами и сопровождаются слабыми околорудными изменениями пород.

Основная часть наиболее богатых руд рассматриваемых месторождений сосредоточена в пологозалегающих линзо- и лентообразных резко удлинённых (от сотен м до 1-1.2 км) телах, имеющих в поперечном сечении форму линз или изометрическую конфигурацию и размеры от единиц-первых десятков до первых сотен м. Распространены также рудные тела неправильных форм с меньшими размерами.

Характерно, что средние содержания урана в рудах месторождений несогласия в подавляющем большинстве случаев превышают 0.3%, а в рудных объектах с запасами основного металла более 16 тыс.т они возрастают до 1.4%, в ряде случаев до 8-12% и значительно выше. На наиболее крупном месторождении Мак-Артур с запасами, превышающими 200 тыс.т, среднее содержание урана достигает 18%.

Урановая минерализация рассматриваемых месторождений представлена настураном трех и более генераций. Встречаются также коффинит, реже урановые черни и слюдки. Руды большинства месторождений содержат арсениды и сульфоарсениды, Ni-Co минералы, сульфиды Fe, Cu, Pb, Zn, а также иногда Ag, Pt и Au. Рудные тела сопровождаются сложными по составу ореолами измененных пород, в которых выделяются ранняя железо-магнезиальная хлоритизация, а также наложенные серицитизация и аргиллизация. На некоторых месторождениях отчетливо фиксируются гипергенные преобразования и новообразования рудных минералов.

Абсолютный возраст наиболее распространенных рудных парагенезисов определен значениями 1320, 1230, 1075±50, 1050, 960 и 90 млн. лет.

Учитывая особенности геологической позиции и строения месторождений «несогласия», прямые признаки проявления в ходе образования рудных тел эндогенных и экзогенных рудоформировавших процессов, а также данные определения абсолютного возраста рудных

минералов, свидетельствующие об их многостадийном дискретном формировании, гипотеза о полигенном-полихронном и, в частности, диагенетически-гидротермальном происхождении рассматриваемых месторождений представляется достаточно обоснованной.

Сравнительный анализ основных параметров урановорудных районов Приладожья и Атабаска и выявленного в них уранового оруденения

Результаты комплексного изучения фактического материала, поступившего в распоряжение специалистов лаборатории радигеологии ИГЕМ РАН, позволили сформулировать некоторые выводы об основных чертах строения геологического разреза месторождения Карку, положении уранового оруденения, минеральном составе руд и окорудных метасоматитов, химическом составе и Р-Т параметрах газовой-жидких включений в минералах рудной ассоциации, изотопии свинца в послерудных прожилках. Естественно, что в силу относительно небольшого объема изученного материала, эти выводы следует рассматривать как предварительные. Тем не менее, уже на данной стадии изучения проблемы проявленности в геологических условиях юго-восточной части Балтийского щита процессов, создававших урановые месторождения типа «несогласия», представляется целесообразным провести сравнительный анализ и сопоставить полученные и ранее собранные данные о районе Приладожья и месторождении Карку с основными геологическими параметрами рудного района Атабаска и типоморфными особенностями выявленных в нем месторождений «несогласия».

Сопоставлены семь параметров, охватывающих основные геологические факторы регионального рудоконтроля и двенадцать параметров, характеризующих геологические особенности и условия формирования уранового оруденения месторождения Карку и типоморфных месторождений типа «несогласия» в районе Атабаска (таблица 2).

Результаты сравнительного анализа позволяют сформулировать следующие выводы:

По геологическим факторам регионального рудоконтроля.

Территории районов Приладожья и Атабаска приурочены к краевым частям активизированных древних кристаллических щитов; находятся в пределах региональных глубинных разломных зон и узлов их пересечений; сложены близкими по строению, составу, степени метаморфических и гипергенных преобразований и геохимической специализации породами фундамента и платформенного чехла; подвергались в одни и те же временные интервалы воздействию процессов тектоно-магматической активизации; характеризовались одинаковым поведением урана в ходе истории геологического развития: его рассеянным накоплением в первично глинисто-углеродистых осадках, слабо метаморфизованных терригенных отложениях и в дорифейских гранитизированных породах, лейкократовых гранитах и щелочных метасоматитах; рубеже раннего и среднего протерозоя и в позднерифейскую эпоху, частичным перераспределением урана в породах и минералах в более поздние периоды тектонической и эндогенной активности.

По геологическим особенностям и условиям формирования месторождений, характеризующих условия локализации рудных тел, минеральный состав руд и окорудных метасоматитов, Р-Т-С параметры рудообразующих растворов, абсолютный возраст первичного оруденения:

- урановое оруденение обоих районов тесно пространственно связано с поверхностью несогласия между рифейскими слабоморфизованными терригенными отложениями и архейско-протерозойскими глубокометаморфизованными породами кристаллического фундамента. Основная масса оруденения сосредоточена в песчаниках, реголитах и кристаллических породах, непосредственно примыкающих к поверхности несогласия. Рудные тела не отдаляются от указанной поверхности гипсометрически выше и ниже более чем на 100-200 м. При этом наиболее крупные скопления самых богатых руд преимущественно приурочены к песчаникам (в районе Атабаска) или целиком залегают в этих породах (месторождение Карку);
- в обоих районах проявлена одинаковая последовательность близких по минеральному составу стадий эпигенетического минералообразования. В раннюю стадию глинистый цемент песчаников и реголитов был замещен смешанослойными и слоистыми силикатами, затем – сформировались предрудные метасоматиты с преобладанием новообразованных

Сравнительный анализ урановорудных районов Приладожья и Атабаска

<i>I. Геологические факторы регионального рудоконтроля</i>	
1.	Геотектоническое положение рудного района и его геологическая структура
2.	Кристаллический фундамент (строение, состав, возраст, этапность формирования)
3.	Геохимическая специализация пород фундамента
4.	Гипергенные преобразования фундамента
5.	Платформенный чехол (строение, состав, эпигенетические преобразования, возраст)
6.	Эпохи тектоно-магматической активизации и характер их проявленности
7.	Поведение урана в ходе истории геологического развития рудного района
<i>II. Геологические особенности и условия формирования уранового оруденения, связанного с зонами несогласия</i>	
8.	Рудовмещающие породы
9.	Рудоконтролирующие структурно-геологические и тектонические элементы
10.	Стадийность эпигенетического минералообразования
11.	Околорудные метасоматические ореолы (масштаб развития, положение, морфология, минеральный состав, зональность)
12.	Геологическое положение рудных тел и их морфология
13.	Урановые минеральные ассоциации
14.	Структурно-геохимические особенности урановых минералов
15.	Сопутствующая неурановая минерализация
16.	Послерудная минерализация
17.	Химический состав, давления и температуры газово-жидких включений в минералах рудной ассоциации
18.	Состояние изотопных систем в радиоактивных и стабильных минералах рудной ассоциации и их абсолютный возраст
19.	Геологические и физико-химические условия рудообразования

хлоритов и карбонатов, далее в восстановительных условиях образовалась основная масса уран-оксидного оруденения, позже – с различной интенсивностью проявились процессы регенерации урановых руд, сопровождавшиеся новообразованиями сульфидов и арсенидов халькофильных элементов;

- в составе предрудных метасоматитов в рассматриваемых рудных районах преобладают в основном хлориты, карбонаты, к которым на месторождении Карку добавляются пирит, а на месторождениях района Атабаска – иллиты и гематит;
- преобладающими морфологическими формами рудных тел в обоих районах являются пологозалегающие уплощенные линзо- и лентообразные, иногда более сложные по конфигурации, но в любом случае резко удлинённые в субгоризонтальной плоскости, рудные залежи, формы которых определяются с одной стороны условиями залегания поверхности несогласия, с другой – линейно вытянутыми контролирующими элементами – омоложенными разломами фундамента, сопряженными с горизонтами графитсодержащих сланцев;

- богатые руды обоих районов сложены главным образом оксидами урана нескольких генераций, подчиненное значение имеет коффинит, в малых количествах развиты гипергенные урановые минералы. В рудах также присутствуют переменные количества сульфидов Fe, Cu, Pb, сульфоарсенидов и арсенидов Ni, Co, реже – других халькофильных элементов; в богатых рудах месторождения Карку также обнаруживаются хлорит и карбонат, в богатых рудах месторождений района Атабаска – реликтовый хлорит и каолинит. В обоих районах встречаются бедные руды, в которых коффинит ассоциирует с сульфидами;
- флюидная фаза газовой-жидких включений в минералах урановорудной ассоциации богатых руд месторождения Карку и месторождений района Атабаска представлена рассолами хлоридно-Na-Ca-Mg состава с концентрациями соответственно до 26 и 35 вес.% эквивалентными NaCl; в составе газовой фазы установлены водные пары, метан, возможно – уголекислота; температура флюидов 100-240°C (месторождение Карку), 120-259°C (месторождения района Атабаска), давление – соответственно ~50 и от 250-750 до 800-1000 бар;
- в обоих районах главная продуктивная стадия, являющаяся начальной в совокупности процессов концентрирования и перераспределения урана, датируется близкими значениями абсолютного возраста: 1282-1400 (месторождение Карку) и 1106-1300 млн. лет (месторождения района Атабаска);
- наиболее обоснованной гипотезой о происхождении богатых урановых руд месторождений типа «несогласия» района Атабаска следует считать представления о реализации первичного уранового рудообразования при участии диагенетических и гидротермальных процессов. Предполагается, что нагретые под влиянием рифейского магматизма диагенетические кислородсодержащие воды выщелачивали уран из вмещающих пород и отлагали его на восстановительных барьерах, которые возникали в участках пересечения водоносных горизонтов, залегающих в основании интракратонных впадин, секущими зонами «омоложенных» разломов фундамента. По этим зонам из графитосодержащих сланцев фундамента в указанные водоносные горизонты поступали газообразные и жидкие восстановители. Они восстанавливали ^{VI}U до ^{IV}U , что и явилось одной из главных причин формирования богатых оксидных руд.

Анализ данных, полученных в процессе проведенных исследований, позволяет предполагать близкий механизм формирования богатых руд месторождения Карку. Наиболее вероятным источником урана, сформировавшим первичные руды этого месторождения, могли быть кислородсодержащие ураноносные подземные воды атмосферного и/или диагенетического происхождения, которые фильтровались сквозь толщу проницаемых гравелито-песчаных отложений интракратонной впадины. В участках сопряжения зон крутопадающих «омоложенных» в позднерифейскую эпоху разломов фундамента с базальными горизонтами впадины и частично реголитами, ураноносные пластовые инфильтрационные воды смешивались с восходящими потоками Na-Ca-Mg хлоридных гидротермальных растворов, содержавших восстановители и некоторые металлы. В результате этого в песчано-гравеллитовых породах, залегающих в основании впадины, сформировались линейно-вытянутые пологозалегающие тела богатых урановых руд.

Заключение

В рамках предыдущего раздела показано, что практически по всем сопоставленным региональным факторам рудоконтроля и большинству наиболее значимых геологических особенностей, месторождение Карку и месторождения «несогласия» района Атабаска обнаруживают существенное сходство.

Определенные различия выявились лишь по двум параметрам. Во-первых, в околорудных метасоматитах месторождения Карку установлены Fe-хлорит, кальцит, пирит и незначительные количества глинистых минералов, тогда как в составе околорудных метасоматически измененных пород на месторождениях района Атабаска преобладают глинистые и смешано-слоистые минералы, а хлорит и карбонаты присутствуют в реликтах. Вероятнее всего, эти различия обусловлены тем, что на месторождениях района Атабаска вслед за предрудными хлорит-карбонатными метасоматитами и первичным уранонакоплением интенсивно проявились более поздние процессы, сопровождавшиеся образованием глинистых минералов, переотложением урана и формированием сульфо-арсенидной и арсенидной преимущественно Ni-Co минерализации. В то же время в изученном локальном участке

месторождения Карку первичные руды не подверглись столь значительным поздним преобразованиям, чем и можно объяснить ничтожное развитие в них глинистой минерализации.

Во-вторых, заметно не совпадают данные о давлениях в газовой-жидких включениях минералов рудных ассоциаций, указывающие на близповерхностные условия формирования руд на изученном участке месторождения Карку и существенно более глубинные уровни рудообразования на месторождениях «несогласия». Возможно, что изученный в настоящее время фактический материал, характеризующий богатые руды месторождения Карку, в силу его ограниченности, отражает лишь частный случай общей картины рудолокализации в Пашско-Ладужской рифейской впадине. Не исключено, что при дальнейшем более расширенном изучении этого района и других перспективных участков Приладужского региона появятся дополнительные данные, которые позволят скорректировать теперешние представления о глубине рудообразования.

Отмеченные выше различия сопоставляемых урановорудных объектов, касающиеся состава околорудных метасоматитов и данных, характеризующих уровни давлений в газовой-жидких включениях минералов рудных ассоциаций, не влияют на общее заключение о значительном сходстве условий локализации и формирования богатых рудных тел месторождения Карку и уранового оруденения типа «несогласия», развитого в районе Атабаска.

Анализ совокупности изложенных выше результатов комплексного изучения месторождения Карку и данных об основных типоморфных параметрах месторождений «несогласия» района Атабаска позволяет достаточно корректно утверждать, что богатое урановое оруденение рассматриваемых районов является близким по возрасту и сформировано в сходных структурно-геологических, физико-химических и палеогидродинамических условиях. Указанные аналогии являются веским основанием для того, чтобы предполагать существенное сходство механизма уранового рудообразования в обоих районах. В обобщенном виде этот механизм представляется следующим образом.

Богатые урановорудные тела районов Атабаска и Приладужья образовались в рифейских интракратонных платформенных впадинах кристаллических щитов, в эпоху их позднерифейской активизации. Наиболее вероятным источником урана являлись кислородсодержащие воды атмосферного и/или диагенетического происхождения, выщелачивавшие легко подвижный уран из вмещающих пород. Эти воды циркулировали в высокопроницаемых песчано-гравелитовых горизонтах интракратонных впадин и прилежащих к поверхности несогласия реголитах – породах фундамента, разрушенных дорифейским выветриванием. Рудоотложение осуществлялось на восстановительных барьерах, которые возникали в участках пересечения указанных горизонтов терригенных пород и реголитов секущими разрывами зон активизированных разломов фундамента. По этим разломам в водоносные горизонты из графитсодержащих сланцев фундамента приносились газообразные и жидкие восстановители, под воздействием которых совершался переход ^{VI}U в ^{IV}U и образовывались богатые концентрации оксидных руд.

Естественно, что в силу недостаточной разведанности района месторождения Карку и, как следствие, ограниченности данных о масштабах проявления основных рудоконтролирующих и рудолокализирующих факторов, в настоящее время преждевременно утверждать, что в районе Приладужья уже решена проблема промышленного уранового оруденения типа «несогласия». Для того, чтобы определить пути решения этой проблемы, необходимо резко увеличить объемы выполняемых в Приладужском регионе геофизических и буровых работ, а также существенно расширить комплексные научные исследования, направленные на детальное углубленное изучение условий локализации и формирования уранового оруденения. В то же время, с достаточной уверенностью следует констатировать, что вопрос о проявленности в геологических условиях Приладужья реально существующего рудообразующего механизма, подобного тому, с участием которого в районе Атабаска сформировались месторождения типа «несогласия», решен положительно.

Литература

1. Бакаржиев А.Х., Макивчук О.Ф., Низовский В.Н. Кировоградский урановорудный район Украины // Отечественная геология. 1995. № 9. С. 45-54.
2. Глебовицкий В.А. Рост и преобразование раннедокембрийской коры Балтийского щита: структурно-геологические, петрологические и изотопно-геохимические критерии // Тектоника, стратиграфия, литология. Материалы Всероссийской научной конференции «Геология, Геохимия и Геофизика на рубеже XX и XXI веков», проведенной в г. Москве 8-10 октября. 2002 г. 2002. Т. 1. С. 34-36.
3. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги // М.: ГЕОС, 1999. 236 с.
4. Лаверов Н.П., Шумилин М.В., Смирнов А.О. Зарубежные месторождения урана // М.: Недра, 1983.
5. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 338 с.
6. Покровский Б.Г., Летникова Е.Ф., Самыгин С.Г. Изотопная стратиграфия боксонской серии, венд-кембрий Восточного Саяна // Стратиграфия и геологическая корреляция, 1999. № 3. С. 23-41.
7. Пятаев Е.В., Шумилин М.В. Методика поисков урановых месторождений типа несогласия в Северной Канаде // Разведка и охрана недр. 1996. № 3. С. 29-34.
8. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискуп Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита // СПб.: Наука, 1983. 217 с.
9. Bruneton P. Geology of the Cigar Lake uranium deposit (Saskatchewan, Canada). Economic Minerals of Saskatchewan // Spec. Publ. 1986. N 8. Pp. 99-120.
10. Cumming G.L. Rb/Sr dating of rocks from the Wollaston Lake belt, Saskatchewan // Can. J. Earth. Sci. 1976. Vol. 13. N 2. Pp. 355-364.
11. Cumming G.L., Rimsaite J. Isotopic studies of bead-depleted pitchblende, secondary radioactive minerals, and sulphides from the Rabbit Lake uranium deposit, Saskatchewan // Can. J. Earth. Sci. 1979. Vol. 16. N 9. Pp. 1702-1715.
12. Derome D., Cathelineau M., Cuney M., Farbe C. Reconstitution of the P, T, X characteristics of paleofluids McArthur River unconformity-type uranium deposit (Saskatchewan, Canada). Geochimie de l'uranium 2003. Nancy, 2003. Pp. 141-144.
13. Voltsidis V., von Pechmann E., Clasen D. Petrography, mineralogy and genesis of the U-Ni deposits Key Lake, Saskatchewan, Canada // Spec. Publ. Soc. Geol. applied to Miner. Deposits. 1982. N2. Pp. 469-490.
14. Freiburger R. and Cuney M. New evidence for extensive fluid circulations within the basement in relation to unconformity type uranium deposit genesis in the Athabasca basin? Saskatchewan, Canada. Proceedings of an International conference "Uranium Geochemistry 2003", Nancy, France. 2003. Pp. 151-154.
15. Hoeve J. Rabbit Lake, mineralogy and geochemistry // Uranium in Saskatchewan. Saskach. Geol. Soc. spec. 1977. N. 3.
16. Hoeve J., Quirt, D. A stationary redox front as a critical factor in the formation of high-grade, unconformity-type uranium ores in the Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. Bull. Mineral, 1987. Vol. 110. N 2-3. Pp. 157-171.
17. Hoeve J., Sibbald T.J.J. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in Northern Saskatchewan, Canada // Economic Geology. 1978. Vol. 73. N 8. Pp. 1450-1473.
18. MacDonald S.S. Mineralogy and geochemistry of the sub-Athabasca regolith near Wollaston Lake // Canad. Inst. Min. Metal. Spec. Vol. 1985. Vol. 32. Pp. 155-158.
19. Menday R.J. Uranium mineralisation in Northern Saskatchewan // Can. Min. and Met. Bull. 1979. Vol. 72. N 804.
20. Money A.J., Bear B.P., Scott R.H. et. al. The Wollaston Lake belt Saskatchewan, Manitoba, North-west Territories // Geol. Surv. Can. 1970. Pp. 40-70.
21. Pagel, M., Jaffrezic, H. Analyses chimiques des saumures des inclusions du quartz et de la dolomite du gisement d'uranium de Rabbit Lake (Canada). Aspect methodologique et importance genetique // Comptes rendus Acad. Sci., Paris, 1977. T. 284. Ser. D. N 2. Pp. 113-116.
22. Pagel, M. Determination des conditions physico-chimiques de la silicification diagenetique des gres Athabasca (Canada) au moyen des inclusions fluides. Comptes rendus Acad. Sci., Paris, 1978. T. 280. Ser. D. N 20. Pp. 2301-2304.
23. Poty, B., Pagel, M. Fluid inclusions related to uranium deposits: a review // J. Geol. Soc., London, 1988. Vol. 145. Pt. 1. Pp. 157-162.
24. Raffensberger, J.P., Garven G. The formation of unconformity-type uranium ore deposits: 1. Coupled ground water flow and heat transport modelling // Am. J. Sci. 1995. Vol. 295. N 5. Pp. 581-636.



Раздел



**ЧЕРНЫЕ, ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ И
СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ**



МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА ГИГАНТСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМА И ПЛАТИНОВЫХ МЕТАЛЛОВ И ПРОБЛЕМА ГЛУБИННОСТИ ИХ МАНТИЙНЫХ ИСТОЧНИКОВ

А.А.Маракушев*, Н.А.Панеях**, Н.С.Горбачев*, И.А.Зотов**

*Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

**Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Платинометалльные хромитовые, хромитово-сульфидные (малосульфидные) и сульфидные медно-никелевые месторождения связаны с мантийным базит-гипербазитовым магматизмом, проблема глубинности очагов зарождения которого является наиболее существенной задачей в определении их генетической природы. Разделение гипербазитов в аспекте глубинности питающих их магматических очагов играет главную роль в определении металлогенической специализации. В методическом отношении важно рассмотрение гипербазитовых комплексов относительно производных алмазоносного магматизма, уходящего своими корнями в глубины алмазоносной мантии. Наиболее близки к нему офиолитовые хромитоносные комплексы, гипербазиты которых характеризуются вариациями состава хромита, сходными с пироповыми алмазоносными перидотитами. Существенно отличаются полосчатые комплексы офиолитов, за которыми следуют платинометалльные зональные и стратиформные интрузивы, подразделяющиеся на хромитоносные, сульфидно-хромитоносные (малосульфидные) и сульфидные (медно-никелевые). Перейдем к их последовательному рассмотрению.

Мантийный магматизм по своей природе является полифациальным, что проявляется в породах сочетанием интрателлурической минерализации, возникавшей в глубинных мантийных очагах, с минерализацией, завершившей консолидацию интрузивов в обстановке земной коры. Разработка минералого-геохимических критериев полифациальности (Маракушев, 1985; Маракушев и др., 1994, 1998) является основным методом решения проблемы глубинности мантийных источников хромитового и платинометалльного оруденения. Эта проблема усложняется метастабильной кристаллизацией минералов – дорастанием их зерен, выносимых магмами из глубинных магматических очагов далеко за пределы их термодинамической устойчивости. Выносимые из мантии минералы служили затравками, стимулируя метастабильное продолжение их кристаллизации и в земной коре, где происходила и окончательная консолидация мантийных интрузивов перидотитов, пироксенитов и эклогитов. Свойственное им совмещение (телескопирование) фаций глубинности, создающее эффект полифациальности пород мантийного происхождения, наглядно прослеживается по данным минералогической термобарометрии. Алмаз в них, содержащий включения хромита, сульфидов, коэсита и силикатных минералов, отвечает самым высоким P, T -параметрам ($P=60-80$ кбар, $T=1200-1600^\circ\text{C}$), тогда как в самих содержащих алмаз перидотитах, пироксенитах и эклогитах парагенетический анализ дает широкий разброс параметров вплоть до значений, свойственных земной коре, что хорошо прослеживается по вариациям состава минералов хромит-хромшпинелевого ряда (рис. 1). Во включениях в алмазе они представлены магнезиальным хромитом – типичным минералом алмазной фации глубинности.

С уменьшением P, T -параметров кристаллизации дунитов и перидотитов хромит в них вытесняется хромшпинелью, а также шпинелью, кристаллизовавшейся уже в условиях земной коры. Таким образом, для наиболее глубинных ультрабазитов, связанных с алмазоносным магматизмом, характерны вариации составов хромшпинелидов, являющиеся для нас отправной точкой для оценки условий образования менее глубинных хромитоносных и сульфидоносных базит-гипербазитовых комплексов различной платинометальности.

Офиолитовые хромитоносные комплексы

Как было показано в работе (Панеях, 1989 а, б), пироповые перидотиты характеризуются магнезиальным составом хромшпинели, что отличает их от всех других гипербазитов, генетически связанных с менее глубинными магматическими очагами. На рисунке 2 приводится сопоставление вариаций состава хромит-хромшпинелевых минералов пироповых перидотитов и типичного

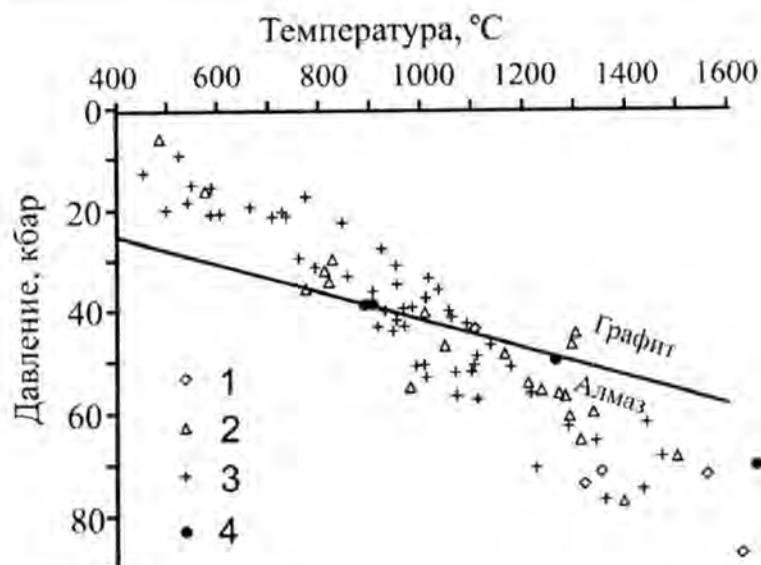


Рис. 1. Характеристика полифациальности алмазоносных пород нодулей кимберлитовых трубок (на примере Архангельской провинции):

1 - включения в алмазе; 2-4 - алмазоносные породы: перидотиты (2), пироксениты и перидотиты (3), эклогиты (4). Р,Т - параметры кристаллизации пород (Симаков, 2003)

офиолитового дунит-гарцбургитового комплекса, представленного Кемпирсайским массивом на южном Урале, к которому приурочено крупнейшее в мире месторождение хромита.

Эти магматические серии существенно различаются на этапе глубинного мантийного развития при высоких Р,Т-параметрах, что фиксируется неодинаковой железистостью хромита дунитов и подчиненных им хромититов в сопоставлении с включениями в алмазе, тогда как на этапе корового развития в породах обеих серий (обычно в перидолитах) кристаллизовались примерно одинаковые магнезиальные шпинели.

В глубинных очагах той или другой серии пород происходило базит-гипербазитовое расслоение первичных магм, образующихся в результате полного плавления мантийного субстрата под воздействием флюидных потоков, исходящих из расплавленного земного ядра. В очагах развития алмазоносных пород базит-гипербазитовое расслоение вело к образованию магм пироповых перидотитов, гранатовых клинопироксенитов и эклогитов. Особенно большая глубинность очагов фиксируется алмазоносностью всех трех дифференциатов и образованием алмаза перидотитового, пироксенитового и эклогитового типов, распознаваемых по включениям соответствующих этим породам минералов. С уменьшением глубинности мантийных очагов вначале исчезает алмазоносность пироповых перидотитов, сохраняясь в гранатовых клинопироксенитах и эклогитах. Переход к офиолитам кемпирсайского типа обусловлен дальнейшим понижением глубинности мантийных магматических очагов, что выражается исчезновением пироповых типов гипербазитов, представленных гарцбургитами, дунитами, перидолитами, причем в нижнем полосчатом обрамлении Кемпирсайского массива и его сателлита — Мамытского массива — широко распространены гранатовые амфиболиты. Детальное петрографическое изучение амфиболитов в работе (Панеях и др., 1983) позволило выявить в них реликты клинопироксен-гранатовых ассоциаций, показавших, что амфиболиты образовались за счет гранатовых клинопироксенитов и эклогитов и их гранатов и клинопироксенов, близких к первичным составам минералов глубинных пород.

Обнаружение реликтов гранатовых клинопироксенитов и эклогитов в нижнем полосчатом комплексе Кемпирсайского массива имеет важное генетическое значение, свидетельствуя о большой глубине зарождения магматического очага Кемпирсайского интрузива и, следовательно, о высоких Р,Т-параметрах его первичной дифференциации. Это проливает свет и на генезис хромититов, подчиненных массивным дунитам офиолитовых комплексов, в которых спорадически обнаруживается алмаз (Шило и др., 1978). В алмазоносных хромититах в Тибете на севере Китая был найден даже рингвудит в ассоциации с хромшпинелью (мас. %: $\text{Cr}_2\text{O}_3=60.70$, $\text{Al}_2\text{O}_3=9.65$, $\text{FeO}=12.61$, $\text{MgO}=17.73$) и разнообразными самородными металлами, в том числе с осмием и иридием (Robinson et al, 2002). Подобного рода находки отражают огромную глубинность зарождения очагов магматизма офиолитовых формаций и дифференциацию в этих очагах первичных магм на расплавы,

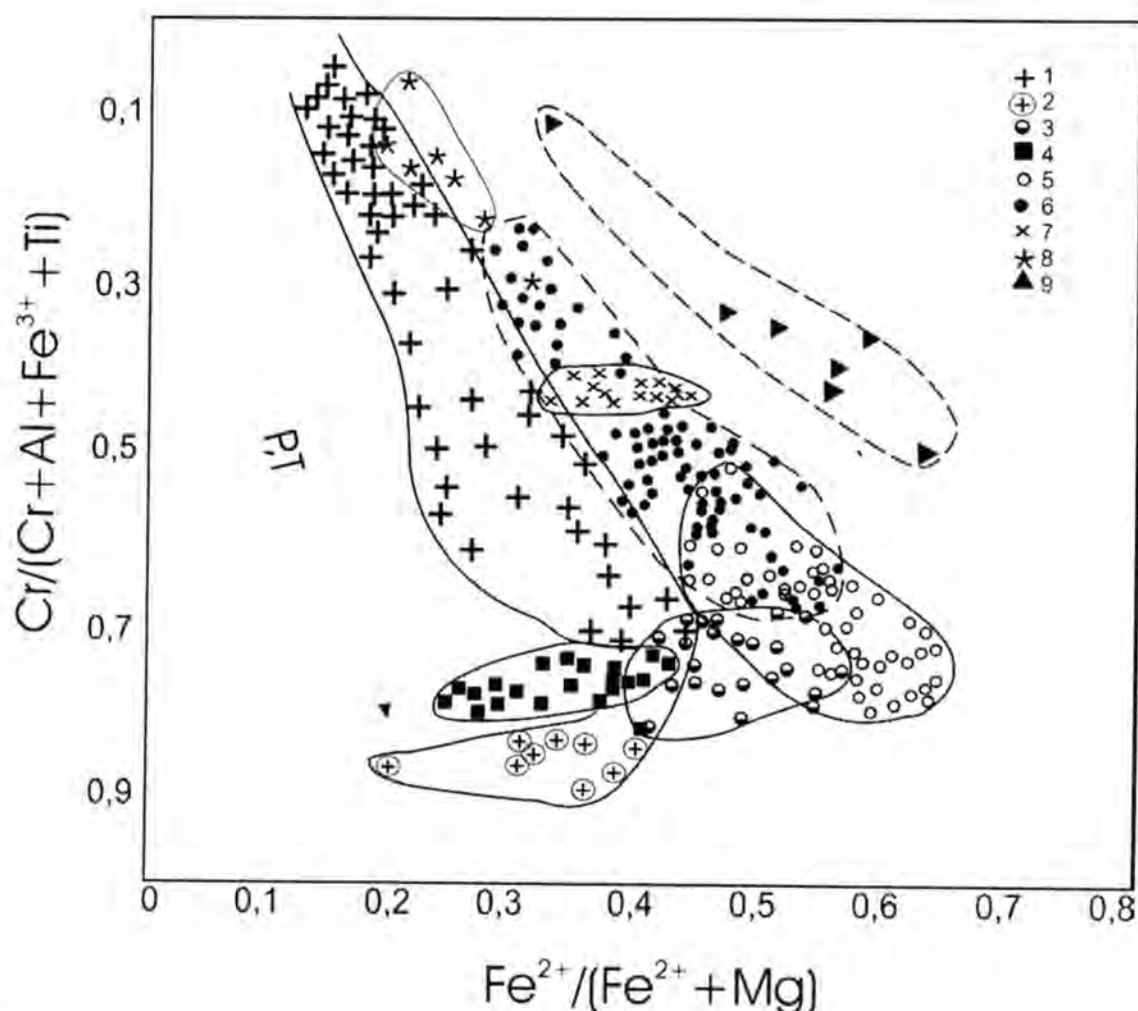


Рис. 2. Сопоставление генераций хромита и хромшпинели алмазоносных пироповых перидотитов и гипербазитов Кемпирсайского офиолитового массива в аспекте глубинности по (Панеях, 1989 а, б);

1 – пироповые перидотиты; 2 – включения в алмазе; 3–9 - Кемпирсайский массив: главный рудоносный комплекс массивных хромитовых дунитов (3) и подчиненных им хромититов (4), комплекс дунитов (5) и гарцбургитов (6), хромититы в гарцбургитах (7), лерцолиты (8), породы полосчатого комплекса (троктолиты и дуниты, р. Шандаша) (9)

отвечающие главным типам пород с характерными вариациями состава хромшпинели, показанными на рисунке 2 на примере Кемпирсайского интрузива. В основе этих процессов находилось, как отмечалось, базит-гипербазитовое расслоение магмы, определившее свойственное офиолитовым формациям разделение их на гипербазитовые дунит-гарцбургитовые массивы нередко огромных размеров и базитовые полосчатые комплексы, в которых гипербазиты подчинены клинопироксенитам и габбро.

Собственно гипербазитовые магмы и порождали рудоносные расплавы хромититовых дунитов с подчиненными им флюидными хромититовыми магмами. Они по существу и вносили главный вклад в рудоносность офиолитовых формаций. Внедренный из мантийных глубин рудоносный дунит-хромититовый комплекс получил экстенсивное развитие на юге Кемпирсайского массива, создав здесь грандиозное месторождение хромита осмиридовой геохимической специализации. Хромит в этих хромититах, подчиненных хромитовым дунитам, по его бедности алюминием и высокой магнезиальности сходен с хромитом во включениях в алмазах. Вариации содержания платиновых металлов в хромититах этого типа характеризуются следующими цифрами

(мг/т): Os = 290(165), Ir = 265(185), Ru = 200(112), Pt = 60(18), Pd = 55(12), Rh = 18(14), (Melcher et al., 1999). Они отражают общую специфику хромититовых расплавов в качестве эффективных концентраторов платиновых металлов, так как вмещающие дуниты практически не содержат платиновых металлов (мг/т): Pt = 6, Pd = 4, Rh = 1, Ir = 2, Os = 4, Ru = 6. Однако геохимическая специализация хромититов офиолитовых формаций проявилась в основном только в части тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru), которые доминируют в этом типе руд над легкоплавкими платиновыми металлами (Rh, Pd, Pt), и не достигла металлогенического значения. Поэтому офиолитовая формация относится к хромитоносной, бесперспективной на платиновое оруденение, что на примере Урала подчеркивалось еще в работах А.Н.Заварицкого и А.Г.Бетехтина, противопоставлявших ее платиноносной формации зональных и стратиформных интрузивов. Это объясняется восстановительным режимом и высокими Р, Т-параметрами, господствовавшими в первичных магматических очагах офиолитовых формаций, в которых создавался специфический рудный комплекс хромититов и их материнских хромититовых дунитов, отделявшихся от гипербазитовой магмы в результате развития жидкостной несмесимости. Гигантские хромитовые месторождения связаны исключительно с этим рудным комплексом. В отличие от этого комплекса хромититы в массивных гарцбургитах и в полосчатых комплексах сложены хром-шпинелидами, состав которых отражает отделение рудных расплавов в режиме более низких Р, Т-параметров в промежуточных мантийных очагах. Восстановительный режим, определяемый глубинной позицией генерации и низкой щелочностью материнских интрузивов, играл определяющую роль в создании платинометальной специфики офиолитовых хромититов, хромиты и хромшпинели которых практически не содержат примеси магнетитового компонента.

Дунит-хромититовый рудоносный комплекс прослежен на юге Кемпирсайского массива до глубины порядка 1,5 км, фиксируя его главный подводящий канал (фидер). По-видимому, первоначально соответствующий ему расплав формировался в основании глубинного очага, отделяясь от гарцбургитового расплава концентрацией в нем хрома относительно алюминия. Уникальность гигантского Кемпирсайского месторождения определяется широким распространением хромитового комплекса, тогда как в большинстве офиолитовых формаций аналогичные комплексы распространены ограниченно или вообще отсутствуют и развиты только хром-шпинелевые типы руд, свойственные небольшим месторождениям.

Разделение месторождений хромитоносной и платиноносной формаций по составу хромитовой и хромит-шпинелевой минерализации

На рисунке 2 наглядно выражена близость состава хромита гигантских рудных залежей на юге Кемпирсайского интрузива к составу хромита включений в алмазах, что, как отмечалось, и служит ключом к пониманию платинометальной геохимической специфики хромититов кемпирсайского типа. Во включениях в алмазах сосредоточен самый бедный алюминием магнезиальный хромит, что отражает максимально расширенное в алмазной фации глубинности поле устойчивости граната, связывающего алюминий и железо. Этим хромит во включениях в алмазах и хромититах офиолитов отличается от хромит-хромшпинелевых минералов руд месторождений платиноносных формаций, в которых хромистость и железистость варьируют в широких пределах, что в сериях не только алмазоносных пород (рис. 1, 2), но и во всех других гипербазитах может служить показателем глубинности очагов их генерации. В этом заключается генетический смысл минералогической систематики хромитовых, сульфидно-хромитовых (малосульфидных) и сульфидных руд по составу содержащихся в них хромита и хромшпинели, представленной на рисунке 3. Все они образуют закономерный ряд снижения хромистости и возрастания железистости хромшпинели, в начале которого находятся магнезиальные хромиты, образующие включения в алмазе в ассоциации с сульфидами, контрастно распадающимися на пирротиновые и пентландит-пирротиновые.

Этот распад дополнительно отражает базит-гипербазитовое расслоение магмы в мантийных очагах генерации алмаза, представленного двумя типами: перидотитовым (с включениями сульфидов, богатых никелем) и пироксенит-эклогитовым (с включениями пирротина).

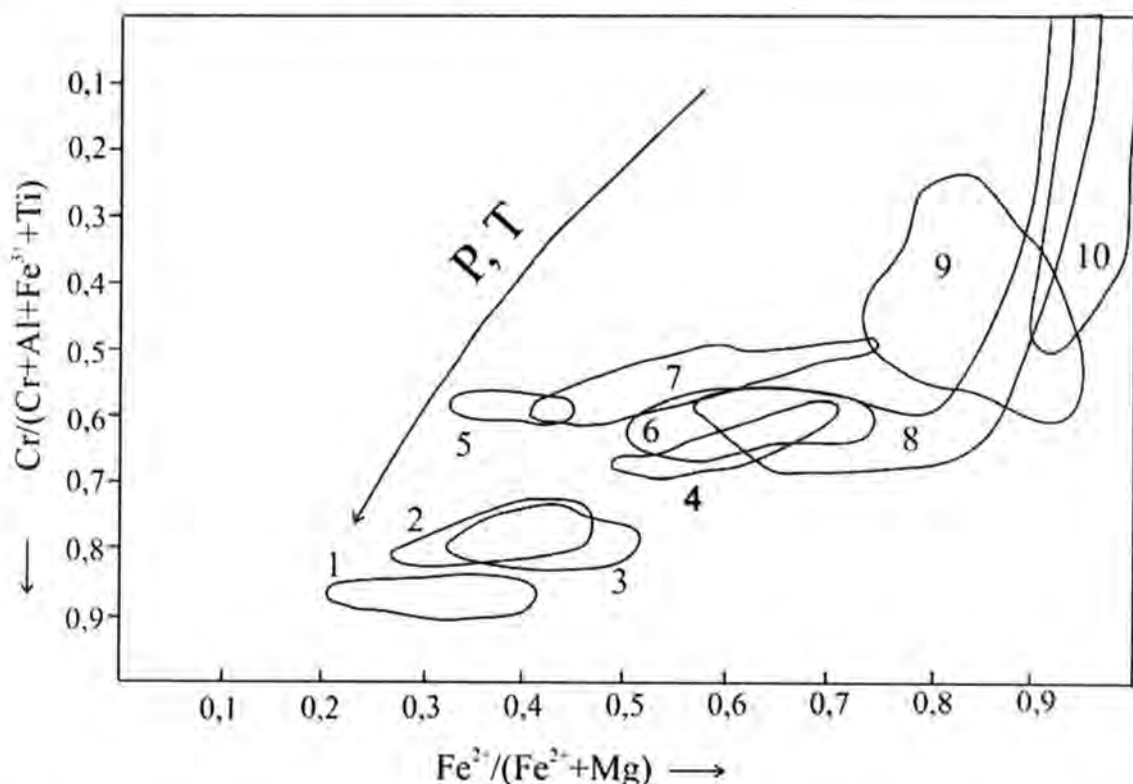


Рис. 3. Система хромитовых и сульфидных руд по составу хромшпинелей и хром-магнетита в сопоставлении с хромитом во включениях в алмазах (по Панеях, 1989 а);

1 – включения в алмазах; 2 и 3 – хромититы офиолитовых формаций – Кемпирсай (2) и Троδος (3); 4 – хромититы зональных интрузивов – Нижнетагильский массив; 5 – хромититы стратиформных интрузивов – Сарановский массив; 6 и 7 – малосульфидно-хромитовые руды стратиформных интрузивов – Бушвельда (6) и Стиллутера (7); 8-10 – сульфидные медно-никелевые руды: Норильск (8), Джиньчуань (9), Печенга и Еланский массив (10)

Таким образом, радикальное разделение магматизма на гипербазитовый и базитовый типы, свойственное офиолитовым формациям, начинается в самых глубинных очагах, с которыми связаны интрузии алмазоносных пироповых перидотитов, гранатовых пироксенитов и эклогитов. В офиолитовых комплексах оно реализуется различной платинометальностью подчиненных им хромититов (рис. 4).

Хромититы собственно гипербазитового хромитоносного комплекса характеризуются осмиридовой (I) геохимической специализацией, тогда как хромититы в гипербазитах базитового комплекса (полосчатый комплекс офиолитов), приобретают платино-палладиевый геохимический уклон (II), давая начало платиноносным формациям.

Эта специфика офиолитовых поясов свидетельствует о генетических связях хромитоносной и платиноносной формаций. Ясно выраженное на диаграмме радикальное разделение хромититов офиолитовых поясов по платинометальности коррелируется со спецификой их хромитовой и хромшпинелевой минерализации, которая в собственно гипербазитовом комплексе (I) сохраняет хромит-шпинелевую направленность, свойственную и алмазоносным породам, а в гипербазитах базитового комплекса приобретает принципиально иной хромшпинель-магнетитовый уклон. Разным составом хромититовых расплавов объясняется и специфика экстракции ими платиновых металлов, выносимых флюидными потоками из расплавно-земного ядра (Маркушев, 1999; Маркушев и др., 2002).

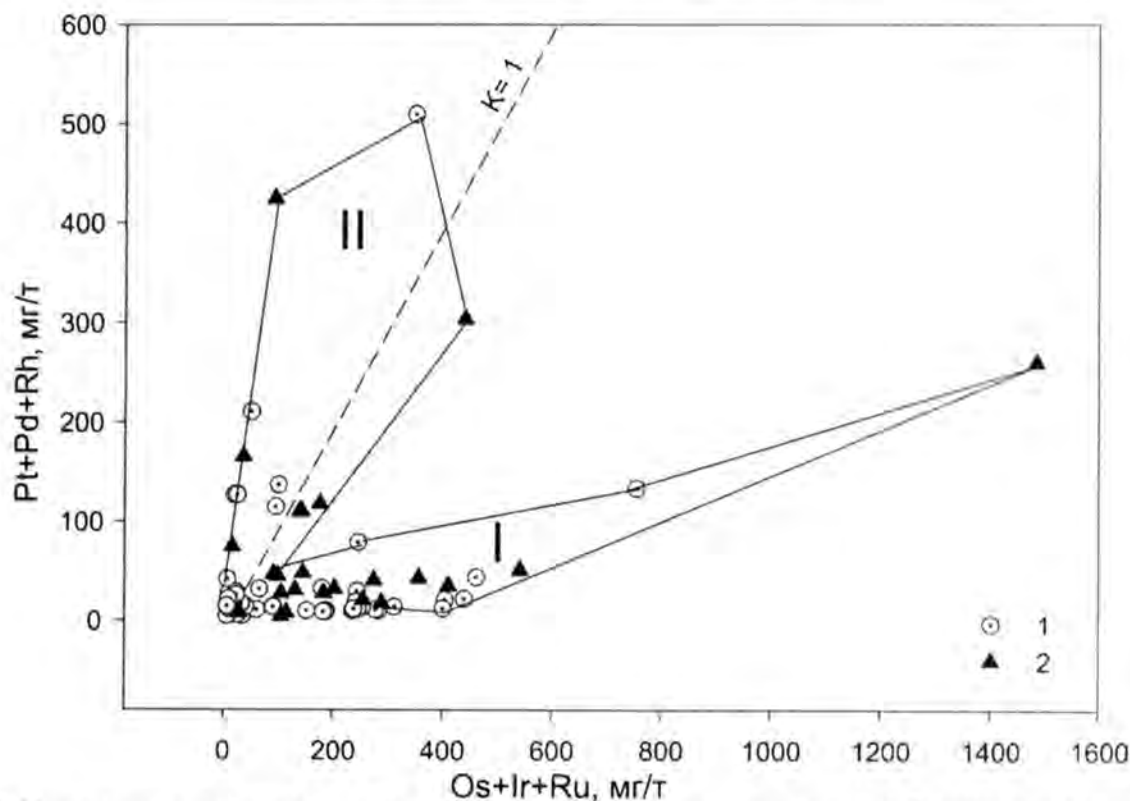


Рис. 4. Платинометальность хромитовых руд и вмещающих пород дунит-гарцбургитовых массивов (I) и обрамляющих их полосчатых комплексов (II) офиолитовых формаций:

1 – Кемпирсайский массив (Melcher et al., 1999), 2 – другие массивы Урала (Золосев и др., 2001), Греции, Омана (Лазаренков, Таловина, 2001)

Более высокая железищность хромититовых расплавов была главным фактором, определившим отличие месторождений платиноносной формации от хромитоносной по средству с платиновыми металлами, обладающими высокой феррофильностью. Антидромный феннеровский тренд дифференциации рудоносных интрузивов приводил к появлению в хромититах платиноносной формации свободного железа, не связанного в составе нормативной хромшпиннели, преобразующегося в магнетит и свободное железо: $4\text{FeO} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{Fe}$, что сопровождалось очень сильным эффектом возрастания сродства расплавов с платиной.

Магнетитовый уклон хромшпиннелевой минерализации хромититов обусловлен подщелачиванием их материнских гипербазитов, что минералогически проявляется вытеснением в них энстатита диопсидом и развитием оливинитов. На рисунке 3 этот уклон характеризуется приближением состава минералов к верхнему правому углу диаграммы с охватом руд самых разнообразных зональных и стратиформных интрузивов.

Платиноносные хромититы зональных интрузивов

Материнские для хромититов этого типа зональные интрузивы представлены оливинит-дунитовыми ядрами, окруженными зонами клинопироксенитов в широком обрамлении габбро и более кислых пород. Протяженные пояса этих интрузивов известны на Урале и Аляске, выделяясь под названием платиноносных. На Урале платиноносный пояс приурочен к западной окраине палеозойской структуры, и представлен дунит (оливинит)-клинопироксенит-габбровыми интрузивами. В состав вмещающих их палеозойских терригенных пород входят богатые углеродом черные сланцы с повышенным содержанием в них золота и платиновых металлов. В интрузивах платиноносного пояса платиновые руды представлены хромититами, входящими в состав многочисленных дунитовых и оливинит-дунитовых массивов, распространенных на протяжении

северного и среднего Урала от Желтой Сопки на севере до Горы Соловьева (Нижнетагильский массив) на юге.

Дуниты относятся к материнским породам платиноносных хромититов, но сами по себе бедны платиновыми металлами, содержания которых в них мало отличаются от кларковых, например, в Нижнетагильском массиве (мг/т): Pt=10, Pd=1, Os=10, Ir=10, Rh=5 (Золоев и др., 2001, с. 107). Повышение содержания платины в них прослеживается в процессе собирательной перекристаллизации дунитов (мг/т): Pt=82.1, Pd=4.5, Os=1.1, Ir=1.1, Rh=4.5, сопряженной с внедрением платиноносных хромититов в виде жил и жильно-струйчатых образований. Содержание платины в таких инъецированных хромититами дунитах возрастает существенно (мг/т): Pt=400, Pd=4, Os=17, Ir=66, Ru=20, Rh=5 (Золоев и др., 2001), при этом определяется характерная для этого типа платинового оруденения иридий-платиновая специализация. В жильных хромититах содержание платины достигает высоких значений, например, в Нижнетагильском массиве (г/т): Pt=258, Ir=6,71, Os=4.5, Au=1.27, контрастно отличающихся от хромита, вмещающих жилы дунитов, в том числе и от хромита, образующего в них шлировые обособления: Pt=13.2, Ir=0.73, Os=5, Au=0.02 (Золоев и др., 2001, с. 109).

Жильные платиноносные хромититы являются внедренными в дуниты образованиями, иногда перемещенными на значительное расстояние от мест первичной генерации хромитовых расплавов. В этом отношении они отличны от шлифовых или пластовых хромититов, залегающих в основном в их материнских дунитах и являющихся в этом аспекте образованиями *in situ*. Их формирование обусловлено флюидным характером дунитовых расплавов, расщепляющихся на хромит-оливиновые (собственно дунитовые) и оливин-хромитовые (рудные) магмы. Рудные магмы отличаются значительно большей «емкостью» в отношении флюидных компонентов (H_2 , CH_4 , CO, H_2O) по сравнению с силикатными, благодаря чему хромититовые магмы консолидировались позднее дунитовых и были способны давать жильные внедрения в дунитах. Они отличались от дунитовых магм более высоким химическим сродством с платиной, которая концентрировалась в них в результате ее перераспределения в дунит-хромитовых магматических системах под воздействием фильтрующихся через них потоков трансмагматических флюидов. Это создавало огромное разнообразие по платиноносности хромититовых шлиров, содержащихся в дунитах. Например, в Нижнетагильском массиве по данным (Золоев и др., 2001.) содержание платины и платиноидов в шлировых хромититах варьирует в широких пределах (мг/т) от Pt=5092, Ir=339, Rh=31, Pd=20, Os=8, Ru=2, до Pt=204, Ir=5, Os=4, Rh=2, Ru=1. Бедные платиной шлиры близки по платиноносности аксессуарному хромиту вмещающих их дунитов (составляют десятки мг/т), а в богатых шлирах и жилах содержание платины в хромититах достигает сотен грамм на тонну.

По геологическому положению платиноносные дунит-клинопироксенитовые складчатые пояса сопрягаются с офиолитовыми поясами, соответствующими им по возрасту. Они закономерно обрамляют их со стороны континента, образуя совместно с ними так называемые парные гипербазитовые пояса, смещающиеся со временем (в Тихоокеанском подвижном поясе) в сторону океана.

Платиноносный магматизм распространен и в континентальном обрамлении Тихого океана, образуя в нем уходящие на глубину кольцевые интрузивы (Кондер и др.) с дунит-оливинитовыми ядрами и клинопироксенит-габбровым обрамлением. Как и в протяженных поясах, почти чисто платиновая минерализация в них концентрируется в хромититах, контрастно отличающихся в этом отношении от вмещающих дунитов, очень бедных платиновыми металлами. Показательно принципиальное различие по платиноносности рудной хромшпинели (в хромититах) и аксессуарной хромшпинели в рудовмещающих дунитах (в скобках), мг/т: Pt=277(12), Pd=43(30), Ir=45(11), Os=31(8), Rh=15(3), Ru=4(2), Au=10(7) (Лазаренко, Талавина, 2001). Рудная хромшпинель кристаллизовалась из хромититового расплава, платинометальность которого приобреталась под воздействием фильтрующихся через них потоков трансмагматических флюидов. Собственно платиновая специализация этой экстракции возникала в результате ощелачивания гипербазитовых расплавов, сопровождавшегося вытеснением гиперстена диопсидом с образованием свободного железа (Маракушев и др., 2000).

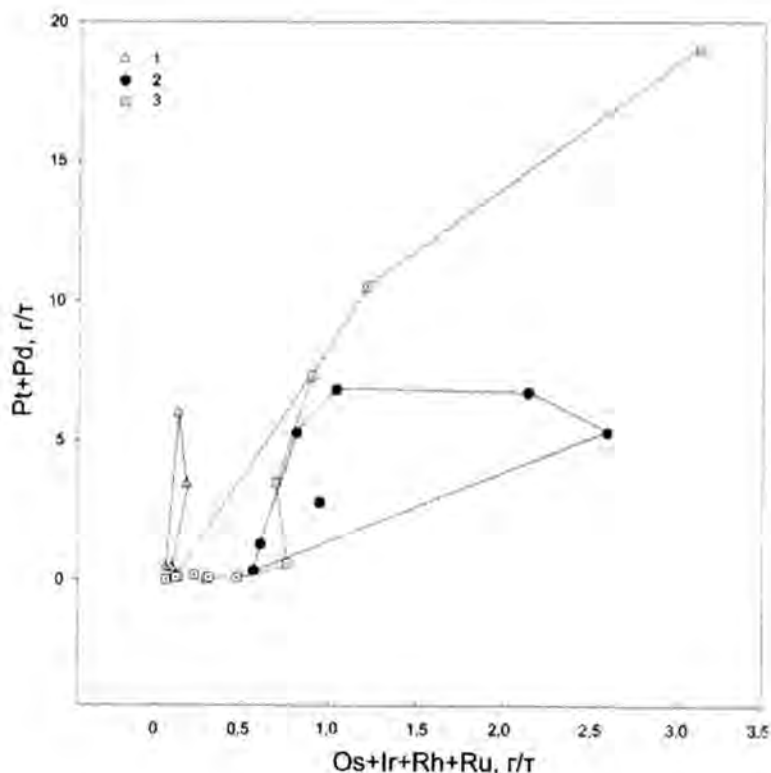
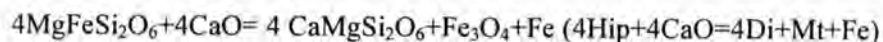


Рис. 5. Диаграмма сопоставления платинометальности хромититов офиолитовых комплексов (оконтуренное поле вблизи нулевого значения содержаний платины и палладия), зональных интрузивов (1 – Кондер и Туламин) и стратиформных комплексов (2 – Бушвельд, 3 – Стиллиутер) (Лазаренков, Таловина, 2001). Высокие значения платинометальности соответствуют маломощным горизонтам (рифам)



В результате хромититы приобретали магнетитовый уклон, сопряженный с образованием самородного железа, определявшего возрастом их химического сродства с платиной, которая отличается от других металлов ее группы высокой феррофильностью. Ферроплатина является преобладающим платиновым минералом в хромититах рассматриваемого типа. В Кондерском массиве описаны сростания ее с эгирин-диопсидом (Рудашевский и др., 1982), подтверждающим процессы ошелачивания.

Зональные платиноносные интрузивы образуют на платформах резко дискордантные тела, уходящие на большие глубины и могут сопоставляться с подводящими каналами (фидерами) стратиформных интрузивов, приуроченных к прогибам платформенных чехлов.

Палладий-платиновые хромитовые и сульфидно-хромитовые руды стратиформных интрузивов

Хромититы стратиформных интрузивов (Бушвельд, Стиллиутер) принципиально отличаются от хромититов офиолитовых и зональных интрузивов платино-палладиевым составом и особенно размахом платинометального оруденения (рис. 5).

Огромные концентрации платиновых металлов в интрузивах приурочены к маломощным (0,5–3,0 м) горизонтам (рифам). Специфика их состава обеспечивала эффективную экстракцию ими металлов из восходящих потоков трансмагматических флюидов, сопровождавших внедрение интрузивов в платформенные чехлы путем магматического замещения. Хромититовые расплавы, попадавшие в условия достаточной проницаемости для трансмагматических растворов, или богатые железом силикатные расплавы, подвергавшиеся сульфуризации $\text{MgSiO}_4 + \text{H}_2\text{S} = \text{MgSiO}_3 + \text{FeS} + \text{H}_2\text{O}$, являлись благоприятной средой для экстракции меди и халькофильных металлов, в том числе платиновых. Соответственно возникали хромитовые и сульфидно-хромитовые месторождения платиновых металлов. Все эти месторождения принципиально отличаются от офиолитовых хромититов платино-палладиевой специализацией и по содержанию других платиноидов (таблица. 1), что ярко отражено на рисунке 6. Их типы намечены по соотношению в них содержаний рутения, иридия и родия.

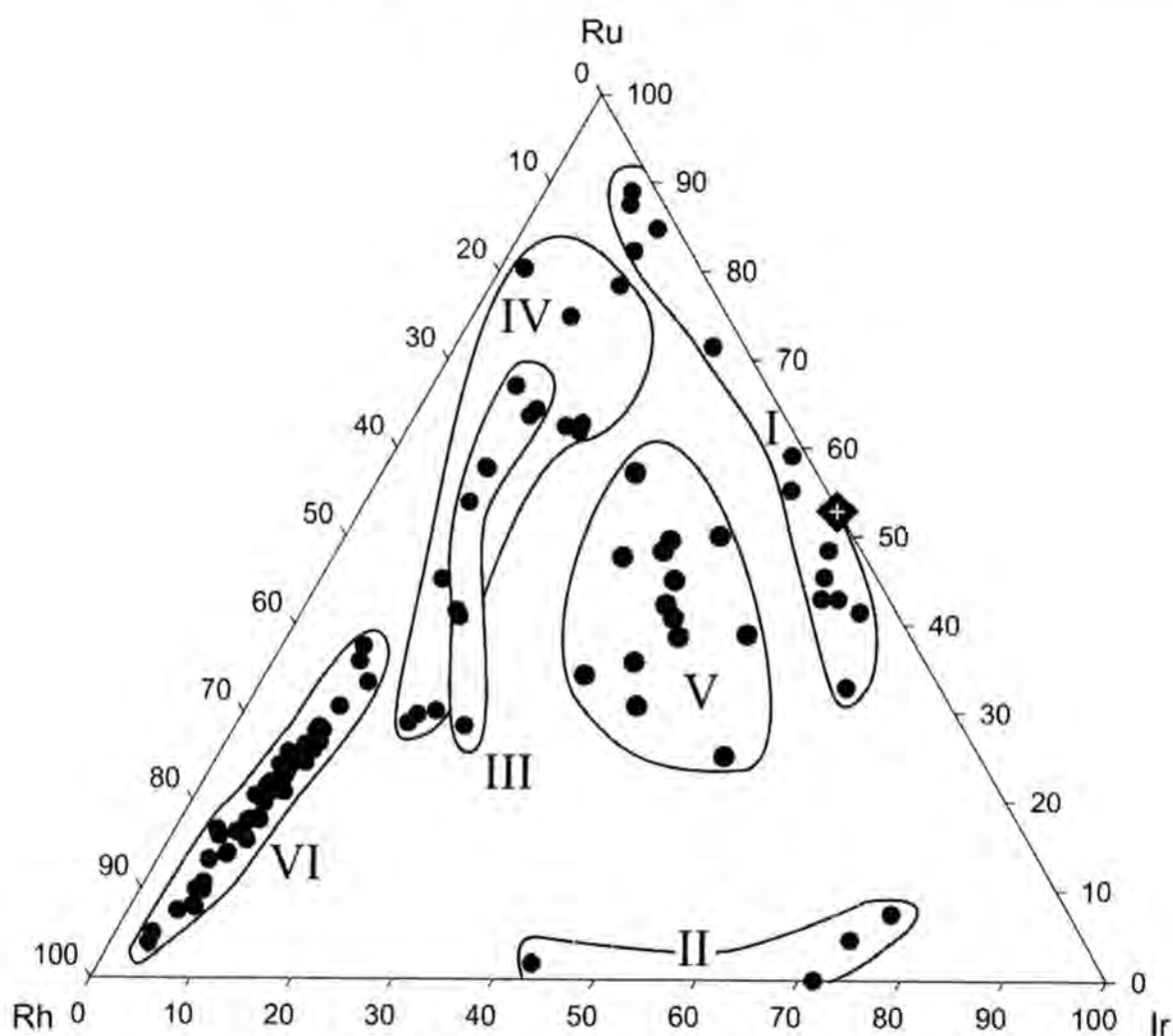


Рис. 6. Систематика различного типа руд по рутений – иридий – родиевому отношению: хромитовые руды (I – Кемпирсай, II – Кондер, Туламин, Нижнетагильский массив), сульфидно-хромитовые руды (III – Бушвельд, IV – Стиллуотер) и сульфидные руды (V – Джиньчуань, VI – Норильск). Для сравнения обозначен состав сульфидно-металлической фазы хондритов (белый крестик на черном фоне), по (Лазаренков, Таловина, 2001; Маракушев, Безмен, 1992; Zientek et al., 1994)

Не менее важным параметром разделения платинометалльных месторождений является платина-палладиевое отношение, по которому их месторождения разделяются на диаграмме (рис. 7). Платина-палладиевое отношение является важнейшей геохимической и металлогенической характеристикой руд стратиформных интрузивов. По этому отношению они принципиально отличаются от зональных интрузивов, хромититы которых характеризуются почти чисто платиновым составом. Это различие определяется более высокой подвижностью палладия относительно платины. В восходящих флюидных потоках палладий легче чем платина увлекается в верхние зоны рудоносных базит-гипербазитовых систем, поэтому зональные интрузивы, которые могут рассматриваться как аналоги подводящих каналов стратиформных интрузивов, отличаются от последних более высоким платина-палладиевым отношением в хромититах. Так, например, Великая Дайка в Африке обычно рассматривается в качестве аналога подводящего канала Бушвельдского массива, и соответственно его хромититы

Таблица 1

Примеры главных типов платинометаллических руд, намеченные по парагенезисам Ir, Ru и Rh в сравнении с сульфидно-железной фазой хондрита (Кунашак), к рисунку 6

		Rh	Ir	Ru	Os	Pt	Pd
Метеориты	Сульфидно-железная фаза	нет	3430	3600	2445	9085	5880
Хромитовые руды	Офиолиты (Кемпирсай)	14	185	112	165	18	12
		5	64	40	82	2	2
	Зональные массивы (Кондер)	12	52	5	25	417	12
Сульфидно-хромитовые руды	Бушвельд: рифы UG-2 и Меренского	693	200	1045	-	3658	3049
		240	74	430	-	3740	1530
	Стиллуотер: рифы А и К	640	210	360	-	2300	8200
		50	35	141	-	110	72
Сульфидные руды	Норильск	46	7	19	-	370	1200
		120	11	36	-	670	5200
		1100	100	230	-	1600	6300
	Садбери	124	44	56	14	817	958
		79	16	26	3	1828	2181
	Джинчуань	6	10	11	9	406	179
		52	157	132	145	330	101

Примечание: содержания металлов - в мг/т; прочерк – отсутствие данных. В таблице использованы данные (Лазаренков и др., 2001; Маракушев и др., 1992; Chai et al., 1992; Melcher et al., 1999; Naldrett et al., 1994; Zientek et al., 1994).

существенно отличаются по составу платиновых металлов (в скобках данные по Великой Дайке), мас.%, приведенные к 100: Pt=41(95), Pd=34(3,2), Rh=9(нет), Ru=12(нет), Ir=2(1,4), Os=1,6(нет), Au=0,4(0,4), (Todd et al., 1979). По этим данным хромититы Великой Дайки сходны с хромититами зональных интрузивов (Кондер и др.), совместно с которыми они создают представление о специфике (относительно) глубинных зон базит-гипербазитовых систем платино-палладиевого рудообразования, создаваемой восходящими из глубины трансмагматическими флюидами. Только в апикальных частях подобных систем и создавались условия формирования таких гигантов, как Бушвельд и Норильск, сосредоточивших в себе почти все мировые запасы платины и палладия.

Обрисованный общий геодинамический аспект образования палладий – платиновых месторождений осложняется различием свойств этих металлов, в частности более высокой электроотрицательностью платины ($Pt^{2+}=1100$ кДж) по сравнению с палладием ($Pd^{2+}=991$ кДж). Соответственно в гипербазитовой среде происходит более интенсивное накопление платины, а в базитовой – палладия, что играет большую роль в развитии всех палладий-платиновых месторождений, подчиненных базит-гипербазитовым комплексам. Специальные термодинамические исследования, проведенные в Институте экспериментальной минералогии (ИЭМ РАН), выявляют различие платины и палладия и во многих других отношениях. Так, Т.А.Столяровой термодинамически были выявлены различные стандартные энтальпии диарсенида платины ($PtAs_2$, $\Delta H_{298}^0 = 220$ кДж) и палладия ($PdAs_2$, $\Delta H_{298}^0 = 82$ кДж), определяющие значительно более высокое химическое сродство платины с мышьяком, что сближает ее в геохимическом отношении с золотом, сульфидно-арсенопиритовый тип минерализации которого характерен для многих месторождений.

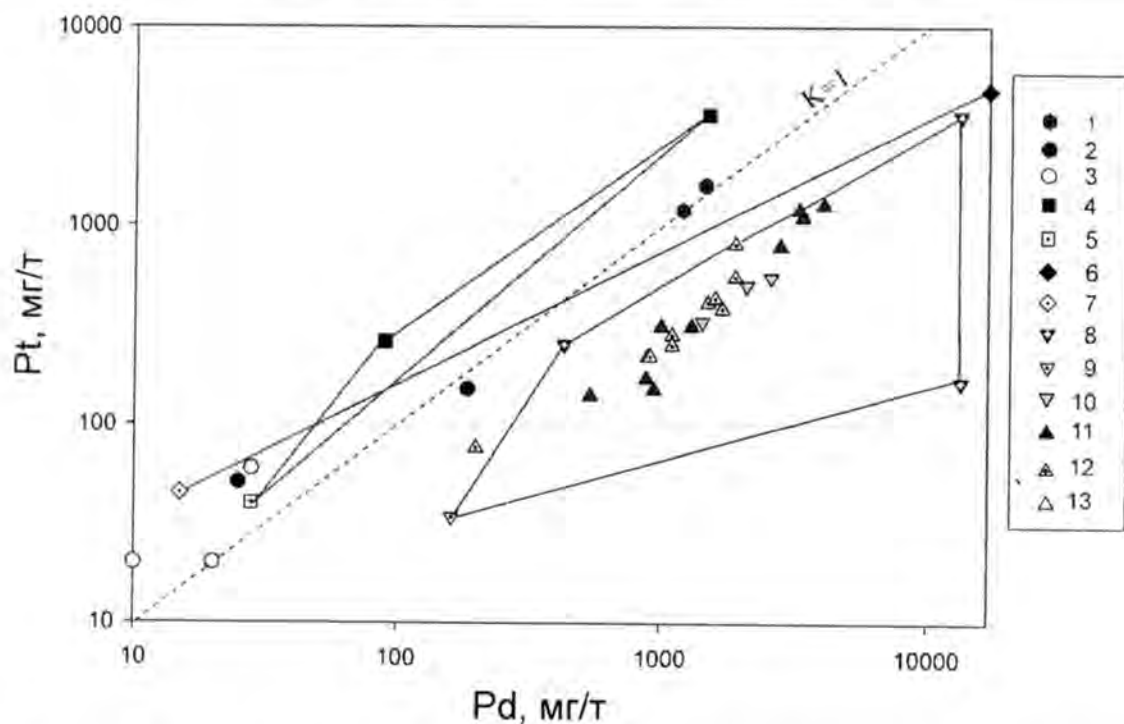


Рис. 7. Разделение месторождений платиновых металлов по платино-палладиевому отношению их руд и вмещающих пород в сопоставлении с данными по хондритам (1) и средними составами изверженных ультраосновных (2) и основных (3) пород. 4-5 - Бушвельд, 6-7 - Стиллуотер, 8-9-Лукуллайсваара руды и породы, соответственно, 10 - руды Федорово-Панского массива, 11-13 - Талнах: 11 - массивные ? сульфидные руды (12 - в такситах, 13 - в пикритах). Диаграмма составлена с использованием данных (Казанов, 1999; Zientek et al., 1994)

Геохимические факторы разделения платины и палладия играют особенно большую роль в развитии малосульфидного и сульфидного типов платинометального оруденения.

Палладиевые и платино-палладиевые сульфидные медно-никелевые месторождения

Сульфидные медно-никелевые руды с наиболее ярко выраженной родий-палладиевой специализацией сосредоточены в гигантских месторождениях Норильского района в Сибири. Стратиформный характер их рудоносных интрузивов определяется наличием в них двух сульфидно-хромититовых (малосульфидных) пикритовых горизонтов. В верхних пикритовых горизонтах платино-палладиевое оруденение тяготеет больше к прослоям, обогащенным хромом, тогда как сульфидное оруденение играет подчиненную роль соответственно с низким содержанием в нем серы в пределах 0.5-1.5 мас.% (Служеникин, 2000). В этом отношении верхние горизонты отличаются от нижних, которые беднее хромом (Рябов, 1992), хотя по платинометальности превосходят верхние что связано с их более высокой сульфидоносностью, определяемой более высоким содержанием в них серы 1.2-4.1 мас.% (Czamanske et al., 1995). Нижние пикритовые горизонты являлись главными структурами генерации сульфидных расплавов, что было обусловлено спецификой дифференциации (расслоением) интрузивов. В нижних пикритовых горизонтах сосредоточивались богатые железом магматические дифференциаты, подвергавшиеся сульфуризации под воздействием фильтрующихся из глубины трансмагматических флюидов. При этом сульфидные расплавы генерировались в количестве, несмешиваемом с силикатными расплавами, выраженном каплевидными текстурами вкрапленных руд, характерных для нижних пикритовых горизонтов Норильских рудоносных интрузивов. Развитие несмешиваемости определяло в этих горизонтах генерацию сульфидных расплавов, практически не имеющую ограничительных параметров, обусловленных низкой растворимостью серы в силикатных расплавах. Несмешиваемые флюидные сульфидные расплавы, генерирующиеся по реакции $MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + (FeS + H_2O)$, выводились из пикритовых горизонтов в результате их

нисходящей миграции (погружения к основанию интрузивов), так что масштабы сульфидного оруденения лимитировались только количеством железа, сосредоточившегося в пикритовом горизонте в результате расслоения интрузивов. Таким образом, рудообразование в интрузивах по существу наследовало свойственный петрогенезису размах, что и определило грандиозные размеры Норильских месторождений. Флюидная сульфуризация сопровождалась экстракцией ими меди и халькофильных металлов, в том числе платиновых, ярко выраженной палладиевой специализации. Этот привнос платиновых металлов был удивительно унифицированным, определяемым внешним, по отношению к Норильским интрузивам, источником. К такому выводу приводит сравнение платинометальности руд различных магматических комплексов, отвечающих различным уровням дифференциации интрузивов, от практически недифференцированных верхних пикритовых горизонтов, например в Талнахском интрузиве, до глубоко дифференцированных нижних горизонтов (вкрапленные руды нижнего пикритового горизонта в сопоставлении с рудами верхнего (в скобках) по (Служеникин, 2000; Zientek, 1994):

1. Руды, богатые сульфидами, масс. %: S=4.09(1.5), Ni=0.68(0.18), Cu=0.28(0.07); мг/т: Pd=2800(2338), Pt=750(258), Rh=160(83), Ru=54(17), Ir=18(0).

2. Руды, бедные сульфидами, масс. %: S=1.22(0.53), Ni=0.28(0.07), Cu=0.52 (0.13); мг/т: Pd=1200(851), Pt=370(207), Rh=46(50), Ru=19(38), Ir=7(13).

Родий-платина-палладиевая специфика медно-никелевых сульфидных руд унифицировано создавалась на всех Норильских месторождениях, приуроченных к однотипным Хараелахской и Норильской платформенным депрессиям. В рудных залежах этих месторождений «в направлении от корневых к фронтальным частям» прослеживается обогащение сульфидных руд селеном с одновременным снижением в них роли тяжелого изотопа серы: $\delta^{34}\text{S}$ уменьшается с 11 до 7‰ (Коваленкер, 1974). В этом же направлении наблюдается повышение в рудах содержания золота, платины, палладия и меди, тогда как содержание никеля сохраняется на практически постоянном уровне (Горбачев и др., 2000). Относительно инертные никель и железо составляли как бы расплавленную сульфидную матрицу, через которую происходила инфильтрация трансмагматических флюидов.

Эта геохимическая специфика сульфидных залежей однозначно определяет формирование их под воздействием флюидных потоков, восходящих из платформенных депрессий и фильтрующихся по их восстанию. Она характерна не только для Норильских месторождений, прослеживаясь также в месторождениях медного пояса Родезии (Dechow, Jensen, 1965) и в месторождении Маскокс в Канаде (Sasaki, 1969).

Обогащение сульфидов селеном всегда коррелируется с повышением в них содержания платиновых металлов, золота и меди. Это наглядно прослеживается, например, в Печенгской депрессии на Кольском полуострове, при сравнении бедных платиновыми металлами месторождений (Пильгуярви и др.), сульфиды которых бедны селеном 29-48 г/т, с месторождениями, богатыми платиновыми металлами (Аллареченское и др.), содержание селена в сульфидах которых варьирует в пределах 84-142 г/т (Горбунов и др., 1999). По содержанию селена в сульфидах Норильские месторождения являются уникальными, во вкрапленных рудах оно достигает 173 г/т (Норильск - 1), что коррелируется и с их уникально высокой платинометальностью. В то же время пирротин массивных руд, более бедный платиновыми металлами, содержит и значительно меньше селена (34 г/т).

Под воздействием восходящих флюидных потоков, сопровождавших формирование в интрузивах сульфидных расплавов, происходило и образование широких геохимических ореолов, окружающих рудоносные норильские интрузивы. Флюидными потоками было обусловлено и внедрение интрузивов в осадочные чехлы платформенных депрессий путем их магматического замещения.

Формировавшиеся под флюидным воздействием рудные сульфидные расплавы в дальнейшем дифференцировались путем расслоения двух типов – явного (дискретного) и скрытого с постепенным изменением состава. Явное расслоение сульфидных расплавов наглядно выражено в сульфидных каплях вкрапленных руд, расслоенных на верхний – халькопиритовый и нижний – пирротинный расплавы, разделенные в каждой капле примерно горизонтальными плоскостями. Описание их приводится во многих работах.

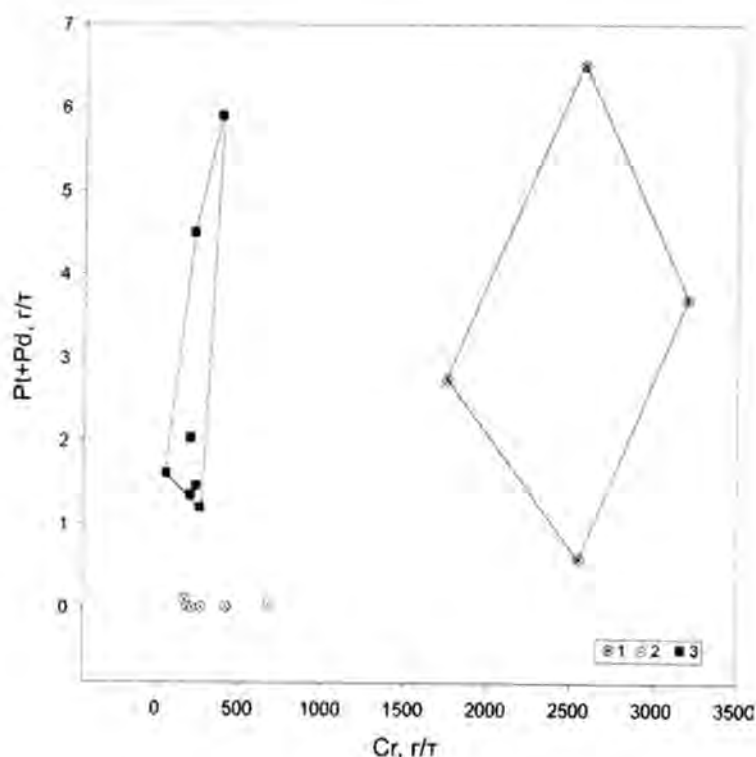


Рис. 8. Хромиконосность и платиноносность вкрапленных руд пикритового (1) и такситового (2) горизонтов в сопоставлении с оливиновыми габбро-долеритами (Золотухин, 1997)

Дискретная расслоенность отражает развитие несмесимости рудных расплавов, генерировавшихся в пикритовом горизонте, определившей дифференциальность их нисходящей миграции (Маракушев и др., 2003). Нижние бедные флюидами тяжелые пентландит-пирротиновые расплавы опускались при этом к основанию интрузивов, частично проникая и в подстилающие метапелитовые породы, и формировали залежи массивных пирротиновых руд с преобладанием в них никеля над медью, мас. %: S=22, Ni=3, Cu=2; мг/т: Pd=6300, Pt=1600, Rh=1100, Ru=230, Ir=100, Au=100 (Zientek et al, 1994).

Верхние халькопиритовые флюидные расплавы отличались более ограниченной нисходящей миграцией и образовали так называемый такситовый горизонт вкрапленных (гнездовых, прожилковых) руд между пикритовым горизонтом и залежами массивных руд. Медь в этих вкрапленных рудах преобладает над никелем, мас. %: S=7, Ni=1, Cu=2; мг/т: Pd=6400, Pt=1530, Rh=220, Ru=68, Ir=250, Au=350 (Zientek et al, 1994).

В массивных и вкрапленных такситовых рудах платиновые металлы генетически связаны с сульфидной фазой в отличие от более комплексных вкрапленных руд пикритового горизонта, отличающихся повышенным содержанием хрома, создавшего дополнительный фактор концентрации платиновых металлов (рис. 8).

Пересчет содержаний металлов в рудах на 100% сульфидов (Naldrett et al., 1995, 1996) для металлов массивных и вкрапленных такситовых руд показывает принципиальное различие содержащихся в них сульфидов по металлоносности (в скобках сульфиды массивных руд), масс. %: Ni=5.28 (5.46), Cu=9.41(4.04); мг/т: Pd=24490(9364), Pt=7600(1958), Rh=980(448), Ir=90(7), Au=1310(51). Они существенно различаются по всем металлам кроме никеля, распределяющегося равномерно.

Этим различием сульфидов раскрывается генетическая сущность норильских месторождений, генерация сульфидных расплавов в которых сопровождалась развитием в них жидкостной несмесимости с разделением их на богатые медью, платиновыми металлами и золотом и относительно бедные перечисленными металлами. Это разделение определило строение рудных залежей месторождений, например, Хараелахской ветви Талнахского интрузива (рис. 9).

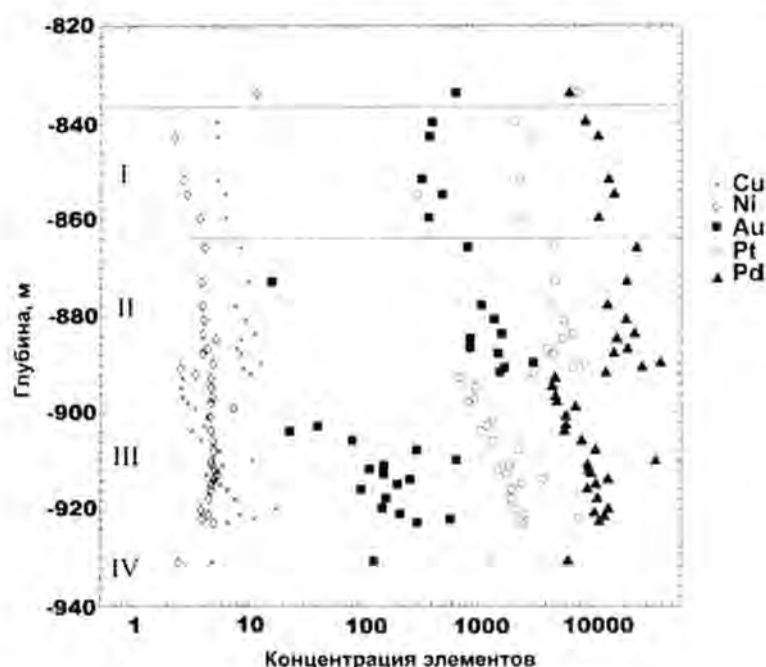


Рис. 9. Распределение Cu и Ni (мас.%), Au, Pt и Pd (10^{-7} мас.%) в сульфидах вкрапленных руд (I – пикритовый горизонт, II – такситовый горизонт), массивных руд (III), и подстилающих интрузив метабазитах (IV). Наглядно выражена скрытая расслоенность залежей массивных руд. Диаграмма составлена по данным (Горбачев и др., 2000)

Рудная залежь в его основании дискретно разделена на нижние массивные и верхние вкрапленные руды, настолько различные по металлическому составу сульфидов, что возникает целесообразность их раздельной эксплуатации с переработкой по «различным технологическим схемам» (Лаверов, Дистлер, 2003) с акцентом на извлечение платиновых металлов и золота из вкрапленных руд и никеля – из массивных. Фазовое разделение рудных металлов, наблюдаемое на норильских месторождениях в разрезах рудных залежей и в расслоенных сульфидных каплях вкрапленных руд, проявляется еще более контрастно при его экспериментальном моделировании. Эксперименты проводились в ИЭМ РАН на аппарате типа наковальня с лункой высокого давления с использованием методики перидотитовой ампулы. В герметически завариваемую ожелезненную платиновую ампулу помещалась перидотитовая ампула, заполненная тонким порошком специально приготовленных водосодержащих базальтовых стекол с синтетическим сульфидом Fe-Ni-Cu состава. Перидотитовая ампула надежно защищала платиновую ампулу от взаимодействия с агрессивным сульфидным расплавом, обеспечивая ее герметичность. Расплавы, образующиеся при плавлении исходного силикатного стекла и сульфида, взаимодействовали с минералами перидотитовой ампулы до установления равновесия. Исходное соотношение перидотит – базальт при снаряжении образца порядка 3:1, сульфида -10-15 мас.% по отношению к исходному базальту. Валовое содержание H_2O в системе составляло 3-5 мас.%. Летучесть серы и кислорода, буферлируемая ячейкой и внутренней ассоциацией, была близка к QFM_{PO} буферу. Температура измерялась Pt-Rh термопарой, давление при высоких температурах калибровалось по кривой равновесия кварц – коэсит. (Точность определения температуры и давления в опытах оценивается в $\pm 5^\circ C$ и ± 1 кбар. Продукты экспериментов изучались оптическими методами и на электронном сканирующем микроскопе с приставкой Camscan 1600). На фотографии сульфидной глобулы (рис. 10) отражено распределение в ней главных рудных элементов Fe, Cu, Ni, S, Pt.

Ее структура "капля в капле", свидетельствует о расщеплении сульфидного расплава на две контрастные сульфидные жидкости. Из распределения элементов видно, что внутренняя часть сульфидной глобулы обогащена Fe, Ni, S. Ее состав отвечает медь-содержащему моносульфидному твердому раствору Fe и Ni. Внешняя часть глобулы обеднена Fe, Ni, S, обогащена Cu и Pt. Состав ее отвечает никель-содержащему твердому раствору Cu и Fe (таблица 2).

Таким образом, полученные экспериментальные результаты однозначно свидетельствуют о том, что во флюидсодержащей силикатно-сульфидной системе происходило сульфидно-силикатное расщепление в сочетании с расслоением сульфидного расплава на две несмешивающиеся

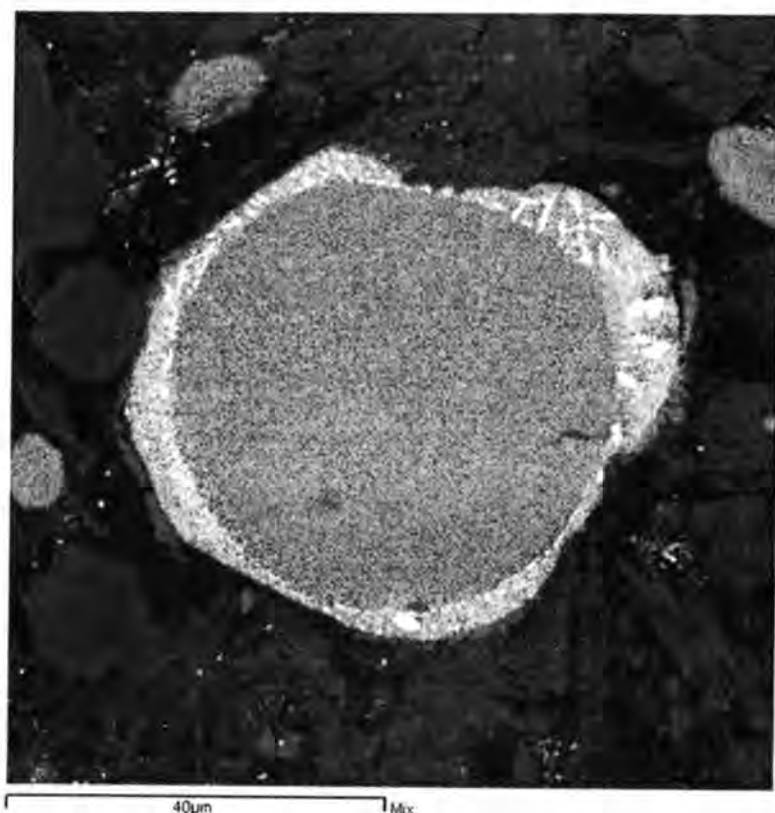


Рис. 10. Экспериментально полученная сульфидная капля в силикатном расплаве. Капля расщеплена на внутреннюю никель-железную (пентландит-пирротиную) - светло-серый цвет и внешнюю - платина-железо-медную (белая кайма) фазы. Распределение компонентов показано цветом в отраженных электронах и характеристических рентгеновских излучениях: Ni - красный, Cu - зеленый, Pt - синий, PtS - белый (состав зон отражен в таблице 2)

сульфидные жидкости, высокосернистую Fe-Ni и низкосернистую Cu-Fe, обогащенную Pt. Это может рассматриваться в качестве первого экспериментального моделирования разделения сульфидов Норильских месторождений на медистые, богатые платиновыми металлами, и бедные ими пирротинные.

Развитие жидкостной несмесимости сульфидных расплавов представляло ведущий процесс их дифференциации, определивший главные черты строения рудных залежей Норильских месторождений. Однако определяемая этим процессом контрастность металлического состава сульфидов вкрапленных и массивных руд отчасти затушевывалась развитием второго эффективного процесса дифференциации сульфидных расплавов – их скрытым расслоением. Оно максимально проявлялось в залежах массивных сульфидных руд, в том числе и в рассмотренном выше разрезе рудной залежи Хараелахской ветви Талнахского интрузива, в массивных рудах которой в направлении сверху вниз прослеживается постепенное возрастание в сульфидах содержания платиновых металлов, золота и меди, тогда как содержание никеля сохраняется на практически постоянном уровне. Никель и железо в этом случае формировали как бы матрицу рассматриваемой сульфидной системы, в которой тяжелые халькофильные металлы испытывали погружение. Этот эффект в наибольшей мере проявился у золота, как самого тяжелого металла. В результате в основании залежей массивных руд формировались сульфиды высокой платинометальности, приближающейся к платинометальности вкрапленных руд (рис. 9). Скрытое расслоение расплавов в какой-то мере редуцировало эффект контрастного разделения платиновых металлов между сульфидами вкрапленных и массивных руд, созданный развитием жидкостной несмесимости в сульфидных расплавах. На рисунке 9 видно, что в метапелитах, подстилающих залежь массивных руд, сульфиды значительно беднее платиновыми металлами медью и золотом, чем сульфиды ее основания (соответствуют средним значениям). По-видимому, они связаны своим происхождением с ранним проникновением еще не дифференцированных сульфидных расплавов. В дальнейшем они подвергались скрытому расслоению при формировании залежи массивной руды, сопровождавшейся концентрацией платиновых металлов и золота в ее основании.

Таблица 2

Представительный состав (мас.%) контрастно-расслоенных сульфидных капель в сопоставлении с экспериментальным расщеплением расплавов (к рисунку 10)

	1	2	3	4	5	6
Fe	48.10	47.90	13.90	3.01	35.12	59.26
Ni	6.79	6.60	0.22	0.42	0.37	0.65
Cu	4.78	5.22	56.44	3.51	32.30	0.12
Pt	-	-	-	77.64	-	-
S	40.32	40.28	27.45	15.41	32.15	39.59

Примечание. 1-4 - эксперимент; 1, 2 - сульфидные твердые растворы Cu-Ni-Fe, бедные платиной, 3 - сульфидный железо-медный твердый раствор, богатый самородной платиной с выделениями сульфидов платины; 4 - сульфид платины меди, железа и никеля; 5 и 6 - сульфидная капля в пикритовом габбро-долерите, расслоенная на верхнюю халькопиритовую (5) и нижнюю пирротиновую (6) зоны.

Обрисованные вариации состава сульфидов различных типов руд Норильских месторождений наглядно прослеживаются также по их суммарной платинометальности, рассматриваемой на диаграммах (рис. 11 и 12, таблица 3) в зависимости от содержания в них меди и никеля и никель-медного отношения.

Специфика таких гигантских месторождений платиновых металлов обусловлена их геологической позицией – приуроченностью к апикальным зонам базит-гипербазитовых систем рудообразования со свойственной им дифференциальной восходящей флюидной миграцией платиновых металлов. Однако, месторождения Бушвельда отличаются от норильских преобладанием платины над палладием, что отражает их связь с гипербазитовым хромитоносным магматизмом, тогда как норильские месторождения генетически связаны с базитовой (долерит-пикритовой) линией его развития. С уменьшением ультраосновности магматических комплексов платина вытесняется палладием, что, как отмечалось, коррелируется с понижением кислотных свойств металлов (уменьшением их электроотрицательности, кДж: $Pt^{2+}=1100$, $Pd^{2+}=991$). На этом переходе понижается роль хрома и никеля и возрастает – меди. Максимум палладиевого тренда приходится на норильские месторождения, подчиненные пикрит-долеритовому магматизму. Они отличаются от всех других месторождений самым высоким медно-никелевым отношением в сульфидных рудах, богатых также родием – родственным палладию платиноидом с электроотрицательностью $Rh^{2+}=982$ кДж.

Дальнейшее понижение основности магматизма коррелируется с радикальным изменением металлического состава сульфидных руд, медно-никелевая платинометальная специализация которых сменяется медно-цинковой колчеданной, генетически связанной с риолит-базальтовым магматическим комплексом.

Происхождение и геохимическая специфика платинометалльных руд

Основной вывод, который следует из выполненной работы, состоит в том, что платиноносность базит-гипербазитовых интрузивов самого различного типа непосредственно не выводится из процессов их дифференциации. В результате этих процессов возникали только расплавы, богатые железом (хромититовые, силикатные), терявшие устойчивость по отношению к сопровождавшим магматизм трансмагматическим флюидам и подвергавшиеся под их воздействием преобразованиям с селективным привнесом платиновых металлов. По мнению автора (Маракушев, 1999) источником флюидов могло быть только земное ядро, сохраняющее жидкое состояние и, следовательно, способность удерживать в своем составе флюидные компоненты. При отделении никель-железного ядра от силикатных оболочек Земли происходило крайне контрастное разделение рудных металлов, в том числе платиновых, которые при этом практически полностью сконцентрировались в ядре в силу своей высокой феррофильности. Согласно хондритовой модели происхождения Земли это коррелируется с разделением в хондритах рудных металлов между металлической матрицей и силикатными хондрами (в скобках), г/г: $Pt=12.80(0.33)$, $Pd=5.31(0.04)$, $Ir=5.44(0.30)$.

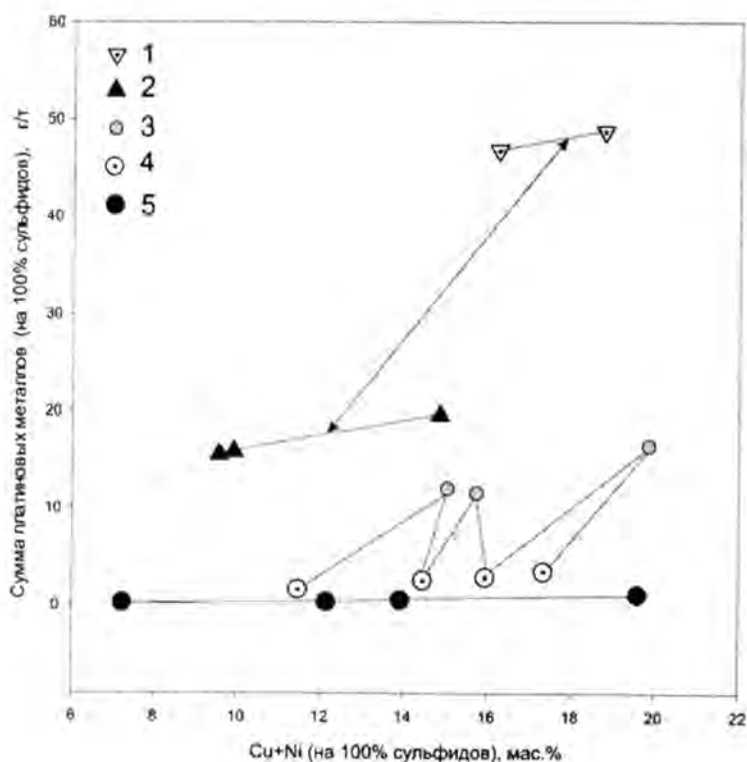


Рис. 11. Зависимость платинометальности сульфидов от содержания в них меди и никеля в различного типа рудах месторождений Талнах (1 и 2 – вкрапленные руды пикритового и такситового горизонтов соответственно, 3 – массивные руды) и Джиньчуань (4 и 5 – вкрапленные руды в дунитах и пироксенитах соответственно, 6 – массивные руды). Расходящимися стрелками обозначено дискретное расслоение сульфидных расплавов, коннодами – ритмичное переслаивание дунитовых и пироксенитовых типов вкрапленных руд и постепенное изменение состава массивных руд (Маракушев и др., 2000, 2003)

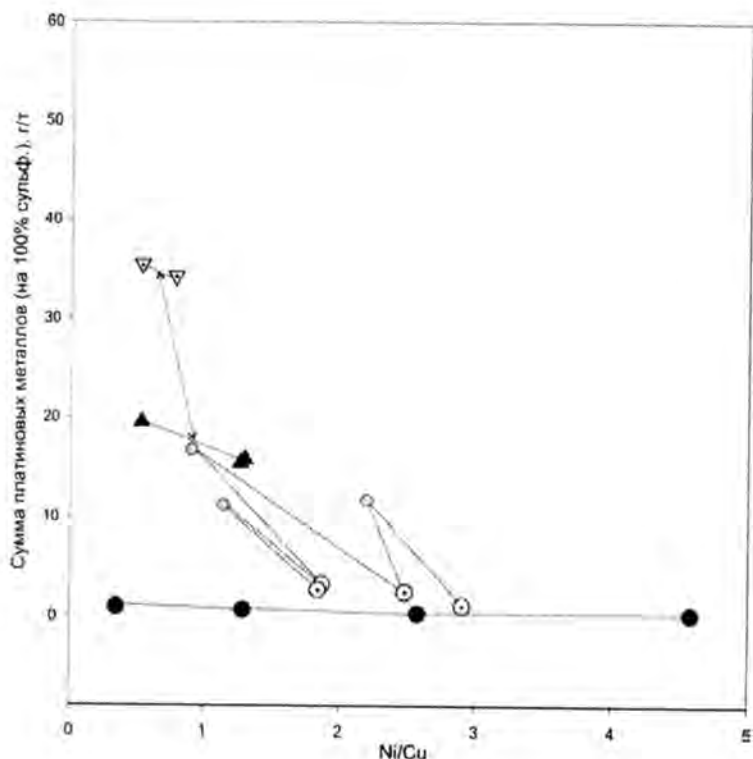


Рис. 12. Сопоставление вариаций металлического состава сульфидов различного типа руд месторождений Талнах и Джиньчуань. Условные обозначения (1-6) – на рисунке 11

Примеры содержаний металлов в главных типах руд месторождений
Талнах и Джиньчуань (в пересчете на 100% сульфидов)

		Ni	Cu	Pt	Pd	Rh	Ir	Ru	Os
Талнах	вкрапленные в такситах	5.83	10.62	8822	25105	1035	118	220	70
	массивные	5.15	9.69	2994	15933	558	36	-	
Джиньчуань	вкрапленные в дунитах	9.90	10.80	15185	1929	21.7	43.5	21.7	43.5
	вкрапленные в пироксенитах	11.36	6.10	1601	1406	45.9	57.4	57.4	57.4
	массивные	7.8	6.4	133	175	26	44	44	116

Примечание. Ni, Cu – мас.%, ЭПГ – мг/т. В таблице использованы данные (Chai et al., 1992; Naldrett et al., 1995, 1996).

Платинометалльные месторождения подразделяются на хромитовые, сульфидно-хромитовые (малосульфидные) и сульфидные. Хромитовые месторождения с давних времен разделялись на формации – хромитоносную (бесперспективную на платиновое оруденение) и платиносную, с которой собственно и связаны платиновые и палладиевые месторождения, в том числе гигантские, приуроченные к стратиформным интрузивам в прогибах платформенных чехлов. Они принципиально различаются по составу их хромшпинелидов: в месторождениях хромитоносной формации представлены хромит-хромшпинелями, а в платиносной – хромшпинель-магнетитами (рис. 3). Этим трендам отвечает различная платинометальность хромититов. Магнезиальные хромититовые расплавы хромитоносной (офиолитовой) формации, зарождавшиеся в глубинных мантийных очагах, были индифферентны к трансмагматическим флюидам и в них концентрировались только тугоплавкие осмириды, не достигавшие металлогенического значения. Материнские же интрузивы хромититов платиносной формации развивались на более высоких уровнях, а наиболее продуктивные их типы – стратиформные – сопряжены с формированием платформенных депрессий. Как было показано в работе (Маракушев, 2003), платформенные депрессии порождаются флюидным плавлением мантийного субстрата, сопровождавшимся базит-гипербазитовым расслоением первичных магм и внедрением гипербазитовых расплавов в основание коры, обусловившим воздымание мантийного субстрата. Оно сопровождалось встречным развитием платформенных депрессий, на магматизм которых оказывали влияние эти же флюиды, определяя его антидромную направленность и металлогеническую специализацию. Интрузии внедряются в депрессии в основном с замещением их осадочного заполнения и под действием флюидов, фильтрующихся через упомянутые выше гипербазитовые магмы, в них развивается десиликация расплавов, сопровождаемая образованием свободного железа, не связанного в силикатных структурах, например по реакции: $2\text{MgFeSiO}_4 = \text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 0,5\text{Fe}_3\text{O}_4 + 0,5\text{Fe} + (\text{SiO}_2)$.

При ритмичном расслоении стратиформных базит-гипербазитовых интрузивов это железо концентрируется в основном в слоях хромититов, определяя их хромшпинель-магнетитовую специфику, свойственную платиносной формации. Обогащение хромититовых расплавов металлическим железом ведет к повышению их химического сродства с платиной и палладием (ввиду их высокой феррофильности) и к селективной экстракции их из трансмагматических флюидов, с обогащением ими хромититов с преимущественной концентрацией платины в гипербазитах и палладия – в базитах. Таким образом возникали и гигантские месторождения этих металлов. В интрузиве Бушвельд дополнительным фактором концентрации металлов была флюидная сульфуризация свободного железа, сопровождаемая привносом меди и халькофильных металлов. С возрастанием химической активности серы в трансмагматических флюидах сульфуризацией охватывались и богатые железом силикатные дифференциаты расслоенных интрузивов. Примером

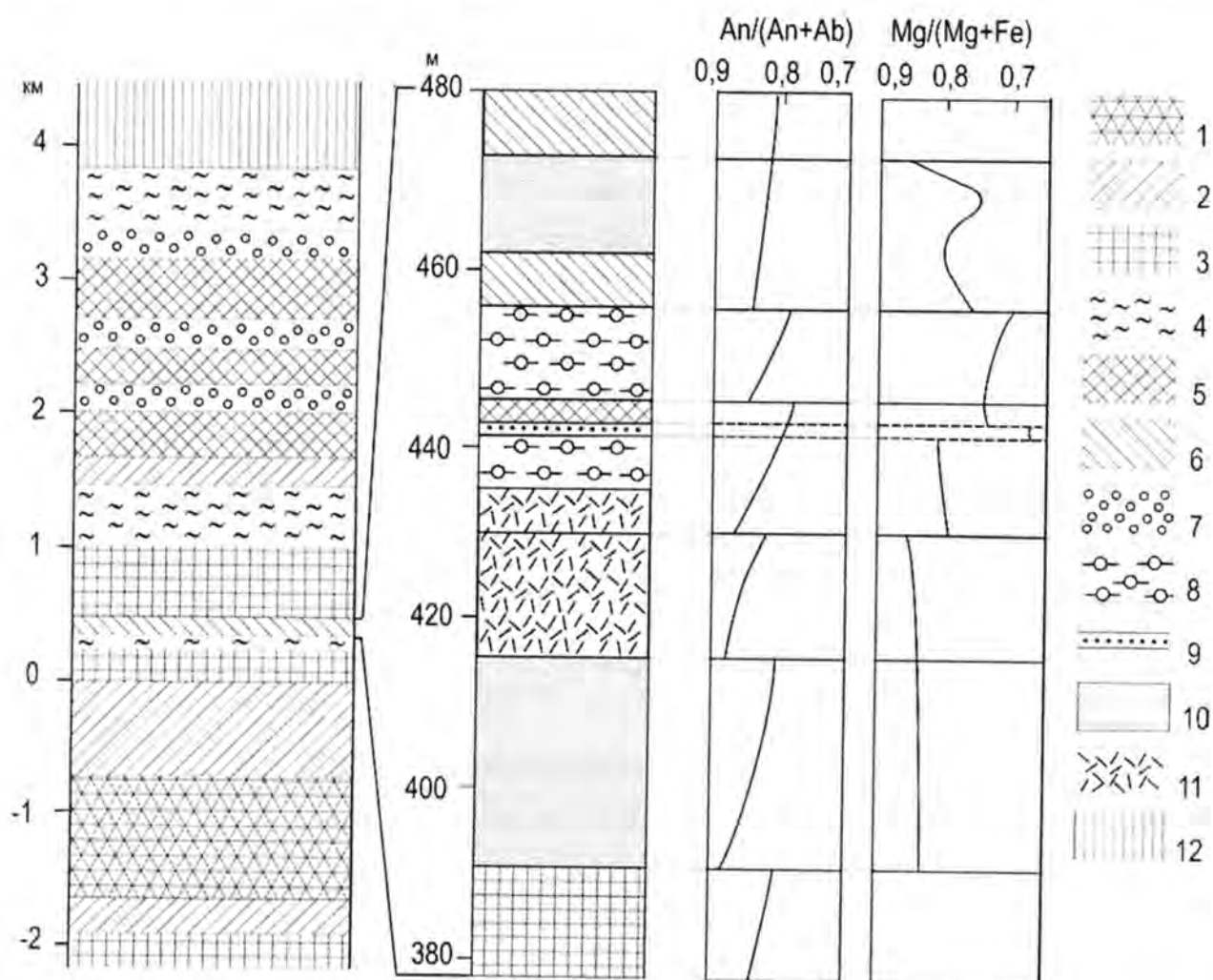


Рис. 13. Строение расслоенного массива Стиллаутер (стратиграфическая колонка и положение в нем главного платиноносного горизонта (Рифа Хоуланд), по данным (Todd et al., 1979):

1-2 - ультрамафитовый комплекс: 1 - дуниты и гарцбургиты, 2 - бронзититы; 3-5 - троктолит-габбро-норит-анортозитовый полосчатый комплекс: 3 - нориты, 4 - габбро, 5 - анортозиты; 6-12 - ассоциация пород: 6 - троктолит-анортозитовая, 7 - троктолит-габбровая, 8 - перидотит-троктолит-габбро-норит-анортозитовая, 9 - подчиненная ей норит-троктолитовая-платиноносная (Риф Хоуланд мощностью 3 м), 10 - троктолит-анортозит-норитовая, 11 - троктолит-норит-габбровая, 12 - пижонитовые габбро; $An/(An+Ab)$ - номер плагиоклаза; $Mg/(Mg+Fe)$ - магнезиальность оливина

может служить главный палладиеносный горизонт массива Стиллаутер – риф Хоуланд (рис. 13), представленный трехметровым слоем, выделившимся на фоне скрытой расслоенности более крупного ритма, фиксируемого составом плагиоклаза.

В состав рифа Хоуланд входит оливин с более высокой железистостью (35-40) по сравнению с подстилающими (около 20) и перекрывающими (около 15) породами. По составу этого оливина определяется высокая железистость расплава (50-60), из которой он кристаллизовался до того, как расплав подвергся флюидной сульфуризации со снижением железистости силикатов, кристаллизовавшихся из него в дальнейшем: $MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + (FeS + H_2O)$. Сульфуризация сопровождалась флюидным привнесом меди и халькофильных металлов (Pd, Pt, Au и др.), образующих помимо сульфидов висмут-теллуриды, арсениды, антимониды. В рифе Хоуланд впервые были установлены соединения палладия с ртутью, платины и палладия с оловом и свинцом. Его

палладиевая специфика (мас. % в платиновых металлах): Pd=62, Pt=33, Rh=3.5, Au=1.5 (Todd et al, 1979) прослеживается и в хромититах, подчиненных базальным гипербазитам. Палладий в них также преобладает над платиной (г/т): Pd=2.3, Pt=0.9, Rh=0.02. Флюидный режим формирования месторождений Стиллуотера был, по-видимому, близок к режиму образования таких палладиевых гигантов, как норильские месторождения, отличавшиеся только несравнимо большим объемом в их материнских интрузивах железистых дифференциатов, подвергшихся флюидной сульфуризации с образованием медно-никелевых сульфидных руд.

В восходящих флюидных потоках палладий ведет себя наиболее подвижно и концентрируется в апикальных частях массивов в отличие от других платиновых металлов. Это прослеживается по закономерному отличию платинометальности стратиформных месторождений, залегающих в платформенных чехлах, от месторождений секущих интрузивов, сопоставляемых с их подводящими каналами. Для примера рассмотрим платинометальность Великой Дайки (предполагаемого аналога фидера Бушвельдского интрузива), в хромититах которой палладий практически отсутствует (мг/т): Pt=2820, Pd=102, Ir=42. Тогда как в хромититах Бушвельда палладий, хотя и уступает платине, но играет существенную роль (UG-2, мг/т): Pt=3658, Pd=3049, Ru=1-45, Rh=697, Ir=200, Os=200 (Лазаренков, Таловина, 2001). Это обусловлено апикальной позицией Бушвельда по отношению к Великой Дайке, что собственно и определило гигантские запасы платины и палладия в нем.

Металлогенически различаются четыре парагенетических типа месторождений, разделяющихся на осмиридовый (1), платиновый (2), палладиево-платиновый (3) и палладиевый (4). Индикаторную геохимическую роль играет распределение между ними родия (рис. 6), который, учитывая его ничтожную роль в земной коре, концентрируется в процессах петрогенезиса и рудообразования, являясь показателем их эволюции и проявляя в этом отношении сходство с палладием.

1. Осмиридовые хромититы офиолитов, практически стерильные в отношении родия (рис. 6) и крайне бедные платиной и палладием, входят в состав офиолитовых комплексов, в которых их залежи могут достигать гигантских размеров, например, в Кемпирсайском интрузиве на юге Урала. Однако содержание платиновых металлов в них оставалось на геохимическом уровне и не приобретало металлогенического значения. В геологической истории офиолиты фиксировали границы распространения континентальной складчатой коры, связываясь с разломами особенно глубинного заложения, достигающими алмазоносной мантии. Высокими Р,Т-условиями образования хромититов этого типа объясняется концентрация в них исключительно тугоплавких платиноидов. Офиолитовые пояса обрамляются со стороны континента платиноносными поясами зональных комплексов, относящимися ко второму типу.

2. Хромититы зональных стратифицированных массивов имеют собственно платиновую металлогеническую специализацию и родий-иридиевую геохимическую специфику (рис. 6). С зональных массивов начинается субплатформенный и платформенный магматизм, с характерной для него хромшпинель-магнетитовой минерализацией в гипербазитах и хромититах. В развитии этого магматизма зональные комплексы представляют относительно глубинные зоны и могут быть сопоставлены с магматизмом подводящих каналов стратиформных интрузивов, с которыми связаны 3 и 4 типы платинометальных месторождений. Глубинной позицией зональных комплексов в этих системах определяется и собственно платиновая их специализация, отражающая инертность платины относительно палладия и родия в восходящих флюидных потоках.

3. К этой группе относятся стратиформные интрузивы с подчиненными им палладий-платиновыми месторождениями хромитовых и сульфидно-хромитовых (малосульфидных) руд, характеризующихся родий-рутениевой геохимической спецификой (рис. 6). Они формировались в апикальных частях флюидных магматических систем, характеризуясь приуроченностью к прогибам платформенных чехлов, что и определяло огромный размах платинометального оруденения (Бушвельд, Стиллуотер и др.). Хромититовые типы руд в них сочетаются с сульфидными, возникавшими за счет сульфуризации богатых железом магматических дифференциатов. Этот тип оруденения при его доминирующем значении реализуется образованием медно-никелевых сульфидных руд, в которых существенная роль платины сохраняется только в гипербазитовых дифференциатах, а в породах, переходных к базитовым, платина вытесняется палладием.

4. Родий-платино-палладиевый тип сульфидных руд представлен в гигантских норильских медно-никелевых месторождениях, отвечающих самому высокому уровню эволюции платинометального рудообразования. В сульфидах этих месторождений содержание палладия достигает рекордно высоких значений в сочетании с огромным размахом сульфидного рудообразования.

Заключение

В статье рассматривается развитие мантийного магматизма в аспекте глубинности его очагов и их металлогенической специализации. Таким образом, хромит-хромшпинель-магнетитовые твердые растворы хромитовых, сульфидно-хромитовых (малосульфидных) и сульфидных медно-никелевых руд в корреляции со спецификой их платинометальности служат наиболее эффективными критериями их генезиса в аспекте глубинности их мантийных источников. Отправной точкой в работе было их сопоставление с очагами генерации алмаза, характеризующимися минеральными включениями в его кристаллах, в том числе хромита. Самыми близкими к ним по составу хромита оказались хромититы, залегающие в ассоциации с хромитовыми дунитами в офиолитах. Только в этой ассоциации возникали в офиолитовых поясах гигантские залежи хромититов, как в Кемпирсайском месторождении на Южном Урале. Близость состава хромита этой ассоциации к хромиту "алмазного парагенезиса" отражает большую глубинность мантийного магматического очага, в основании которого происходило ее отделение от дунит-гарцбургитового расплава, хромитоносность которого проявилась в несравнимо меньшем масштабе и на более высоком уровне глубинности. Об этом можно судить по хромшпинелевому составу хромититов, подчиненных гарцбургитам.

Вторая линия развития магматизма обусловлена гипербазит-базитовым расслоением расплавов, разделяющим его на две формации: собственно гипербазитовую и базитовую, представленную полосчатым комплексом, в котором хромитоносные гипербазиты подчинены по распространенности пироксенитам, троктолитам и габбро. Хромититы этих двух формаций радикально различаются по составу хромшпинелевых минералов и платинометальности.

В собственно гипербазитовой формации хромититовые расплавы генерировались в сильно восстановительной обстановке при высоких P, T -параметрах, близких к алмазонасной фации, благодаря чему химическое сродство в них проявилось только к тугоплавким платиноидам (Os, Ru, Ir) и не достигало металлогенического значения. Соответственно офиолитовая формация получила название хромитоносной в отличие от платиноносной формации зональных и стратиформных интрузивов, в которых хромититы металлогенически специализированы на платину и палладий. Однако нами было прослежено совмещение этих двух формаций в офиолитовых поясах, в хромитовых рудах их полосчатых комплексов, в которых были выявлены переходные тренды. Осмиридовая специализация, типичная для массивных хромититов офиолитов, принимает в полосчатых комплексах платиновый или палладиевый уклон, характерные уже для платиноносной формации. Так была установлена генетическая общность хромитоносной и платиноносной формаций, что находит подтверждение в наличии хромититов промежуточного типа, представленных, например, в Гулинском платформенном интрузиве на Сибирской платформе, сходном по осмиридовой специализации с офиолитовыми хромититами.

На основе этих наблюдений становится ясным происхождение базит-гипербазитового платинометального магматизма платформенных областей, формировавшегося, как и полосчатые комплексы офиолитов в результате расслоения глубинных магматических очагов. С его восходящим развитием в сопровождении трансмагматических флюидов было связано образование протяженных мантийно-коровых систем платинометального рудообразования, к апикальным частям которых приурочены базит-гипербазитовые стратиформные интрузивы, залегающие в чехлах платформенных прогибов. Им свойственно разнообразие рудных месторождений (хромитовых, сульфидно-хромитовых и сульфидных), достигающих значительных масштабов при локализации в небольших по мощности горизонтах (рифтах). Возникновение этих горизонтов обусловлено антидромным характером дифференциации интрузивов, сопровождаемой интенсивным накоплением в них железа. Благодаря такому составу расплавы этих горизонтов теряли утойчивость по отношению к трансмагматическим флюидам и преобразовывались с привносом платиновых металлов, меди и

множества халькофильных металлов в хромитовые и силикатные расплавы, которые подвергались сульфуризации ($MgFeSiO_4 + H_2S = MgSiO_3 + FeS + H_2O$). Так возникали и гигантские палладиево-платиновые (Бушвельд) и палладиевые (Норильск) месторождения, сосредоточившие в себе почти все мировые запасы этих металлов. Их материнские интрузивы, относящиеся к трапповой формации, внедрялись с замещением осадочных платформенных чехлов.

Гигантские и крупные размеры месторождений стратиформных интрузивов обусловлены приуроченностью к апикальным частям флюидно-магматических систем, благодаря чему в них сосредотачивались платиновые металлы (палладий, родий), в наибольшей мере подверженные миграции во флюидных потоках, восходивших из расплавленного земного ядра. С глубиной палладий уступал место платине, доминирующей в хромититах интрузивов, сопоставляющихся с подводными каналами стратиформных комплексов (Великая Дайка в сопоставлении с Бушвельдским расслоенным интрузивом). Однако, эта закономерность осложнялась тенденцией накопления платины в ультраосновных, а палладия в основных средах, что обусловлено различием кислотно-щелочных свойств этих металлов. В наиболее глубинных зонах рудной генерации хромититы приобретают осмиридовую геохимическую специализацию, сближающую их с хромититами офиолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке фондов: ОНЗ РАН, 2003, тема 2; РФФИ, гранты №№ 03-05-65004, 03-05-64549; НШ-2003.5 № 1301.

Литература

1. Горбачев Н.С., Налдретт А.Д., Кунилов В.Е., Азиф М. Кристаллизационная и флюидно-расплавная дифференциация сульфидной магмы (на примере Октябрьского Pt-Cu-Ni месторождения, Норильский район) // Доклады АН. 2000. Т. 371. № 3. С. 362-365.
2. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В. и др. Медно-никелевые месторождения Печенги. М.: ГЕОС, 1999. 317 с.
3. Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А. и др. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург, 2001. 198 с.
4. Золотухин В.В. Базитовые пегматитоиды норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса оруденения норильского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 116 с.
5. Казанов О.В. Распространенность платины и палладия и проблема баланса масс малосульфидного платинометального оруденения // Образование и локализация руд в земной коре. СПб.: Изд-во СПб-кого Унта, 1999. С. 244-254.
6. Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П. Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Известия АН СССР. Серия геол. 1974. № 2. С. 80-91.
7. Лаверов Н.П., Дистлер В.В. Потенциальные ресурсы месторождений платиновых металлов в контексте стратегических национальных интересов России // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 291-304.
8. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Изд-во Горного института, 2001. 256 с.
9. Маракушев А.А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. В. 13. С. 5-53.
10. Маракушев А.А. Происхождение Земли и природа ее эндогенной активности. М.: Наука, 1999. 255 с.
11. Маракушев А.А. Роль магматического замещения в процессах формирования и деструкции земной коры // «Проблемы глобальной геодинамики». М.: ОИГТГН РАН, 2003. С. 214-228.
12. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрографические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
13. Маракушев А.А., Черенкова А.Ф., Панях Н.А. и др. Полифациальность алмазоносных пород кимберлитовых и лампроитовых трубок // Доклады АН. 1994. Т. 337. № 4. С. 490-493.
14. Маракушев А.А., Панях Н.А., Бобров А.В. и др. Минералогические признаки полифациальности алмазоносных пород // Минералогический журнал. 1998. Т. 20. № 6. С. 72-82.
15. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. и др. Медно-никелевое месторождение Джиньчуань в Китае и зависимость платиноносности гипербазитов от их щелочности // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 441-459.
16. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. Происхождение платинометальных хромитовых и сульфидных месторождений-гигантов // Российская Арктика. СПб, 2002. С. 788-809.

17. Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А. Петрологическая модель формирования Норильских медно-никелевых месторождений // *Петрология*. 2003. Т. 11. № 5. С. 524-544.
18. Панях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // *Известия АН СССР. Серия геол.* 1983. № 2. С. 25-37.
19. Панях Н.А. а. Магматические серии гипербазитов, выделяемые по составу хромшпинели // *Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм*. М.: Наука, 1989. С. 236-243.
20. Панях Н.А. б. Шпинелиды полосчатых комплексов офиолитов (на примере массивов Южного Урала) // *Минералогический журнал*. 1989. Т. 11. № 2. С. 3-18.
21. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Орлова М.П. Включения силикатов в природных железо-платиновых сплавах Кондерского массива // *Доклады АН СССР*. 1982. Т. 266. № 4. С. 977-981.
22. Рябов В.В. Оливины сибирских траппов как показатели петрогенезиса и рудообразования. М.: Наука, 1992. 116 с.
23. Симakov С.К. Физико-химические условия образования алмазоносных парагенезисов эклогитов в породах верхней мантии и земной коры. Изд-во Магадан, СВНЦ ДВО РАН, 2003. 143 с.
24. Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района. Диссертация к. г.-м. наук. Москва. ИГЕМ РАН, 2000.
25. Шило Н.А., Каминский Ф.В., Паланджан С.А. Первые находки алмазов в альпинотипных ультрабазитах Северо-Востока СССР // *Доклады АН СССР*. 1978. Т. 248. № 5. С. 1211-1214.
26. Chai G., Naldrett A.J. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan deposit, Northwest China // *Economic Geology*. 1992. Vol. 87. Pp. 1475-1495.
27. Czamanske G.K., Zen'ko E., Fedorenko V.A. et al. Petrographic and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril'sk type, Siberia // *Resource geology. Special issue*. 1995. N 18. Pp. 1-48.
28. Dechow E., Jensen M.L. Sulfur isotopes of some central African sulfide deposits // *Economic Geology*. 1965. Vol. 60. Pp. 48-59.
29. Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V. et al. The giant chromite deposit at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Miner. Deposita*. 1999. Vol. 34, N 3. Pp. 250-272.
30. Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Asif M. et al. Controls on the composition of the Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia // *Economic geology*. 1996. Vol. 91. Pp. 751-773.
31. Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lihtfoot P.C. et al. Ni-Cu-PGE deposits of Noril'sk region Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // *Trans. Inst. Mining Metal. London*, 1995. Vol. 104. Pp. B18-B36.
32. Naldrett A.J., Pessaran R., Asif M. et al. Compositional variation in the Sudbury ores and prediction of the proximity of footwall copper-PGE orebodies // *Proc. Sudbury-Noril'sk symp. Ontario geol. Surv. Spec.* 1994. Vol. 5. Pp. 133-143.
33. Robinson P.T., Bai W., Cameron S. et al. First occurrence of terrestrial ringwoodite // *Science*. 2002. Pp. 85-93.
34. Sasaki A. Sulfur isotope study of the Muscox intrusion, district of Mackenzie // *Geol. Surv. Canada*, 1969. Pp. 68-46.
35. Todd S.G., Schissel D.J., Irvine T.N. Lithostratigraphy associated with the platinum-rich zone of the Stillwater Complex // *Carnegie Inst. Wash. Jb.* 1979. N 78. Pp. 461-468.
36. Zientek M.L., Likhachev A.P., Kunilov V.E. et al. Cumulus processes and the composition of magmatic ore deposits: Examples from the Talnakh district, Russia // *Proc. Sudbury-Noril'sk symp. Ontario geol. Surv. Spec.*, 1994. Vol. 5. Pp. 373-392.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЛОКАЛИЗАЦИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПЛАТИНОИДОВ В ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУРАХ РОССИИ

С.И.Турченко, А.Б.Вревский*, Е.П.Вострокнутов**, Н.А.Брусничкина***

* Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

** Научно-исследовательский институт космоаэрогеологических методов МПР, Санкт-Петербург

Докембрийские щиты России - Балтийский, Анабарский и Алдано-Становой различны по характеру проявления геодинамических режимов, что отражается в особенностях их металлогении. На Балтийском щите металлогеническая специализация архейского возрастного среза проявлена в железорудных месторождениях. Присутствующие на щите достаточно крупные медно-никелевые и платинометалльные месторождения связаны с рифтами раннего протерозоя, обусловленными мантийными плюмами этого времени. На щите проявлена также уникальная апатит-редкометалльная металлогения, связанная с рифтогенезом девонского возраста.

Для Анабарского щита практически не распознаются архейские тектонические структуры (гранит-зеленокаменные области). Не идентифицируются на нем и проявления раннепротерозойского плюмажного рифтинга, чем, вероятно, и объясняется отсутствие сколько-нибудь крупных медно-никелевых и платиновых месторождений.

На Алдано-Становом щите железорудные месторождения характерны также для архея. Для раннего протерозоя типичны стратиформные месторождения медистых песчаников, а месторождения сульфидных медно-никелевых руд с металлами платиновой группы редки и, вероятно, связаны с тектоникой, обусловленной взаимодействием мантийных плюмов. Подобной тектоникой определено и возникновение интрузий с редкометалльной (Nb, Ta, Be, Zr) и редкоземельной минерализацией в месторождениях Каларского хребта. В мезозое на Алдано-Становом щите проявилась минерализация, типичная для активных континентальных окраин - порфиоровые медно-молибденовые, кварц-золоторудные и урановые месторождения.

Признаки раннепротерозойского эпикратонного рифтогенеза периода 2.5-2.1 млрд. лет отражены в глобальных магматических событиях, выраженных во внедрении расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и роев мафических даек. Такие события проявлены во многих эпиплатформных кратонах: в Зимбабве - Великая Дайка (2460±16 млн. лет, Wilson, Prendergast, 1989), интрузия Джимберлана и ее аналоги в Западной Австралии (2420±30 млн. лет, McClay, Campbell, 1976); на Балтийском щите - линейные пояса интрузий Койлисмаа в Сев. Финляндии (2440±20 млн. лет, Alapieti et al., 1990) и Олангской группы в Сев. Карелии (2,45-2,43 млрд. лет, Turchenko, 1992; Amelin et al., 1995); расслоенные интрузии Кольского п-ва (2450-2470 ±30 млн. лет, Balashov et al., 1993); дайки Матачеван (2,45 млрд. лет, Nelson et al., 1990) в провинции Онтарио на Канадском щите; дайки Скоур в архейском блоке Северо-Западной Шотландии (2390 млн лет, Weaver, Tarney, 1981). Свидетельства режима растяжения заложены и в других особенностях раннепротерозойских структурно-вещественных комплексов, включающих не только проявления рифтового интрузивного магматизма, но и литологию, стратиграфическую последовательность, мощности слоев и их структурные и стратиграфические соотношения с древней корой.

Особенности тектонической локализации платинометалльных месторождений в докембрии

Одним из наиболее остро обсуждаемых аспектов континентального рифтинга является вопрос тектонического происхождения рифтов. Контрастные модели рассматривают «пассивные» рифты (Милановский, 1976), образованные в результате растяжения и раскола литосферы, что вызывало проявление базитового магматизма при декомпрессионном плавлении верхней мантии (McKenzie, Bickle, 1988). С другой стороны существуют геологические, экспериментальные и петрологические свидетельства того, что «активные» рифты генерируются при утонении литосферы под воздействием эндогенных мантийных плюмов (Burke, Dawey, 1973; Грачев, 1977, Мантийные..., 2002). Плюмы, в свою очередь, могут быть вызваны изменениями энергетических процессов на разделе ядра и мантии.

Такие же аргументы о происхождении пассивных и активных рифтов применимы к протерозойским рифтам и в частности к раннепротерозойским (Милановский, 1983; 1999; Мантийные..., 2002). Рифты, образованные на интенсивно утоненной или разорванной континентальной коре характеризуются базальтами с признаками заостроводужного или гранично-континентального типа и срединно-океанических хребтов. Рифтовые структуры, в которых мафитовые породы носят такой характер, часто относят к «продвинутому» типу континентальных рифтов, свидетельствующих о формировании локальных бассейнов с океанической корой, но такие структуры менее характерны для раннего этапа развития раннего протерозоя (2.5-2-2.1 млрд. лет), а более типичны для позднего этапа (2.0-1.8 млрд. лет). Примером могут служить палеорифтовые пояса этого возрастного интервала на Балтийском (Печенгская структура) и Канадском (пояс Томпсон) щитах. Возрастные, петрологические и геохимические различия этапов рифтогенного развития в раннем протерозое нашли свой отпечаток и на металлогенических особенностях подобных структур. Области рифтогенеза обладают специфическим глубинным строением литосферы, характерным магматизмом и рудообразованием не только в главных зонах раскрытия рифтов, но и в пределах плечевых частей рифтов, участках развития поперечных и диагональных разломов. Именно такие области и пояса контролируют размещение рудных месторождений, в том числе и крупных, поскольку их формирование связано с длительно развивающимися рудогенерирующими системами. Анализ характера размещения крупных и уникальных месторождений на территории России относительно положения сети регионально и глобально протяженных линейментов (Перцов и др., 2002) показал, что подобные месторождения приурочены к узлам пересечения систем разломов, определяющих положение палеорифтовых структур. Эти линейменты могут быть коррелированы с подобными структурами США, Канады, Евразии и Австралии, отражающими глобальную систему верхнекорových напряжений, вызванных вековым вращением Земли и соответственно флуктуациями вращения глубинных геосфер, возможно, затрагивающих сублитосферные мантийные горизонты. Размещение линейментов может быть объяснено подъемом сейсмически низкоскоростных высокотемпературных масс, поступающих из субмантийных горизонтов, которые в свою очередь вызываются гигантскими струями - плюмами нижнемантийного вещества. Эти явления фиксируются глобальными сейсмотомографическими исследованиями, свидетельствующими о роли глубинных геодинамических процессов в формировании восходящих и нисходящих мантийных потоков и дающих понимание их значения для генезиса крупных рудных месторождений. Такого рода металлогенический подход может объяснить приуроченность крупных и суперкрупных концентраций металлов гетерогенных по генезису, минеральному веществу и возрасту образования к структурным узлам, локализованным в местах пересечения глобальных и региональных линейментов различных направлений (рис. 1).

Платинометальное оруденение в большинстве расслоенных интрузий рифтогенных структур связано с сульфидными Cu-Ni рудными телами, но в последнее десятилетие в некоторых интрузиях, в том числе и крупных, не содержащих сульфидных Cu-Ni руд, установлен новый тип платинометального оруденения - малосульфидный, который имеет свои петрогенетические особенности. Стратиформные платиноносные залежи малосульфидного типа свойственны различным типам гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов. Наиболее отчетливо платиноносные горизонты проявлены в двух главных типах интрузивов.

К первому из них относятся ритмично-расслоенные плутоны норит-ортопироксенит-гарцбургитовой формации, образующиеся в условиях мезоабиссальной и абиссальной глубинности. Развитие в них богатых сульфидами платиноносных медно-никелевых руд является довольно ограниченным, а их платиноидный потенциал определяется распространением протяженных платиноносных горизонтов, таких как Риф Меренского в Бушвельде, J-M Риф в интрузии Стиллиуотер и недавно открытое платиноидное малосульфидное оруденение в Мончегорском плутоне.

Ко второму типу массивов относятся гипабиссальные дифференцированные интрузивы габбро-клинопироксенит-верлитовой формации, связанные с рифтогенными вулcano-интрузивными рудно-магматическими ассоциациями и расслоенные габбро-норитовые малые интрузии, приуроченные к внутриконтинентальным рифтогенным структурам. Важнейшая отличительная черта этой группы массивов - проявление в связи с ними сульфидного платино-медно-никелевого оруденения (Норильская, Печенгская группы месторождений в России, месторождения пояса

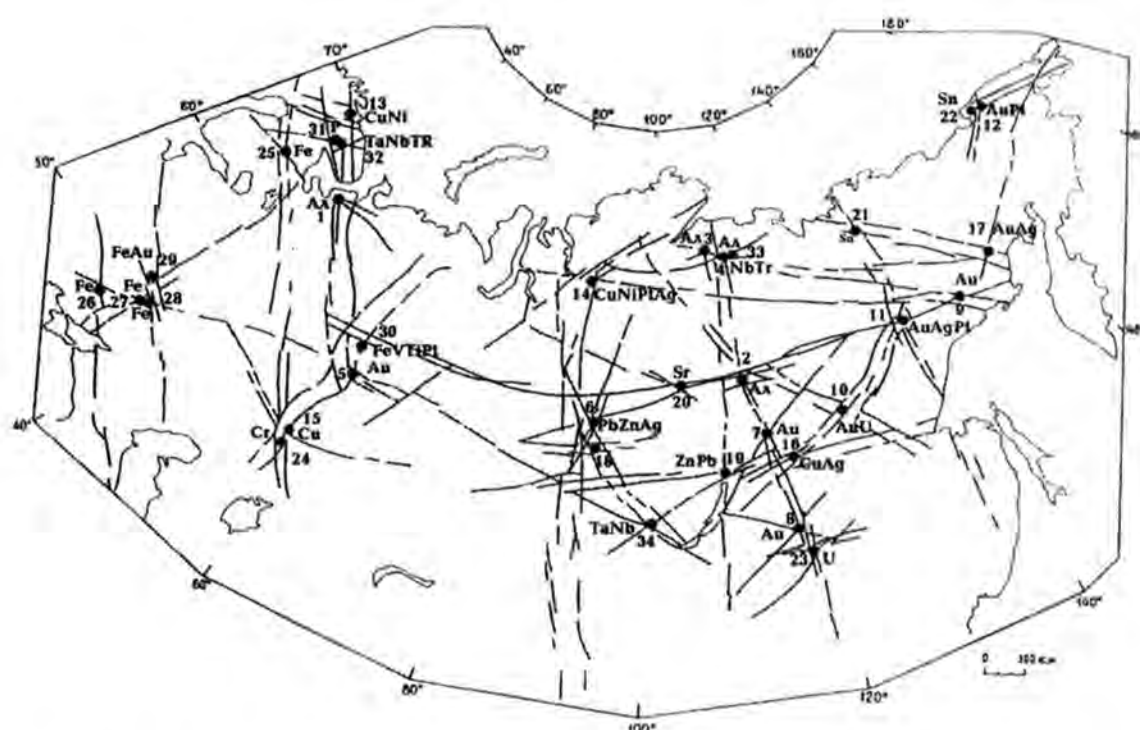


Рис. 1. Сеть главнейших рудоконтролирующих линеаментов России, структурных узлов их пересечения и размещение суперкрупных месторождений (Перцов и др., 2002). Номера соответствуют месторождениям: 1- Золотицкая группа, 2- Мир, 3- Попигаи, 4- Эбелях-2, 5- Березовское, 6- Олимпиадинское, 7- Сухой Лог, 8- Балеи, 9- Наталка, 10- Алданский узел, 11- Неждановское, 12- Майское, 13- Печенгская группа, 14- Талнахская группа, 15- Гай, 16-Удокан, 17- Дукат, 18-Горевское, 19- Холоднинское, 20- Увакитское, 21- Депутатское, 22- Первоначальное, 23- Стрельцовская группа, 24- Кемпирсай (Казахстан), 25- Костомукша, 26-Горишне-Плавнинское (Украина), 27- Белгородское, 28- Лебединское, 29- Михайловское, 30- Качканарское, 31- Хибинская группа, 32- Ловозерское, 33- Томтор, 34- Белозиминское. Ал – алмазы, Тг- редкие земли

Томпсон в Канаде), так и малосульфидных платинометалльных месторождений в лейконорит-анортозитовых горизонтах расслоенных габбро-норитовых интрузий.

Условия формирования платинометалльных месторождений в докембрийских структурах

Внутриплитный анорогенный интрузивный мафит-ультрамафитовый и эффузивный бимодальный магматизм в возрастном интервале 2.5-2.3 млрд. лет и седиментация в палеорифтах и рифтогенных бассейнах наблюдается на всей территории докембрийских кратонов Лавразии (Канадском, Балтийском и Алдано-Становом щитах), где эти события особенно хорошо коррелируются на Канадском и Балтийском щитах (Vogel et al., 1998), но более детально и полно исследованы на последнем. Здесь наиболее значимым в тектоно-металлогеническом отношении был именно раннепротерозойский континентальный рифтогенез, который проистекал на архейской коре и был выражен в длительном (около 600 млн лет – от 2.5 до 1.85 млрд. лет) полистадийном формировании систем рифтов. Ранняя стадия (2.5-2.3 млрд. лет) рифтогенеза отвечала формированию глубинных разломов, подъему мантийного диапира и внедрению в верхнюю кору тел расслоенных интрузий, несущих Cu-Ni, Fe-Ti-V и платинометалльное оруденение. Дальнейший рифтогенез (2.3-2.0 млрд. лет) был унаследован образованием интракратонных бассейнов, выполненных эпикратонными

осадками и внутриплитными базальтами. Завершающая стадия (2.0-1.85 млрд. лет) происходила при повторной мантийной активизации коры и выразилась частью в перестройке тектонического плана рифтогенеза, что приводило к формированию зон взаимного пересечения рифтовых структур, создававших рудные узлы с крупными концентрациями металлов (например, уникальных Pt-Cu-Ni месторождений Печенги).

Рифтовые структуры имеют разнообразную форму в большинстве представляющие собой непрерывные или прерывистые полосы грабенообразных прогибов, достигающих в длину нескольких сотен километров при ширине в десятки километров. Эти структуры часто ограничены разломами, которые особенно хорошо фиксируются при анализе материалов дистанционного зондирования (космофотоматериалы и цифровые данные различных волновых диапазонов, аэромагнитные и др. материалы), позволяющими проследить подобные структуры и под покровом платформенных осадочных отложений. По данным геофизики эти разломы глубоко проникают в земную кору, а геологические тела рифтовых структур проявляются в виде вытянутых и сопутствующих им изометричных магнитных и гравитационных аномалий. На Балтийском щите они представлены крупными палеорифтами - Печенга-Имандра-Варзугским и Северонорвежско-Онежским, состоящим на современном эрозионном срезе из локальных рифтогенных линейных структур (Каутокейно, Карашок, Киттиля-Куоляярви, Куусамо-Панаярви-Ципринга) и рифтогенных бассейнов (Шомба, Лехта и Онежская структура), четко прослеживаемых по геолого-геофизическим и космоструктурным данным (Турченко и др., 1997).

Длительность рифтогенеза (около 600-700 млн. лет) определяется многоэтапностью его последовательного развития и перерывами, временные этапы которых связаны с формированием рифтогенных эпикратонных бассейнов в пределах областей развития структур рифтогенеза. Перерывы между отдельными фазами или этапами рифтообразования определяли длительность рифтогенеза и отмечались отложением конгломератов, формированием кор выветривания особенно характерными для рубежа 2.3 млрд. лет.

С ранним этапом развития палеорифтов на Балтийском щите связано внедрение расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий и мафитовых даек в возрастном интервале 2.5-2.35 млрд. лет, но наиболее активно в узкий интервал времени 2.5-2.45 млрд. лет. Эти интрузии являются маркерами мантийной активизации в рифтовых зонах, приурочены к глубинным разломам и вместе с последними послужили предвестниками заложения рифтов (Турченко и др., 1992). Мафические породы, судя по отрицательным значениям ϵNd близким к -2, были произведены из обогащенного LREE субконтинентального мантийного источника (Turchenko, 1992). На северо-востоке архейской провинции Балтийского щита расслоенные интрузии сконцентрированы в двух областях. Одни из них распространены на Кольском полуострове, где они расположены вдоль зон глубинных разломов - места заложения рифтов Печенга и Имандра-Варзуга. Эти интрузии представлены массивами горы Генеральской, Монча Тундры, Федоровой и Панских Тундр, U-Pb возраст которых отвечает интервалу 2496-2447 млн. лет (Balashov et al., 1993; Mitrofanov, Bayanova, 1999). Расслоенные интрузии и рои мафических даек приурочены либо к бортовым частям рифтов, локализуясь вдоль продольных по отношению к рифтам разломов, либо концентрируются вдоль поперечных к ним разломов, а интрузии, вмещающие месторождения, локализованы в пределах узлов пересечения этих разломов и приуроченных к ним кольцевых структур.

Вторая область размещения расслоенных интрузий и мафических даек расположена в пределах Северной Финляндии и Карелии (интрузии Куккола-Торнио, Кеми, Пеникат, Койтилайнен, комплекс интрузий Койлиисмаа и Олангской группы - Кометоваара, Кивакка, Ципринга и Луккулайсваара). Они характеризуются Sm-Nd и U-Pb возрастом 2450-2435 млн. лет (Alapieti et al., 1990; Turchenko et al., 1991; Amelin et al., 1995). Эти более молодые расслоенные интрузии приурочены к системе радиальных и поперечных к ним разломов, сходящихся в районе северной оконечности Ботнического залива у границы с раннепротерозойским Свекофеннским коровым блоком и секущих более ранние палеорифтовые структуры северо-западного простираения (рис. 2).

Практически все крупные расслоенные интрузии отмеченных выше раннепротерозойских возрастных интервалов вмещают месторождения Cr, Fe-Ti-V, Cu-Ni, платиноидов и приурочены к узлам пересечения рифтообразующих и поперечных глубинных разломов, являющихся рудоносными

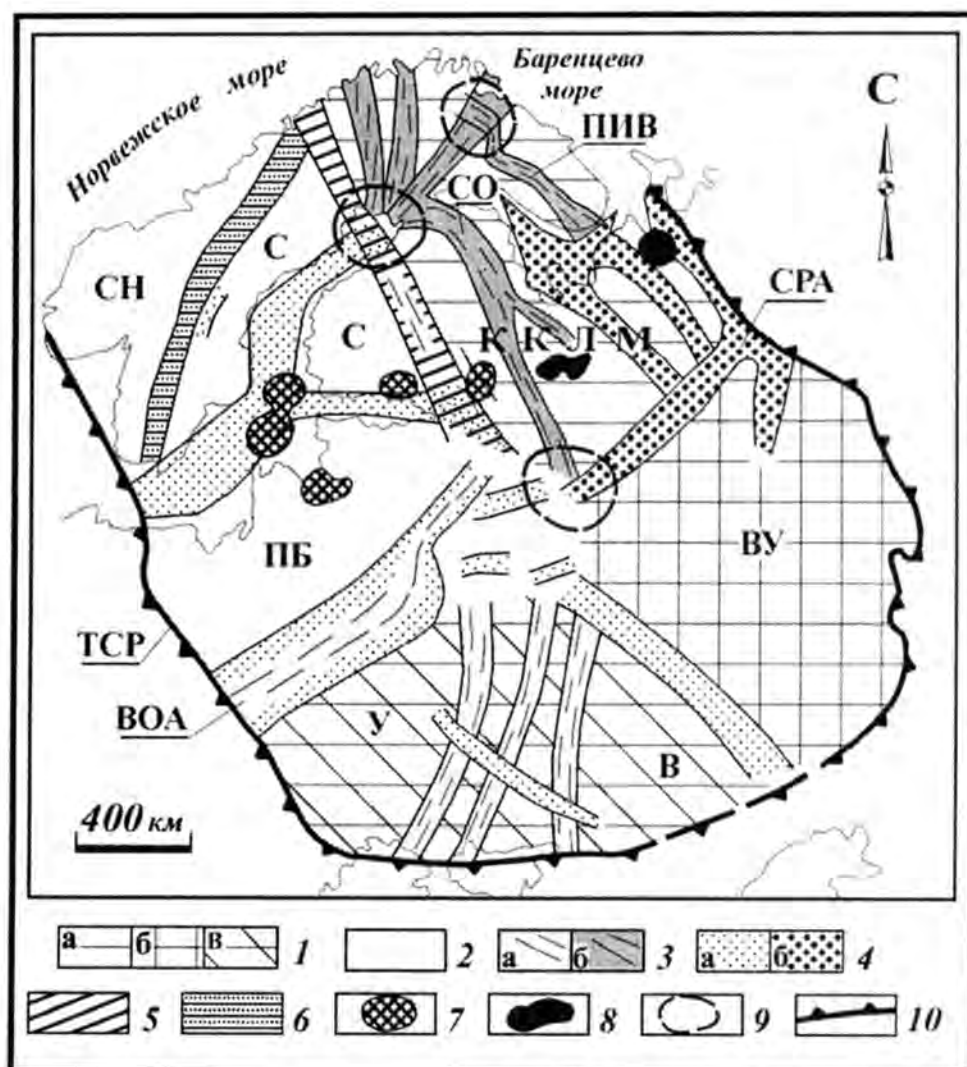


Рис. 2. Схема коровых провинций и размещения главных протерозойских рифтовых структур в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Составлена с использованием космофотоматериалов. Коровые провинции:

1 - архейские (1а - ККЛМ - Карело-Кольско-Лапландско-Мезенская, 1б - ВУ - Волго-Уральская, 1в - У - Украинская и В - Воронежская); 2 - протерозойские (С и ПБ - Свелофенская и Прибалтийско-Белорусская раннепротерозойские, СН - Свелононвежская позднепротерозойская). Рифтовые пояса: 3 - раннепротерозойские (а - с отрицательными гравитационными аномалиями, б - с положительными гравитационными аномалиями). СО - Северонорвежско-Онежский палеорифт, ПИВ - Печенга-Имандра-Варзугский; 4 - рифейские авлакогены (а - с отрицательными аномалиями силы тяжести, ВОА - олыно-Оршанский; б - с положительными аномалиями силы тяжести, СРА - среднерусские и Кандакшско-Мезенские авлакогены); 5 - Ладонско-Ботническая шовная зона с рифтогенными структурами; 6 - Транскандинавский рифтогенный гранитоидный пояс. 7 - Крупнейшие плутоны гранитов-рапакиви с отрицательными гравитационными аномалиями (1 - Салминский, 2 - выборгский, 3 - Аландский 4 - Рижский). 8 - Положительные гравитационные аномалии большой интенсивности (I - Бураковско-Аганозерский, II - Мезенская). 9 - Узлы пересечения рифтов, перспективные для прогноза крупных месторождений минерального сырья. 10 - Граница фундамента Восточно-Европейской платформы (ТСР - Трансевропейская система разломов)

в Карельском блоке для расслоенных интрузий Северной Финляндии и Карелии сульфидные структурами. В пределах Кольского архейского корового блока это в первую очередь сульфидные Cu-Ni-Pt месторождения Мончегорского рудного узла, Сопчинское хромитовое месторождение, Cr-Ti-V руды Имандровского плутона и Федорово-Панское Pt-Pd месторождениемедно-никелевое оруденение не характерно, но примечательны: крупное хромитовое месторождение в интрузии Кеми и оруденение в расслоенной интрузии Койтелайнен; платинометальное оруденение в интрузиях Пенникат, Кивакка, Луккулайсваара; титан-ванадиевое месторождение Муставаара в Финляндии и сходное с ним оруденение в интрузии Ципринга (Турченко и др., 1992). В южной части архейской провинции Балтийского щита поперечная к палеорифту зона разломов образует узел, который контролирует расположение крупнейшей в Европе Бураковско-Аганозерской ультрамафит-мафитовой расслоенной интрузии, вмещающей месторождения хромитов и силикатного никеля (Рыбаков и др., 1999) и создающей наиболее значительную положительную гравияномалию.

Расслоенные интрузии, маркирующие начальный этап (2.5-2.3 млрд. лет) развития эппархейского Карело-Кольского кратона в раннем протерозое, характеризуются сходными минерально-геохимическими особенностями и определяют Cr, Ti-V, Cu-Ni и Pt-Pd металлогеническую специфику этого этапа. Они имели общий мантийный источник (субконтинентальная мантия обогащенная LREE элементами) со значениям ϵ_{Nd} для этого возрастного интервала от -2.4 до -1.1 (Turchenko, 1992; Mitrofanov, Bayanova, 1999), а их первичные расплавы эволюционировали от бонинитоподобного (кремнеземистые высокомагнезиальные расплавы) до толеитового составов (Шарков, Богатиков, 1998). Среди них более ранние мантийные расплавы бонинитоподобного состава формирующие расслоенные интрузии с ультрамафитовыми горизонтами, несут раннемагматическое стратиформное хромитовое, сульфидное Cu-Ni, Os-Ru-Rh платинометальное и рассеянное Pt-Pd оруденение. На позднемагматическом этапе при внедрении дополнительных порций расплавов, претерпевших корово-мантийное взаимодействие, приобретших выраженный базальт-коматитовый характер и насыщенных флюидами, в результате действия флюидно-магматических процессов в мафитовых расслоенных интрузиях были образованы горизонты, несущие богатое малосульфидное Pt-Pd оруденение (Turchenko et al., 1991; Шарков, Богатиков, 1998; Ваганов, Турченко и др., 2000). Кроме того, с подобными процессами в расслоенных интрузиях Мончи связано образование также и богатых эпигенетических сульфидных Cu-Ni руд. Более поздние из эволюционирующих расплавов толеитовые серии привели к образованию троктолит-габбро-норитовых интрузий (Ципринга в Сев. Карелии, г. Генеральской на Кольском полуострове, Муставаара в Сев. Финляндии), несущих Fe-Ti-V оруденение.

Архейские коровые регионы Балтийского щита - Карельский и, в особенности Кольский, выдвинулись в число наиболее перспективных платинометальных провинций России. Наиболее значимым и достаточно крупным платиноносным объектом является Федорово-Панский рудный район с малосульфидным платинометальным оруденением, локализованном в одноименной расслоенной интрузии палеорифтовой структуры Имандра-Варзуга. В структурно-тектоническом отношении этот район представляет собой зону сочленения крупной, хорошо выраженной, рифтогенной структуры северо-западного простирания с серией поперечных глубинных разломов субмеридиональной ориентировки (Чуна-Мончетундровского, Кола-Имандровского, Умбозерского, Мунозерско-Цагинского). По-видимому, наиболее ослабленным и проницаемым участком земной коры является именно этот крупный узел, так как здесь концентрируются разновозрастные и различные по составу крупные магматические тела и крупные месторождения разнообразных металлов и неметаллов. В их число, кроме упомянутых выше месторождений с платиноидным оруденением, входят также уникальные апатит-нефелиновые и редкоземельно-редкометальные месторождения Хибин и Ловозера в щелочно-ультраосновных интрузивах и месторождение титан-ванадиевых руд в Цагинской интрузии габбро-лабрадоритов - крупнейшей на Балтийском щите.

Общей особенностью платинометального оруденения в интрузии Федоровой и Панских Тундр является его тесная ассоциация с линзовидными телами анортозитов и лейкогабброноритов, локализованных в тонкорасслоенных горизонтах (ТРГ) и подверженных позднемагматическим метасоматическим преобразованиям: ранней тремолит-магнетитовой ассоциацией и более поздней, сложенной минеральным парагенезисом эпидот-цоизит-хлорит-альбит-серицит-кварц, с которым ассоциирует сульфидная и платинометальная минерализация. Изотопный U-Pb возраст анортозитов,

определенный по бадделииту равен 2449 ± 12 млн. лет, а возраст габброноритов расслоенного горизонта, установленный по циркону – $2491 \pm 1,5$ млн. лет (Баянова, 2003). Sm-Nd изотопное датирование этих пород также показало их близкий возраст, соответствующий 2427 ± 90 млн. лет (MSWD = 1.73) и значения ϵ_{Nd} от -0.7 до -1.7 для возраста деплетированной мантии TDM = 2.5 млрд. лет.

Платинометальная минерализация, представленная теллуридами, висмутидами и сульфидами Pd и Pt. По содержанию элементов-примесей (по данным ИНАА) рудоносные породы заметно обогащены Te, Au, K, Se, Ir, Cu, Ni, Rb, Ga, Co Cs, но существенно обеднены Sc, Cr, V, Mn, Yb, Lu в сравнении с вмещающими их габброноритами, что свидетельствует о существенном привносе данных элементов из континентальной коры. Характер распределения элементов в габброноритах по сравнению с архейской верхней корой показывает, что габбронориты несколько обогащены Sr, Sc, Ca и Cu, но обеднены K, Rb и Th, в то время как содержание всех других элементов близки. Наибольшее сходство по геохимическим особенностям габбронориты, вмещающие оруденелые и неоруденелые анортозиты, имеют с нижней корой по Тейлору и Мак-Леннану (1988), за исключением некоторого обогащения U и Cu и обеднения K и Ga. Распределение РЗЭ в платиноносных метасоматически измененных анортозитах (рудных телах) интрузии Панских Тундр характеризуется низким содержанием тяжелых РЗЭ по сравнению с габброноритами ТРГ и ярко выраженной положительной Eu-аномалией $(Eu/Eu^*)_n = 1.7-1.8$, которая может свидетельствовать о высокой степени фракционирования части материнского расплава интрузии, обогащенной плагиоклазовым компонентом. Петрохимические особенности пород показывают, что анортозиты являются едиными и неотъемлемыми членами ряда магматической дифференциации первичного мафитового расплава. Значения ϵ_{Nd} от -0.7 до -1.7 для TDM от 2.5 до 2.47 ~млрд. ~лет означают, что породы произошли из единого источника, который имел более низкое Sm/Nd отношение чем хондритовый резервуар. Вместе с тем ясно, что анортозиты и габбронориты хотя и частично ассимилировали архейские коровые породы, все же по происхождению связаны со спецификой геохимического состава обогащенной нижней коры.

Магматические события последующего этапа рифтогенеза (2.3-2.1 млрд. лет) в раннем протерозое отличались внедрением мафитовых силлов и толейтовых вулканитов с разбросом значений ϵ_{Nd} от -2 до $+4$ (Nuhma et al., 1990) характерных для зрелого этапа рифтогенеза – образования эпикратонных рифтогенных бассейнов и Cu-Fe, Fe-Ti-V, U-V-Pt спецификой металлогении.

На завершающем этапе рифтогенеза (2.0-1.9 млрд лет) был характерен магматизм с исключительно положительными значениями ϵ_{Nd} от $+1.5$ до $+2.0$ для ферропикритов и габбро-верлитов (Hanski, Smolkin, 1989), вмещающих Pt-Cu-Ni месторождения Печенги. Эти рифтогенные события, отраженные на диаграмме ϵ_{Nd} – возраст (рис. 3), свидетельствуют о трех этапах рифтогенного развития континентальной коры в раннем протерозое для типичного примера архейского кратона Балтийского щита. Эти этапы, вероятно, связаны с тремя последовательными плюм-тектоническими импульсами мантийной активизации: апвеллингом субконтинентальной обогащенной мантии, затем смесью вещества обогащенной и деплетированной мантии и, наконец, деплетированной субконтинентальной мантии во время наиболее активной фазы раскрытия рифтов.

В последнее десятилетие установлено платинометальное, хром-ванадий-урановое и золоторудное оруденение сложного полигенно-полихронного генезиса, связанное с углеродистой формацией приуроченной к рифтогенным бассейнам. Наряду с традиционным типом магматогенных платинометальных месторождений и вмещающих их рудных районов, в последнее десятилетие новые геолого-геохимические данные и геолого-разведочные работы дали основание для выявления нового нетрадиционного типа промышленно-значимых платинометальных месторождений залегающих в углеродсодержащих (черносланцевых) толщах стратифицированных комплексов (Яцкевич и др., 1994). Общими особенностями этого типа платинометального оруденения являются:

- связь платинометального оруденения с углеродистыми осадочными и осадочно-вулканогенными породами широкого возрастного диапазона;

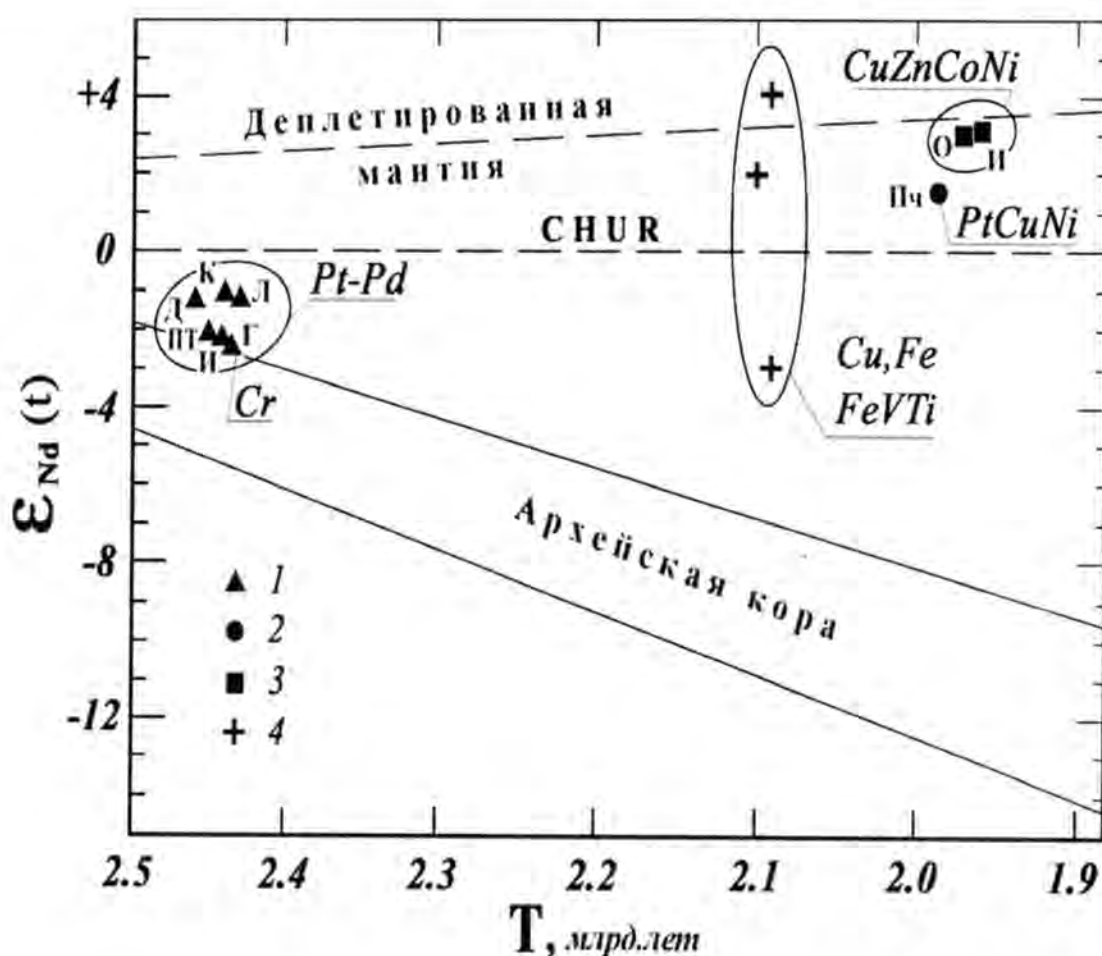


Рис. 3. Диаграмма ϵ_{Nd} - возраст, отражающая магматические события внедрения мафит-ультрамафитовых интрузий и связанного с ними оруденения трех последовательных этапов раннепротерозойского рифтогенеза на Балтийском щите

1 - расслоенные интрузии и дайки с возрастом около 2.45 млрд лет начального этапа с Pt-Pd оруденением (буквенные обозначения: Д - дайки, интрузии: К - Кивакка, Л - Луккуллайсваара Олангской группы в Карелии); ПТ - Панских Тундр, И - Имандровская, Г - г. Генеральской на Кольском полуострове); 2 - габбро-верлиты Печенги (Пч) - 1.98-1.97 млрд лет завершающего этапа рифтогенеза. Для сравнения приведено положение на диаграмме значений ϵ_{Nd} для серпентинитов (3) офиолитового комплекса Оутокумпу (О) и Йормуа (И) возраста 1.97-1.96 млрд лет; 4 - базальты и габбро-диабазы ятулийского комплекса 2.12-2.08 млрд. лет (по Nuhma, 1986) зрелого этапа рифтогенеза

- приуроченность углеродистых толщ к определенным геодинамическим обстановкам - к длительно развивавшимся пассивным окраинам палеоконтинентов и к многостадийным окраинно- или внутриконтинентальным палеорифтовым бассейнам и прогибам;
- приуроченность платинометалльного оруденения к геохимически аномальным участкам в пределах углеродистых толщ с повышенным фоновым содержанием Ni, Cu, Co, Mo, Au, Ag, Zn, Pb, As, Se, Te, U, V и их обогащенность сульфидами железа;
- низкая степень регионального метаморфизма пород осадочно-вулканогенных комплексов и высокая степень проявления наложенных линейных и секущих зон складчато-разрывных дислокаций,

сопровождаемых зонами низкотемпературного метасоматоза в осадочных и вулканогенных породах, свидетельствующих о проявлении активизационных процессов.

В формационном отношении рассматриваемый тип платинометального оруденения относится к платиносодержащей полиметальной формации черных сланцев и метасоматитов, которая относится к классу полигенных месторождений (Додин и др., 2000), поскольку ее геолого-генетическая природа связана с формированием углеродсодержащих пород в осадочно-вулканогенных рифтогенных бассейнах, их последующим низкотемпературным метаморфизмом и наложенными гидротермально-метасоматическими изменениями. Онежская рудная область в Южной Карелии (Мельников и др., 1992) является наиболее перспективной в отношении специализированных на платинометальное оруденение стратифицированных комплексов. Такое оруденение сложного полиметального состава (U-V-Mo-Au-Pt-Pd) было установлено в пределах участков развития незначительной сульфидной минерализации среди вулканогенно-осадочных и углеродистых нижнепротерозойских пород заонежской серии в Онежском рифтогенном бассейне. По закономерностям проявления платинометальное оруденение этих районов может быть сопоставлено с известными промышленными месторождениями полиметально-платиноидных руд в черносланцевых толщах провинции Гуанчжоу в Ю. Китае, в США, Канаде и Австралии (Coveney, Chen, 1991).

В геолого-структурном отношении Онежский рифтогенный бассейн, являясь частью раннепротерозойского Северонорвежско-Онежского палеорифта, представляет собой брахиформную синклинальную область, сложенную упомянутыми отложениями с горизонтами углеродсодержащих формаций, эффузивами и пластовыми телами мафит-ультрамафитового состава общей мощностью около 4 км. Развитие Онежской палеорифтогенной структуры неразрывно связано с формированием раннепротерозойского Онежско-Сегозерского сводового поднятия, обусловленного существованием астеносферного выступа аномальной субконтинентальной мантии, что косвенно подтверждается наличием гравитационного максимума, связанного с пониженной мощностью земной коры от 40 до 34 км (Щеглов и др., 1993). Этот максимум локализован в пределах Онежского геоблока земной коры Карелии, ограниченного зонами глубинных разломов субмеридионального направления. Наряду с такими глубинными разломами, определяющими общее простирание рифтогенной структуры, важными ее элементами являются субширотные поперечные (частью, вероятно, трансформные) разломы и диагональные разрывные нарушения северо-восточного и северо-западного направлений, которые наиболее отчетливо фиксируются при структурном анализе материалов дистанционного зондирования (МДЗ). Поперечные разрывные нарушения Онежской рифтогенной структуры субпараллельны региональной трансформно-раздвиговой зоне, которая прослеживается по полосе высоких гравитационных положительных аномалий, связанных с локализованной в этой зоне Бураковской мафит-ультрамафитовой интрузией (с U-Pb возрастом 2439 ± 1.5 млн. лет) и другими вскрытыми и нескрытыми интрузиями подобного состава (Трофимов, Голубев, 2000). Положение Онежской палеорифтовой структуры, кроме ее обособленной позиции, хорошо также определяется по МДЗ крупной кольцевой структурой, а также небольшими кольцевыми структурами диаметром 20-40 км. Их происхождение может быть связано с морфолого-структурными особенностями рельефа, обусловленными различной степенью трещиноватости вулканогенных пород слагающих территорию Онежского бассейна и положением возможных вулканических эруптивных палеоцентров. Другой причиной проявления подобных структур в пределах Онежского интракратонного бассейна является двухэтапный характер складчатых деформаций, приведший к образованию брахисинклиналей и брахиантиклиналей. Важнейшей его особенностью является полнота и гетерогентность разреза осадочно-вулканогенных комплексов нижнепротерозойского возраста, составляющих около 3800 м его мощности. Другой особенностью Онежской палеорифтовой структуры является интенсивное и неоднократное проявление на всех этапах ее развития базальтоидного мафитового и ультрамафитового магматизма, проявленного в формировании многуровневых эффузивов и внедрении пластовых интрузий диабазов, диабазовых порфиритов и пикритов.

Рассматриваемое платинометальное оруденение приурочено к породным ассоциациям заонежской свиты и ее контактовым частям с доломит-сланцевыми породами нижележащей туломозерской свиты или туфоликрит-алевролит-сланцевыми горизонтами вышележащей суйсарской свиты. Упомянутые два этапа деформаций привели к формированию вдоль унаследованных разломов северо-западного простирания зон линейных сжатых антиклиналей, вдоль которых мафит-

ультрамафитовые вулканиты и осадочные породы заонежской свиты со слоями углеродистых пород приведены в тесное соприкосновение с прорывающими их пластовыми интрузиями того же мафит-ультрамафитового состава.

Мафит-ультрамафитовая вулканоплутоническая ассоциация сложена толеит-базальтовой и пикрит-базальтовой формациями, которые характеризуют этап вулканизма, проявленный во время отложения онежской серии. Толеит-базальтовый вулканизм выражен подводными, реже субаэральными, излияниями однородных офиоровых базальтов трещинно-центрального типа низкой explosивности. Пикрит-базальтовая формация в целом характерна для суйсарской свиты представленной в Онежской структуре пикритами, пикритовыми базальтами, оливиновыми базальтами, их пепловыми туфами и гиадокластитами, которые контактируют с осадочными углеродсодержащими отложениями заонежской свиты. Излияния вулканитов сопровождалось внедрением пластово-секущих силлов габбро-долеритов и редких тел перидотитов. Для лавовых пачек обеих формаций характерно присутствие «рудоносных лав» - лавовых потоков миндалекаменных базальтов с меднорудным сульфидным оруденением, мелкие месторождения которых были известны и разрабатывались здесь еще в 18-19 веках.

Платинометальная рудоносность и характерная полиметальная металлогеническая специализация Онежской структуры связаны именно с ятулийско-людиковийским трапповым вулканогенно-осадочным структурно-формационным комплексом, который был образован в условиях рифтогенной обстановки. Максимальное накопление углеродистого вещества, происхождение которого можно связывать с углеводородным эндогенным флюидонасыщением породных систем при рифтогенезе и последующей его биоредукцией в форме свободного углерода, приходится на время формирования как раз заонежской свиты людиковийского надгоризонта в раннепротерозойском разрезе Онежского рифтогенного бассейна. Эта концентрация углерода проявлена здесь в виде высокоуглеродистых (С орг. до 20-47%) пластов шунгитов, шунгитсодержащих алевролитовых сланцев и туфосланцев, а также углеродистых карбонатно-глинистых туфосланцев, в которых содержание С орг. не превышает 10%. Характерной особенностью углеродистых вулканогенно-осадочных горизонтов заонежской свиты является их насыщенность сульфидами железа (пирит, пирротин, иногда халькопирит и сфалерит). Именно в этой углеродсодержащей формации вулканогенно-терригенного комплекса было установлено платинометальное оруденение трех типов: 1) платиноидно-полиметальное стратиформное в замках синклинальных складок и на их крыльях в черносланцевых горизонтах заонежской свиты, 2) золото-платиноидных руд в кварц-сульфидно-карбонатных с битумоидами метасоматитах развитых в черных сланцах и 3) уран-ванадий-платиноидно-полиметальных руд, связанных с силами метасоматизированных габбро-долеритов, секущих черносланцевые толщи в зонах развития наложенных складчато-разрывных дислокаций (Савицкий и др., 1995). Пласты платиноносных углеродистых сланцев заонежской свиты, характеризуются рассеянной сульфидной вкрапленностью с содержанием металлов платиновой группы от 1 до 2-3 г/т. Ранний этап тектогенеза, связанный с глыбовыми подвижками фундамента, наследовался более поздним этапом тектогенеза - этапом позднекембрийской активизации (в интервале времени 1900-1700 млн. лет), когда были сформированы активизационные структурно-вещественные комплексы ответственные за формирование, вышеупомянутых второго и третьего типов платинометального оруденения в стратифицированных отложениях. Они выражены полями локальных разломов, которые по геологическим данным сопровождаются метасоматитами и уран-ванадий-платиноидно-полиметальной минерализацией. Наиболее ярко структурные признаки процессов активизации проявлены в формировании линейных антиклинальных структур север-северо-западного простирания и разделяющих их синклиналей. Ядра линейных антиклинальных складок (шириной 2-5 км) выполнены доломитами и слюдястыми сланцами туломозерской свиты ятулийского надгоризонта, а синклинали - черносланцево-базальтовой толщей заонежской свиты с размахом крыльев 6-12 км. Эти структуры представляют собой также зоны складчато-разрывных дислокаций, которые можно охарактеризовать как зоны линейных антиклинальных поднятий, усложненные системой мелких продольных складок, внутри- и межслоевых разрывных нарушений. Вещественное выражение активизационных структурных признаков проявлено полями распространения метасоматических пород, приуроченных именно к зонам складчато-разрывных дислокаций. Такие

зоны трассируются ореолами метасоматитов внешние части которых в вулканических породах представлены щелочно-амфиболовыми пропилитами, а внутренние кварц-альбитовыми и слюдисто-карбонатными (с ванадийсодержащей слюдой - роскозитом) метасоматитами, вмещающими уран-ванадий-платиноидно-полиметальное оруденение. Черные сланцы, контактирующие с мафитовыми вулканиками и силлами, подвержены метасоматическим изменениям фации пропилитов-березитов и карбонатно-лиственитовых метасоматитов, в которых среди кварц-сульфидно-карбонатно-углеродистых пород развита золото-платиноидная минерализация.

В выступлениях фундамента Сибирской платформы, представленных Алдано-Становым и Анабарским щитами раннепротерозойский рифтогенез начального и раннего этапов развития не зафиксирован какими-либо структурно-вещественными комплексами, а в период 2.0-1.8 проявлен существенно, но преимущественно формированием эпикратонных ареальных бассейнов - Иенгского и Удоканского, входящих в состав Алдано-Станового щита. Линейные рифтогенные структуры этого периода фиксируются редко поскольку они затухивают мощными активными рифей-фанерозойскими коллизийными процессами, отражающими развитие граничного Монголо-Охотского пояса, составляющего часть глобального Центрально-Азиатского складчатого пояса. К такого рода рифтогенным линейным реликтовым структурам могут быть отнесены раннепротерозойские рифтогенные грабены, например Чинейская структура вблизи Удоканского эпикратонного бассейна в пределах Алданского геоблока. Эта структура выполнена карбонатно-вулканогенно-терригенными породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, с которой связана расслоенная мафит-ультрамафитовая интрузия Чиней, вмещающая Fe-Ti-V и медно-платинометальное месторождение. Для него характерны вкрапленные, а также жилы- и линзообразные массивные, как правило, согласные с расслоенностью рудные тела, сложенные, главным образом, титаномagnetитом и ильменитом. Медное оруденение с платиноидами располагается почти исключительно в контактовой зоне массива. Характерен существенно медный состав руд, с преобладанием халькопиритового минерального типа. Промышленные скопления руд подразделяются на эндоконтактные вкрапленные (пирротин-пирит-халькопиритовые) и экзоконтактные вкрапленные и массивные руды пирротин-борнит-халькопиритового состава с Pt и Pd.

Модель платинометального рудного района в докембрийских структурах и возможности его прогнозирования с применением экспертной системы и ГИС-технологий

Участки, несущие платинометальное оруденение в рассмотренных рудных районах, были выбраны в качестве тестовых для отработки и создания единой модели платинометального рудного района в палеорифтовых структурах на основе применения компьютерных технологий обработки разнородных геологических знаний и материалов дистанционного зондирования. Общей особенностью, рассматриваемой в качестве прогностического признака платинометального рудного района, для этих участков является тектоническая принадлежность их породных вмещающих и рудоносных ассоциаций к рифтовым структурно-вещественным комплексам. Главные различия заключаются в принадлежности рудоносных комплексов с платинометальным оруденением к мафит-ультрамафитовым расслоенным интрузиям, приуроченным либо к внутренним частям палеорифтов, либо к зонам трансформных разломов или к углеродсодержащей рудоносной формации стратифицированных комплексов. Эти различия также рассматриваются как прогностические признаки, поскольку они включают в себя различные промышленно-генетические типы руд или сходные по генезису руды, но неодинаковой потенциальной ценности по прогностическим ресурсам. Рифтовые структурно-вещественные комплексы по характеристикам прогностических признаков разделяются на: 1) структурные, выделяемые по особенностям геологического строения и при обработке дешифрованных структур по материалам космических съемок или дистанционных основ рудного района; 2) геофизические, состоящие из магнитометрических и гравиметрических данных и рассматриваемые также в качестве материалов дистанционного зондирования (МДЗ) и 3) вещественные, из которых состоят рифтовые комплексы - осадочно-вулканогенные и мафит-ультрамафитовые интрузивные породные ассоциации.

Структурные характеристики, составляющие типовые прогностические признаки для платинометального рудного района, могут быть следующими: 1) система субпараллельных

линеamentов, ограниченная глубинными разломами, определяющая область распространения рифтовой структуры; 2) зона поперечных (трансформных) разломов по отношению к рифтовой структуре; 3) крупные кольцевые структуры, соизмеримые с поперечными размерами области палеорифта; 4) поля развития мелких кольцевых структур; 5) зоны складчато-разрывных дислокаций.

Геофизические характеристики, относящиеся к прогнозным признакам, представляют собой: а) линейные градиенты гравитационного поля или зоны повышенных значений градиентов силы тяжести, определяющие положение зоны сочленения разнородных тектонических структур; б) цепочки положительных гравитационных аномалий, возможно связанные с присутствием мафит-ультрамафитовых интрузивных тел; в) локальные положительные магнитные аномалии, сосредоточенные в пределах более крупных отрицательных аномалий магнитного поля; г) крупные гравитационные максимумы.

Поскольку платинометальное оруденение большей частью в генетическом отношении имеет полигенное происхождение и связано с флюидно-магматической активизацией, что показано целенаправленными исследованиями в рассматриваемых рудных районах (Лаверов, Дистлер, 2003; Ваганов, Турченко и др., 2000), существенное значение для прогнозирования платинорудных районов имеют активизационные структурно-вещественные комплексы, составляющие отдельную группу прогнозных признаков. В этой группе также выделяются структурные, геофизические и вещественные характеристики, присущие всем промышленно-генетическим типам платинометального оруденения. Структурные характеристики прогнозных признаков основаны на выявляемых при исследовании особенностей геологии и дешифрирования МДЗ разрывных нарушений и участков аномального строения площадей, выбранных для прогнозирования платинометального рудного района. К ним относятся: 1) зоны диагональных по отношению к палеорифту разрывных нарушений, 2) поля разнонаправленных локальных разломов концентрированных в пределах палеорифтовой структуры и 3) кольцевые структуры средних размеров, составляющие половину или меньшую часть ширины палеорифта. Геофизические характеристики характеризуют локальные прогнозные признаки, типичные для отдельных узлов рифтовой структуры: а) небольшие отрицательные гравитационные аномалии, отмечаемые на фоне положительных аномалий, которые могут рассматриваться как зоны разуплотнения вещественных комплексов; б) локальные зоны неоднородностей магнитного поля, возможно связанные с распространением зон вторичных изменений вещественных комплексов; в) области проявления невысоких магнитных положительных аномалий, связанных с полями распространения вулканитов в стратифицированных комплексах. Вещественные характеристики прогнозных признаков активизационных комплексов представлены полями распространения мафических даек, малых гранитоидных интрузий и метасоматитов, наложенных на мафит-ультрамафитовые интрузии или на комплекс углеродистых пород и вулканитов.

На основе такого подхода была разработана база знаний экспертной системы, которая включала набор характеристик рифтовых структурно-вещественных комплексов. После цифровой обработки этих материалов экспертной системой (Вострокнутов, 1999; Вострокнутов и др., 2000) были получены прогнозные заключения по каждому из платинорудных районов на примере палеорифтовых структур Карело-Кольского региона (рис. 4).

Полученные прогнозные заключения в целом соответствуют имеющимся представлениям по этим эталонным районам, однако прогнозные возможности модели гораздо шире, поскольку она разрабатывалась как общая прогнозная модель платинометальных месторождений в палеорифтовых комплексах и может использоваться для прогнозирования крупных месторождений МПГ в других рудных районах с аналогичным строением. Это направление, вероятно, будет основным в дальнейших исследованиях по геологическому прогнозированию на основе разработанной методики.

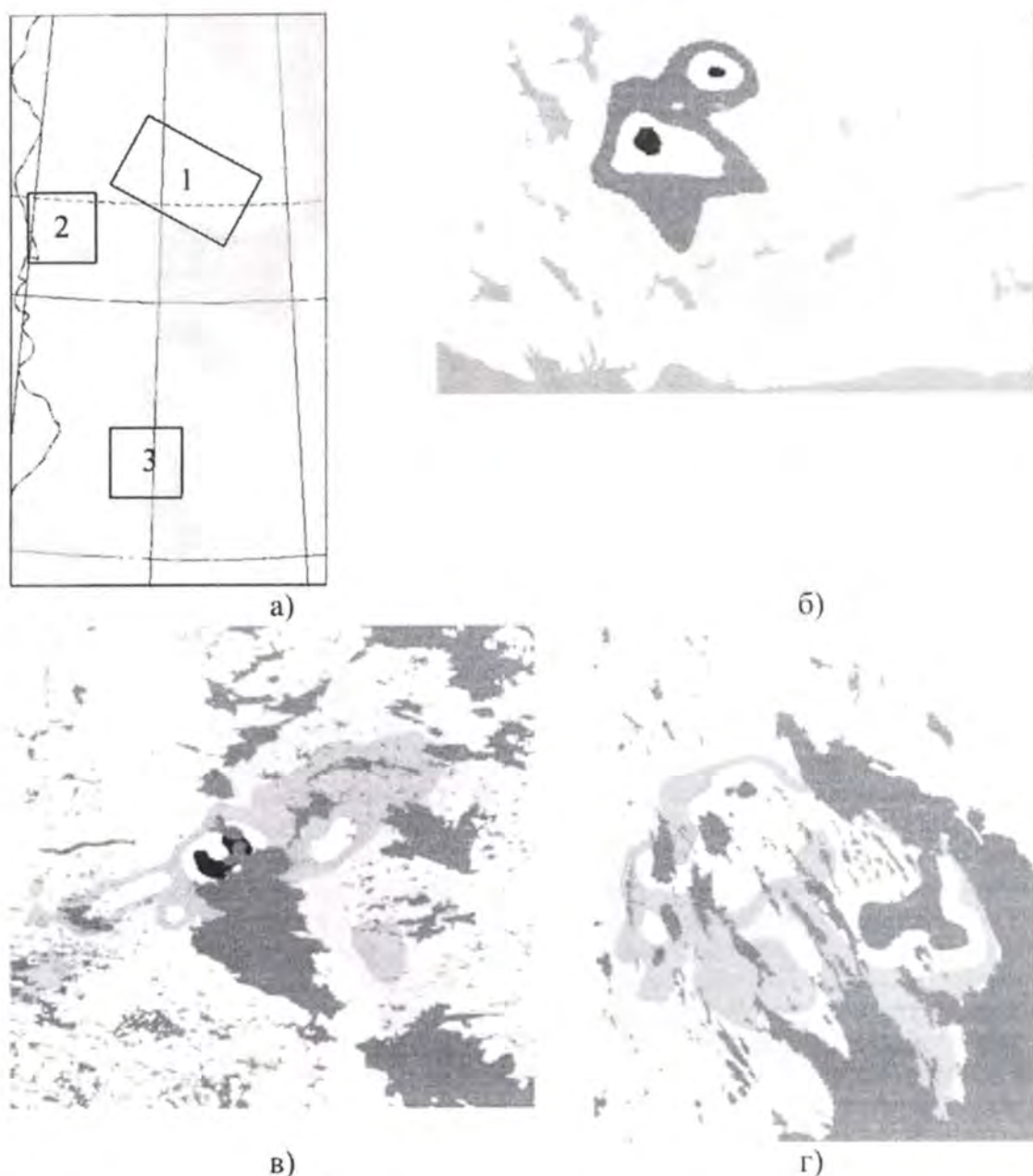


Рис. 4. Результаты обработки экспертной системой базы знаний по моделируемым платинометальным месторождениям в докембрийских рифтогенных структурах на примере Карело-Кольского региона Балтийского щита: а) Схема размещения моделируемых участков: 1) в Федорово-Панском рудном районе; 2) в Олангском рудном районе; 3) в Онежском рудном районе.

Прогнозное заключение экспертной системы по платинометальным рудным районам: б) участок «Федорово-Панский»; в) участок «Оланга»; г) участок «Онега».

Градациями серого цвета показаны площади, соответствующие степеням уверенности прогнозного заключения. Рис. б), в): серому цвету соответствует степень уверенности прогнозного заключения от 65 до 75; белому — от 75 до 85; черному — от 85 до 100. Рис. г): темносерому цвету соответствует степень уверенности прогнозного заключения от 85 до 100, обрамляющему его белому контуру от 75 до 85

Литература

1. Баянова Т.Б. Бадделиит - перспективный геохронометр щелочного и базитового магмизма // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики рудогенеза. СПб., 2003. С. 50-54.
2. Ваганов П.А., Турченко С.И., Турченко А.С., Боде П., Ван Меертен Т., Лохов К.И. Геохимические особенности платиноносных пород расслоенного горизонта габброноритового массива Панских Тундр (Кольский полуостров) // Вестник СПб. Университета. 2000. С. 7. В. 1. С. 23-36.
3. Вострокнутов Е.П. «Генезис» - экспертная система для прогнозно-геологических исследований // Отечественная геология. 1999. № 6. С. 27-32.
4. Вострокнутов Е.П., Турченко С.И., Брусничкина Н.А. Модель платинометального месторождения основанная на экспертной системе «Генезис-2» для решения региональных прогнозных задач методами дистанционного зондирования // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века. 2000. Т. 4. С. 146-148.
5. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 246 с.
6. Додин Д.А., Чернышев Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л. Платинометальные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах // Платинометальные месторождения Мира. М.: Геоинформмарк, 1994. Т. 1. 279 с.
7. Лаверов Н.П., Дистлер В.В. Потенциальные ресурсы месторождений платиновых металлов в контексте стратегических национальных интересов России // Геология рудных месторождений. 2003. № 4. С. 291-304.
8. Мантийные плюмы и металлогения // Материалы международного Симпозиума. Петрозаводск, М.: Изв. вузов. Геология и разведка, 2002. С. 150-151.
9. Мельников Е.К., Петров Ю.В., Рябухин В.Т. и др. Онежский рудный район с уран-золото-платинометальными месторождениями // Разведка и охрана недр. 1993. N 8. С. 31-34.
10. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 215 с.
11. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли: Рифтогенез на древних платформах. М.: Недра, 1983. 280 с.
12. Милановский Е.Е. Рифтогенез, геотектоническая цикличность и пульсации Земли. Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия // Материалы международной конференции. Петрозаводск, 1999. С. 97-98.
13. Перцов А.В., Гальперов Г.В., Антипов В.С., Турченко С.И. Линеаментная сеть, контролирующая размещение суперкрупных месторождений России // ДАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 87-89.
14. Рыбаков С.И., Голубев А.И., Слюсарев В.Д. и др. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 340 с.
15. Савицкий А.В., Афанасьева Е.Е., Титов В.К. Перспективы обнаружения промышленных платинометальных стратиформных месторождений в черных сланцах Онежской впадины // Платина России. 1995. Т. 2. Кн. 2. С. 23-26.
16. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 380 с.
17. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10-25.
18. Турченко С.И., Буйко А.К., Семенов В.С. и др. Рифтогенная природа раннепротерозойского Северокарельского пояса и его металлогеническая специализация // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. 1992. Т. 1. С. 92-99.
19. Турченко С.И., Антипов В.С., Вострокнутов Е.П., Гальперов Г.В., Перцов А.В. Дистанционные и геологические свидетельства протерозойского рифта и размещения золоторудного оруденения в восточной части Балтийского щита // Исследования Земли из космоса. 1997. № 3. С. 3-17.
20. Шарков Е.В., Богатиков О.А. Механизмы концентрирования элементов платиновой группы в расслоенных интрузиях Карело-Кольского региона // Геология рудных месторождений. 1998. № 5. С. 419-439.
21. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтовых систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.
22. Яцкевич Б.А., Глухоедов Н.В., Филько А.С. и др. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов России // Платина России. 1994. Т. II. С. 227-248.
23. Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F. and Voitsekhovskiy S.M. Early Proterozoic layered intrusion in the north-eastern part of the Fennoscandian Shield // Mineralogy and Petrology. 1990. N 42. Pp. 1-22.
24. Amelin Yu.A., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. 1995. Vol. 75. Pp. 31-46.
25. Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. Isotope data on the genesis of layered basic-ultrabasic intrusion in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian. Res. 1993. Vol. 64. Pp. 197-205.
26. Burke K., Dewey J.F. Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks // J. Geol. 1973. Vol. 81. Pp. 406-433.

27. Coveney R.M., Chen N. NI-Mo-PGE-Au rich ores in Chines black shales and speculation on possible analogues on the United States // Mineral. Deposits. 1991. Vol. 26. N 2. Pp. 83-88.
28. Hanski E.J., Smolkin V.F. Pechenga ferropicrites and other Early Proterozoic picrites in the eastern part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1989. Vol. 45. Pp. 63-85.
29. Huhma H., Cliff R., Pertunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with Early Proterozoic continental rifting: the Perapohja schist belt in northern Finland // Contr. Mineral. and Petrol. 1990. N 104. Pp. 369-379.
30. McClay K.R., Campbell I.H. The structure and shape of the Jimberlina intrusion // Geol. Magazine. 1976. N 113. Pp. 129-139.
31. McKenzie D., Bickle M.J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // J. Petrol. 1988. Vol. 29. N 2. Pp. 625-679.
32. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B. Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusion of Kola province // Mineral Deposits: Processes to Processing. Balkema, Rotterdam, 1999. Pp. 10-12.
33. Nelson D.O., Morrison D.A., Phinney W.C. Open-system evolution versus source control in basaltic magmas: Matachevan-Hearst dike swarm, Superior Province, Canada // Can. J. Earth Sci. 1990. N 27. Pp. 767-783.
34. Turchenko S.I. Precambrian metallogeny related to tectonics in the esatern part of the Baltic Shield // Precambrian Research. 1992. Vol. 58. Pp. 121-141.
35. Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Yu.V. and other. Early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and types of the Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralization. New ore types in Northern Fennoscandia // Geol. Foren. Stockholm Forh, 1991. N 113. Pp. 70-72.
36. Vogel D.C., Vuollo J.I., Alapieti T.T., James R.S. Tectonic, stratigraphic and geochemical comparisons between ca. 2500-2440 Ma mafic igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shields // Precamb. Research. 1998. Vol. 92. N 2. Pp. 89-116.
37. Weaver B.L., Tarney J. The Scouire dyke suite: petrogenesis an geochemical nature of the Proterozoic sub-continental mantle // Contrib Mineral. Petrol. 1981. N 78. Pp. 175-188.
38. Wilson A.H., Prendergast M.D. The Great Dyke of Zimbabwe // In: Magmatic Sulphides – Zimbabwe Volume. London, 1989. Pp. 1-20.

ФЕДОРОВО-ПАНСКАЯ РАССЛОЕННАЯ МАФИЧЕСКАЯ ИНТРУЗИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): ГЕОЛОГИЯ И ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Ф.П.Митрофанов*, А.У.Корчагин**, Т.В.Рундквист*

*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

**ОАО «Пана», Апатиты

С конца 30-х годов XX столетия в Федорово-Панской интрузии проводились поиски сульфидных медно-никелевых руд, но богатых залежей не было обнаружено. Первые определения повышенных содержаний платиноидов были получены в 1939г. Д.В.Шифриным. Начиная с 1986г. Геологический институт КНЦ РАН ведет целенаправленное изучение платиноносности Федорово-Панской интрузии (Митрофанов и др. 2002). В 1990 г. в нижнем расслоенном горизонте Западно-Панского блока был выявлен так называемый Северный платинометалльный риф, протягивающийся, судя по последним данным, на 16 км. В 1992 г. Геологическим институтом КНЦ РАН было создано инновационное предприятие ОАО «Пана», которое получило лицензию на поиски, разведку и добычу на данном объекте. В период 1993-1998 г.г. ОАО «Пана» совместно с компанией ВНР проводило поисковые работы в пределах массива Федоровой тундры. В результате этих работ был выявлен объект платинометалльных руд значительной мощности. В эти же годы в верхнем расслоенном горизонте западной части массива Панских тундр был обнаружен ряд рудопроявлений, которые были объединены в Южный риф.

В 1995 г. начались поисковые работы в восточной части массива Панских тундр, считавшейся ранее бесперспективной. Исследования показали, что платинометалльное оруденение развито на всем протяжении Федорово-Панской интрузии. В настоящее время вся площадь интрузива лицензирована. В этой статье рассказывается о геологическом строении Федорово-Панской интрузии и о результатах поисковых работ на ЭПГ-оруденение, которые проводило ОАО «Пана». Данные по объекту Федоровского блока приведены по Д. Шисселю и др. (Schissel et al., 2002).

Региональное положение Федорово-Панской интрузии

Федорово-Панская интрузия образует протяженную цепь возвышенностей в центральной части Кольского полуострова. Интрузия принадлежит к группе раннепротерозойских расслоенных массивов, известных на территории Балтийского щита (рис. 1). Массивы образуют два пояса: южный и северный. Южный - Фенно-Карельский пояс протягивается в пределах северной Финляндии и Карелии. Северный - Кольский пояс, к которому принадлежит Федорово-Панская интрузия, проходит по центральной части Кольского полуострова. Расслоенные интрузии как северного, так и южного поясов локализуются вблизи границ рифтов с раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями и архейских пород фундамента. Т.Б.Баянова (Mitrofanov & Bayanova, 1999; Bayanova, 2004) полагает, что такие интрузии формировались очень длительно в интервале времени 2505–2430 млн. лет назад и для пород Федорово-Панской интрузии приводит следующие возрастные данные (млн. лет): габбронориты - 2501 ± 1.7 ; 2491 ± 1.5 ; габбропегматиты - 2470 ± 9 ; анортозиты - 2447 ± 12 .

Федорово-Панская интрузия была отнесена В.С.Докучаевой (Магматические..., 1980) к *периidotит-пироксенит-габбро-норитовой* формации. К этой же формации были отнесены Мончегорский плутон, массивы Олангской группы в Северной Карелии, интрузия горы Генеральской и некоторые другие более мелкие магматические тела. Геохронологические исследования последних лет, проведенные в Геологическом институте КНЦ РАН, внесли свои коррективы в определение объема формации и набора слагающих ее главных типов пород. Новые данные показывают, что возраст крупнейшей на Кольском полуострове мафитовой интрузии Главного хребта составляет от 2488 ± 3 до 2453 ± 4 млн. лет. (Баянова, 2004). Следовательно, интрузия Главного хребта также является производной огромного мантийного плюма, существовавшего в сумийское время и продуцировавшего магматические комплексы на площади более 300 тысяч км², от интрузии горы Генеральской на севере до Бураковской на юге и от Кеми-Торнио на западе до восточного окончания Панского массива.

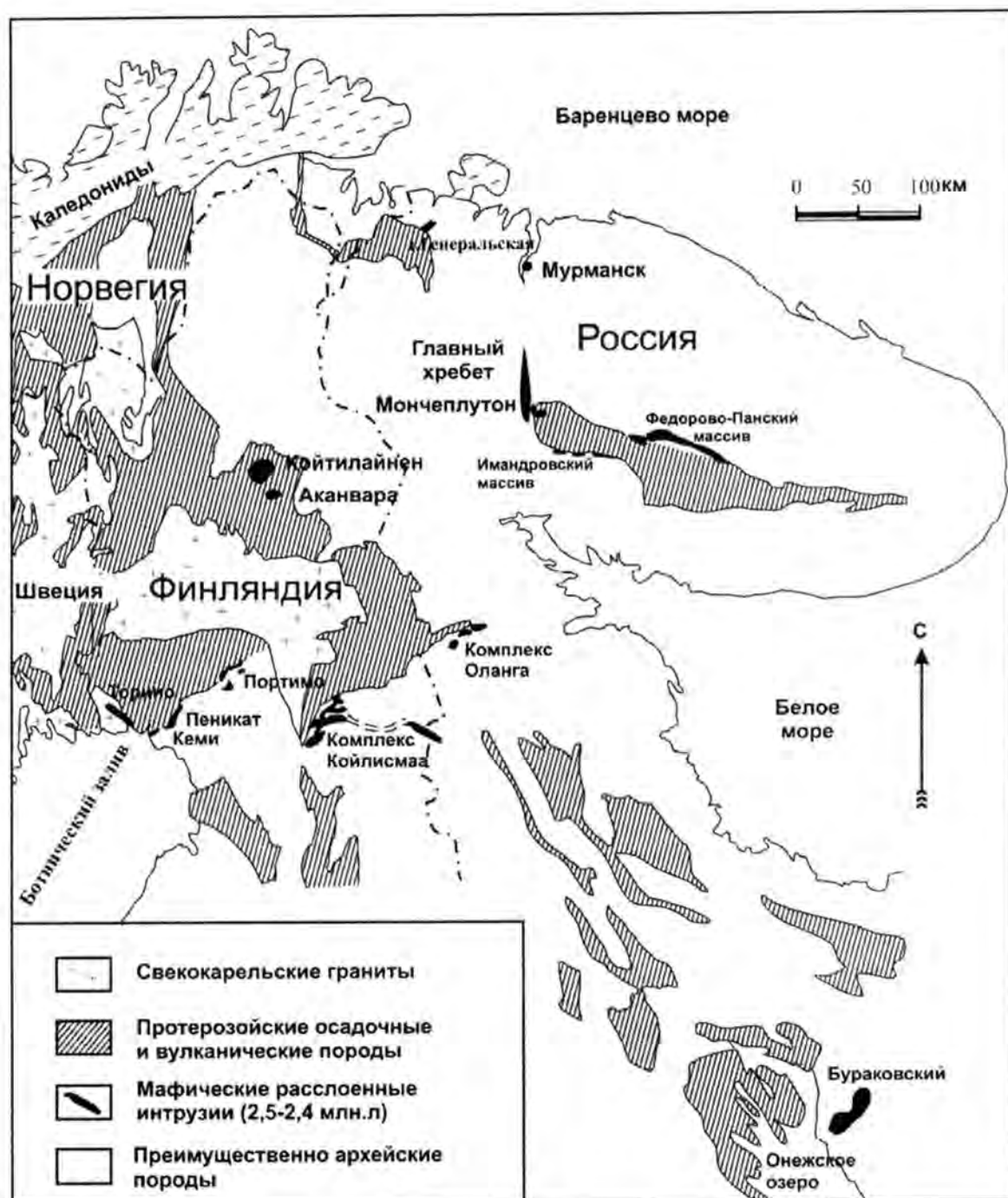


Рис. 1. Схема размещения раннепротерозойских мафических расслоенных интрузий в северо-восточной части Балтийского щита

С учетом этих данных и исходя из преобладания главных типов пород в составе интрузивных комплексов магматическая формация Федорово-Панской интрузии и близких по абсолютному возрасту Мончегорского плутона интрузии Главного хребта и ряда других тел может быть определена как *пироксенит-габбронорит-анортозитовая*.

Гигантские масштабы магматической деятельности сумийского мантийного плюма определили как широкое распространение интрузий данного типа на площади Балтийского щита, так

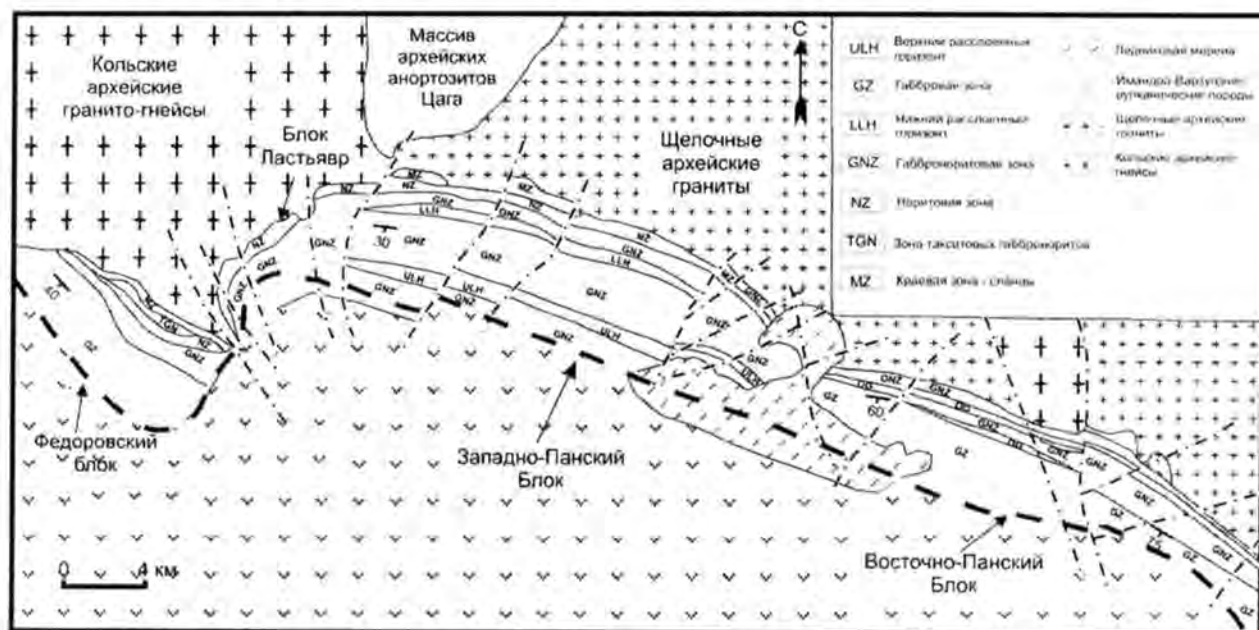


Рис. 2. Обзорная геологическая карта Федорова-Панской расслоенной интрузии

и растянутость во времени их формирования. Как показал Т.Алапиети (Alapieti et al., 1990), долгоживущий магматический очаг, ответственный за образование расслоенных интрузий Финляндии, эволюционировал, продуцируя на первой стадии своего развития магму бонинитового состава, а в дальнейшем – анортозитового. Масштабность сумийского мантийного плюма и длительность его существования явились теми условиями, при которых оказалась возможной эволюция состава магмы и ее фракционирование в процессе образования сложно построенных, многофазных интрузий.

Названные факторы привели к образованию крупных месторождений хрома (Кеми), меди и никеля (Мончегорский плутон) и металлов группы платины (Федорова-Панская интрузия). В Федорова-Панской интрузии известны залежи ЭПГ-руд двух типов: придонная залежь малосульфидных медно-никелевых с ЭПГ-руд в массиве Федоровом, и малосульфидные ЭПГ-рифь западной и восточной частей Панского массива.

В настоящее время на нескольких месторождениях в пределах Федорова-Панского массива подсчитанные запасы платиновых металлов составляют первые сотни тонн. С учетом того, что суммарная годовая добыча палладия и платины во всем мире составляет ~ 400 т, Федорова-Панские месторождения попадают в разряд крупных. Имеются некоторые предпосылки к тому, что дальнейшие поисковые и разведочные работы, возможно, приведут к наращиванию запасов.

Геологическое строение интрузии и платинометаллическая минерализация

Федорова-Панская интрузия залегает в зоне северного контакта вулканогенно-осадочных пород Имандра-Варзугской раннепротерозойской палеорифтогенной структуры и образований архейского фундамента. На современном эрозионном срезе Федорова-Панская интрузия протягивается более чем на 80 км при ширине до 6-7 км. Она имеет плитообразную форму, вытянута в северо-западном направлении, и разобщена зонами поперечных разломов на крупные блоки (рис. 2). По геологическому строению отдельные блоки интрузии существенно различаются.

С запада на восток выделяются следующие блоки: *Федоровский блок*, сложенный основными и ультраосновными породами и отделенный от Западно-Панского блока мощной зоной разлома; *Западно-Панский блок* - наиболее мощная, хорошо обнаженная и изученная часть интрузии, сложенная главным образом габбро-норитами, среди которых выделяются два расслоенных горизонта – верхний (ВРГ) и нижний (НРГ); *Восточно-Панский блок*, имеющий неоднородное строение по латерали, характерной особенностью которого является значительное преобладание в разрезе габбро,

а также широкое распространение пижонитовых габброноритов и пегматоидных разновидностей пород. Важным фактом, выявленным в последние годы, является присутствие в нижней части разреза Восточно-Панского блока расслоенного горизонта (РГ).

По геофизическим данным, породы плитообразной Федорово-Панской интрузии распространяются на глубину 4-5 км, сохраняя юго-западное падение.

Породы Федорово-Панской интрузии слабо метаморфизованы. Наиболее интенсивно метаморфические преобразования проявлены в зоне нижнего контакта, где развиты плагиоклаз-амфиболовые сланцы, мощность которых достигает 100 м. Вблизи тектонических нарушений породы массива амфиболизируются и эпидотизируются.

Федоровский блок

Федоровский блок представляет собой тело лополитообразной формы. Отличительной чертой блока является присутствие в приподошвенной части тела так называемых такситовых габброноритов (рbaC)¹, с характерной крупнопятнистой текстурой породы. Залегающая выше по разрезу зона мезо- меланократовых мелкозернистых норитов (рbCa) и плагиопироксенитов (bCr) достигает мощности 200 м. В нижней части этой зоны в виде линзовидных прослоев встречается брекчия, в которой ксенолиты пироксенитов (bCr) сцементированы габброноритами (рbCa).

Наибольшую часть разреза Федоровского блока составляют мощные толщи габброноритов (рbaC) и габбро (рCa, раC). Толща габбро представлена крупно-среднезернистыми мезократовыми породами с редкими маломощными прослоями лейкократовых разновидностей и анортозитов (рC). Габбро интенсивно актинолитизировано.

В придонной части Федоровского блока известно несколько горизонтов малосульфидного оруденения, содержащего ЭПГ. Д.Шиссел и др. (Schissel et al., 2002) подробно описывают ЭПГ-оруденение Федоровского блока и рассматривают его генезис. Сульфидная вкрапленность (2-5% объема породы) широко, но неравномерно распространена в придонной части Федоровского блока. Количество сульфидов увеличивается там, где породы имеют пегматоидную или такситовую текстуру. Обогащенные сульфидами интервалы варьируют по мощности от 10-20 до 100 м. По результатам опробования нижней части Федоровского блока была выделена зона с содержанием суммы ЭПГ более 1 г/т. Она подразделяется на верхнюю и нижнюю рудные залежи. Количество сульфидной вкрапленности увеличивается в нижних частях каждой из залежей.

Наиболее протяженная и мощная Верхняя рудная залежь протягивается на 3.5 км при мощности от 8.4 до 86.7 м. Тело залегаєт согласно с расслоенностью и разбито на три части тектоническими нарушениями северо-западного простирания. Рудная залежь прослежена до глубины 200 – 300 м. При бортовом содержании ЭПГ + Au = 1 г/т, средняя мощность Верхней рудной залежи составляет 35.9 м; среднее содержание ЭПГ + Au при этом равно 1.84 г/т, отношение Pd/Pt 4.33; Ni 0.08%, Cu 0.14%, Ni/Cu 0.57.

На рисунке 3 показан поперечный разрез через Верхнюю рудную залежь по скважине Р-106. Минерализация связана с зоной такситовых габброноритов. Рудное тело мощностью более 80 м погружается к юго-западу до глубины 100 – 150 м, а глубже, судя по другим разрезам, его залегание становится более пологим.

Рисунок 4 демонстрирует распределение полезных компонентов в вертикальном разрезе Верхней рудной залежи. Наивысшее содержание сульфидов и ЭПГ наблюдается в средней части разреза залежи, в лейкократовых габброидах.

Нижняя рудная залежь расположена в восточной части Федоровского блока. От Верхней залежи ее отделяет 10 – 20-метровый слой пород, не содержащих оруденения. В плане Нижняя рудная залежь имеет волнообразную форму. Тело погружается к югу под углом 20 – 25° в своей центральной части и более круто под углом 40 – 45° на флангах. Мощность залежи варьирует от 6 до 42 м. Объемное содержание сульфидов в породе в 1.5 – 2 раза выше, чем в Верхней залежи, встречаются небольшие линзы массивных сульфидных руд. При бортовом содержании ЭПГ + Au = 2

¹В данной статье используется кумулусная терминология. Минералы в кумулусной фазе обозначены буквами в порядке объемных их содержаний в породе до прописной буквы С [кумулат], после – минералы в интеркумулусной фазе: а – авгит, b – бронзит, о – оливин, р – плагиоклаз.

Разрез по скважине Р-106

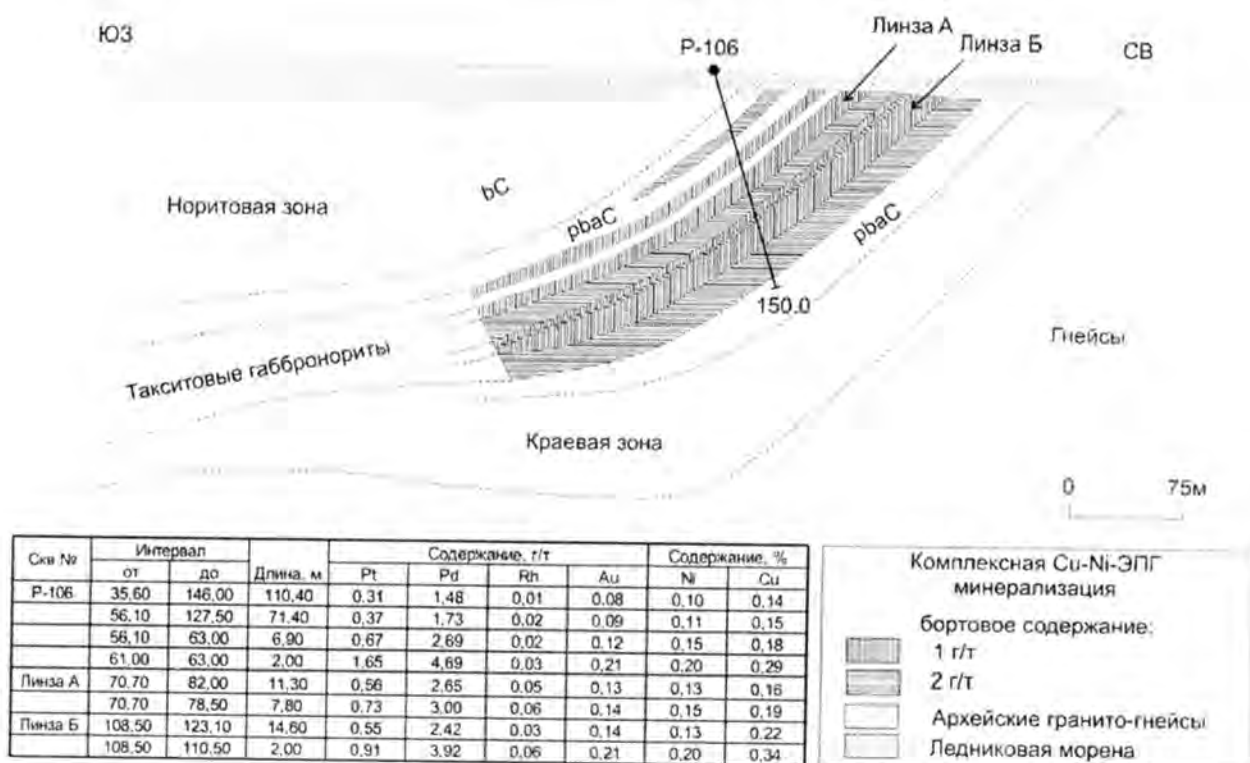


Рис. 3. Схематический геологический разрез верхней минерализованной зоны по скв. Р-106. Минерализованные интервалы и средние содержания Pt, Pd, Rh, Au, Cu, Ni показаны по 2-метровым интервалам опробования (по Schissel et al., 2002)

г/т Нижняя рудная залежь состоит из шести линз мощностью от 1,8 до 5,6 м; среднее содержание ЭПГ + Au = 3,28 г/т, отношение Pd/Pt 4,71; Ni 0,16%, Cu 0,23%, Ni/Cu 0,70 (Schissel et al., 2002).

В руде Федоровского блока обнаружено 42 МПМ и более 50 минеральных фаз. Среди них преобладают висмутотеллуриды Pd и Pt, такие как - меренскит, мончеит, котульскит, мишнерит, арсениды (сперрилит), сульфиды (брэггит) (Балабонин и др., 1998, 1998 а).

Западно-Панский блок

Западно-Панский блок - это наиболее мощная (почти 4 км) часть массива, протяженность которой составляет около 25 км. Это пластовое тело с выдержанным простираем отдельными слоев, падающих на ЮЗ под углом 30-35°. В Западно-Панском блоке представлена мощная габброноритовая (рвбС) зона, нориты (брС, бСр) слагают тонкий (50-100 м) пласт в придонной части тела. В целом, Западно-Панский блок на 70% сложен средне- мелкозернистыми мезократовыми габброноритами (рвбС, рвбС). В верхней части его разреза выделяется пласт оливиновых пород, где переслаиваются оливиновые габбронориты (рвбОС, рвбОСа), троктолиты (рСо) и анортозиты (рС, рСа).

Наиболее яркой отличительной чертой Западно-Панского блока является присутствие здесь двух расслоенных горизонтов - верхнего (ВРГ) и нижнего (НРГ). Горизонты образованы тонким чередованием различных по составу пород: габброноритов (рвбС, рСаб), норитов (брС), лейкократовых габбро (рСа), анортозитов (рС), плагиопироксенитов (бСр). Именно с расслоенными горизонтами связано малосульфидное ЭПГ-оруденение.

Петрология Западно-Панского блока изучалась Р.Латыповым и С.Чистяковой (Латыпов и Чистякова, 2000), которые показали, что он состоит из двух интрузивных фаз: первая охватывает

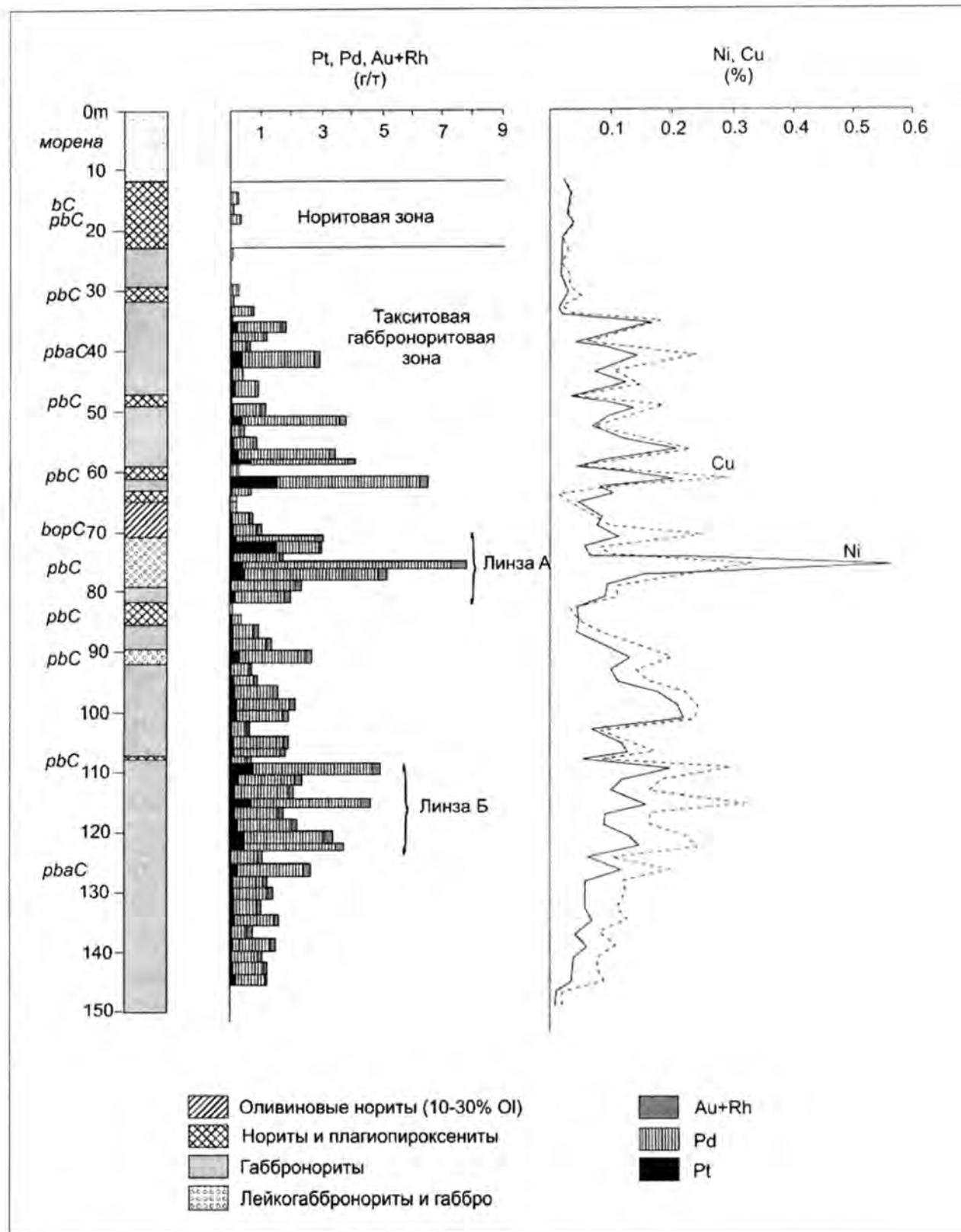


Рис. 4. Распределение содержания Pt, Pd, Rh, Au, Ni и Cu в верхней минерализованной зоне Федоровского блока, скв. П-106 (по Schissel, et al., 2002)

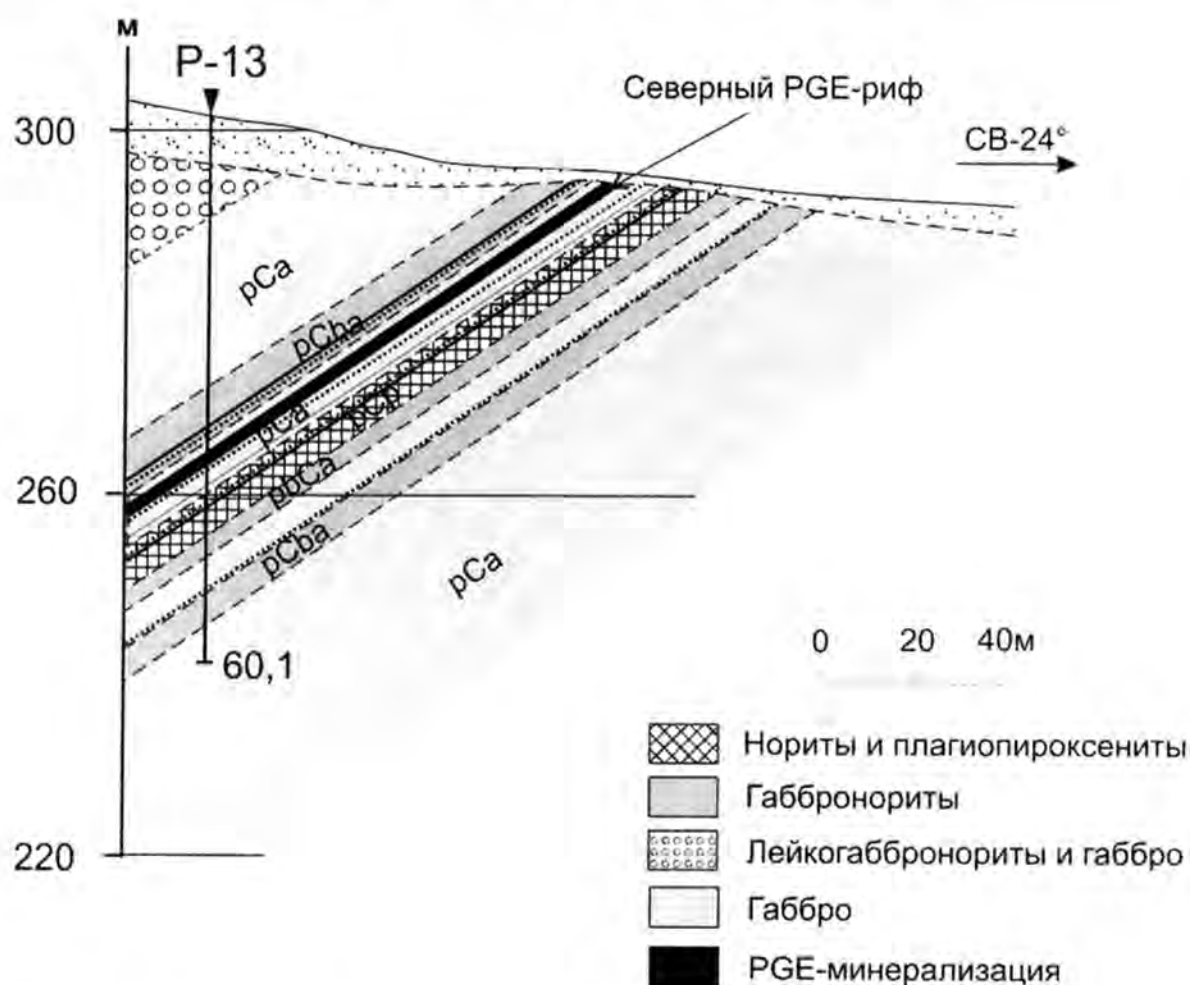


Рис. 5. Схематический геологический разрез Нижнего расслоенного горизонта в Западно-Панском Блоке, по скв. П-13

нижнюю часть массива от подошвы до ВРГ, вторая – ВРГ и перекрывающую его толщу пород. Среди габброноритов имеется два уровня, к которым приурочены маломощные линзы тонкозернистых магнетитовых габбро, которые генетически, вероятно, также связаны с магматическим источником Федорово-Панской интрузии.

Северный платиноносный риф

Северный платиноносный риф в НРГ представляет собой сульфидоносную зону, выдержанную по простиранию и падению и согласную с расслоенностью пород. Общая протяженность рифа – более 16 км. Рудные тела и линзы, как правило, концентрируются в средней части НРГ. В единичных случаях сульфидная платинометаллическая минерализация отмечается в пределах слоев монотонных лейкогаббро, обрамляющих зону тонкого чередования. Мощность рифа изменяется от 1 до 15 м.

Строение НРГ и положение в нем платиноносного рифа показано на рисунке 5. Рисунок 6 демонстрирует распределение внутри рудного тела ЭПГ, Au, Ni и Cu. Распределение полезных компонентов в пределах рифа неравномерное.

Северный платиноносный риф содержит Основное и Верхнее рудные тела и несколько рудных линз. Основное рудное тело, содержащее 80% подсчитанных запасов, на всем протяжении (9700 м по простиранию) обладает достаточно устойчивыми главными параметрами и прослежено 54 скважинами. При бортовом содержании ЭПГ+Au=1г/т средняя мощность Основного рудного тела

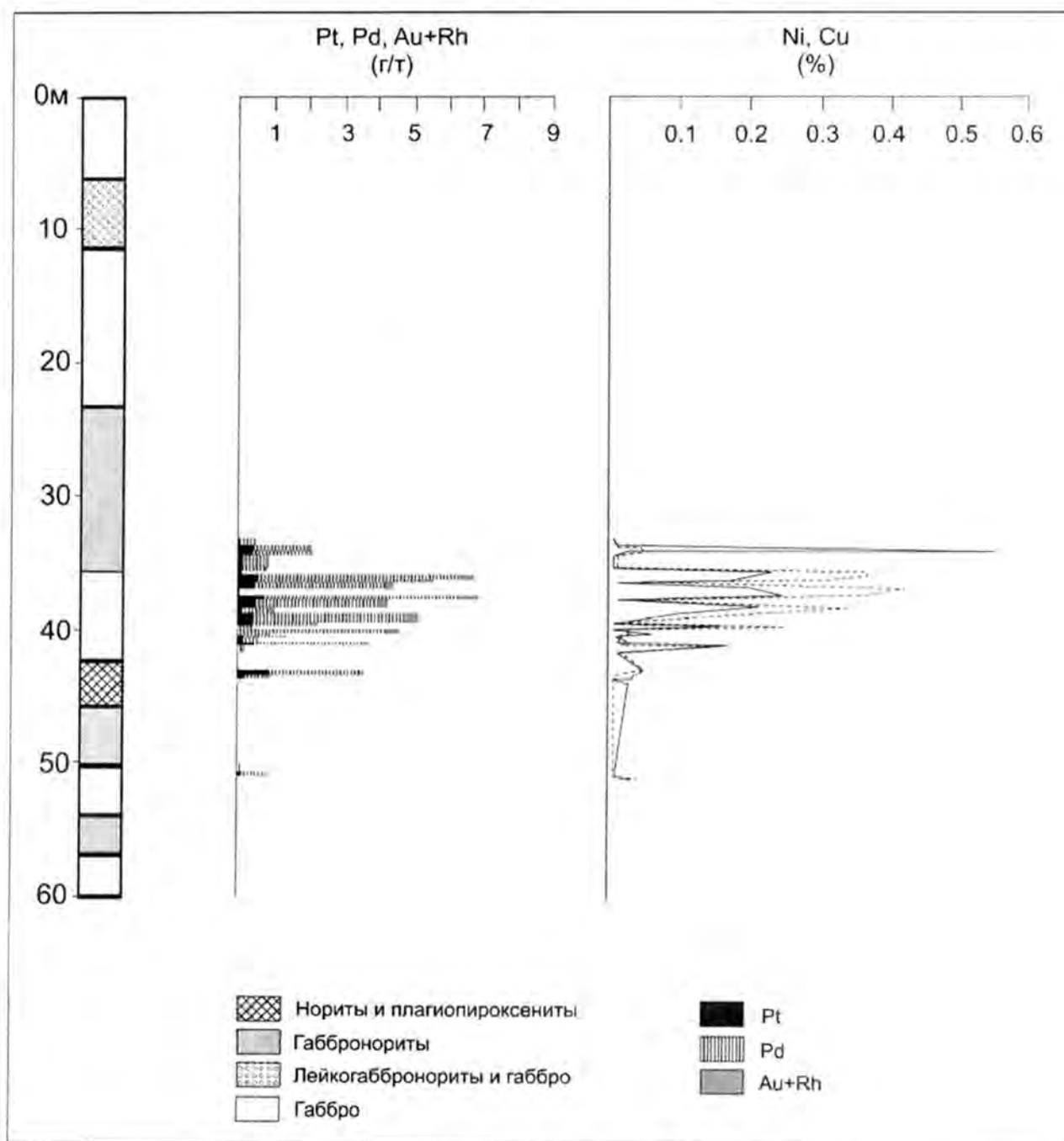


Рис. 6. Распределение содержания Pt, Pd, Au+Rh, Ni и Cu в нижнем расслоенном горизонте Западно-Панского блока, скв. П-13

изменяется в пределах 1.1 – 2.1 м, среднее содержание ЭПГ+Au – в пределах 3.09 – 4.23 г/т. При этом отмечается достаточно устойчивое среднее содержание цветных металлов: Ni – 0.12-0.16%, Cu – 0.16-0.19%. В отдельных пробах содержание ЭПГ+Au достигает 21 г/т. Отношение Pd/Pt в среднем составляет 8.28; среднее отношение Ni/Cu = 0.9.

Платинометалльное оруденение морфологически представлено бедным вкрапленным пентландит-халькопирит-пирротинным типом с содержанием сульфидов 0.5-2 об.%. Наиболее распространенными из минералов благородных металлов являются висмутотеллуриды и арсениды Pd

и Pt. Размер выделений МПМ - от долей до первых сотен микрометров (в среднем – 9 мкм). Преобладают котульскит, меренскиит, мончеит, брэггит.

В Северном рифе выше и ниже Основного рудного тела имеются и другие линзовидные тела различной мощности и протяженности с платинометалльным малосульфидным оруденением.

Южный платиноносный риф

Проявления сульфидного и платинометалльного оруденения в связи с верхним расслоенным горизонтом (ВРГ) объединены в Южный платиноносный риф.

Зона платинометалльного оруденения приурочена здесь к анортозитовым телам среди габброноритов и прослежена по простирацию в коренных обнажениях и скважинами, а также по развалам сульфидоносных глыб. Падение зоны – южное, под углом 30° . Истинная мощность оруденелых пород изменяется от 0.6 до 3.3 м. Содержание ЭПГ+Au колеблется от 1.3 до 41.5 г/т. Среднее содержание Ni – 0.11%, Cu – 0.20%. Среднее отношение $Pd/Pt = 10.15$; $Ni/Cu = 0.7$. В оливиальных глыбах, трассирующих рудоносную зону, содержание ЭПГ+Au колеблется в пределах 24-26 г/т. Рудоносная зона подтверждена несколькими скважинами. По падению она прослежена отдельными скважинами на глубину 60-100 м. В настоящее время на территории Южного рифа проводятся поисковые работы.

Сульфидное ЭПГ-оруденение встречается также среди оливинсодержащих пород выше ВРГ по разрезу. Этот тип оруденения изучен слабо.

Восточно-Панский блок

Блок имеет протяженность более 40 км. Пласты пород имеют юго-западное падение под углом $50-75^{\circ}$. Мощность Восточно-Панского блока достигает 3.5 км.

Отличительной чертой геологического строения Восточно-Панского блока является присутствие габброноритов в нижней части разреза и преобладающее распространение габбро в средней и верхней частях разреза.

В основании габброноритовой зоны залегает горизонт разнотекстурных габброноритов (рабС), среди которых встречаются линзовидные тела габбро-пегматонитов протяженностью от десятков сантиметров до нескольких метров. Среди габброноритов нижней части разреза выделяются пласты оливиновых разновидностей (рабОС, рбоСа). Важнейшим фактом является присутствие в нижней части разреза блока расслоенного горизонта (РГ), который представлен в нижней части лейкократовыми и мезократовыми габбро (рСа), а в верхней части – пачкой тонкого переслаивания габброноритов (рабС, рСаb, раСb), габбро (раС), норитов (brС), лейкогаббро (рСа) и анортозитов (рС). В средней части разреза встречаются линзы габброноритов с инвертированным пижонитом.

Габбро (рСа, раС) составляет наибольшую часть разреза блока (до 2400 м). Порода представлена главным образом лейко- и мезократовым крупно- и среднетекстурным амфиболитизированным габбро, на части территории – энстатитсодержащим габбро. Встречаются многочисленные прослои оливинового габбро (раОС), габброноритов (рабС) и пижонитовых габброноритов.

ЭПГ-оруденение Восточной Паны

Поисковые работы показали, что ЭПГ-минерализация встречается на нескольких стратиграфических уровнях в нижней габброноритовой части разреза Восточно-Панского блока на всем его протяжении. ЭПГ-оруденение связано с горизонтами переслаивания различных по составу пластов. Кроме того, ЭПГ-минерализация была обнаружена вблизи границ пластов оливиновых габброноритов, а также внутри пачек переслаивания габбро и габброноритов. Мощность ЭПГ-содержащих слоев составляет 1-3 м, они прослежены в глыбах и скважинами на расстояние от 100 до 1000 м.

На рисунке 7 показан схематический геологический разрез нижней части Восточно-Панского блока. ЭПГ-минерализация здесь связана с анортозитами и лейкократовыми габброидами, имеет линзовидный характер. Содержание ЭПГ достигает высоких значений (рис. 8).

ЭПГ-оруденение представлено бедным вкрапленным типом пентландит-халькопирит-пирротинного состава с общим содержанием сульфидов 1-2%. В редких случаях количество сульфидов увеличивается до 5-10%, а размер вкрапленников – до 5 мм. Гнездово-вкрапленный и прожилково-вкрапленный типы оруденения распространены лишь локально. Густо-вкрапленные и сплошные руды отсутствуют.

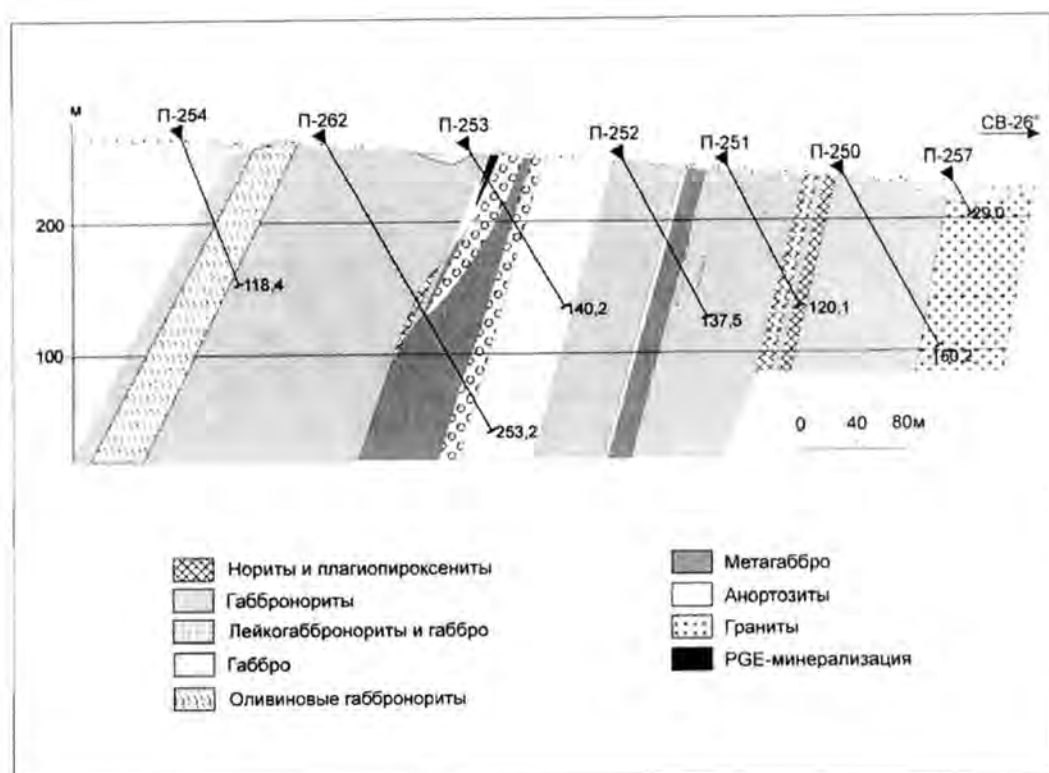


Рис. 7. Схематический геологический разрез Северной части Восточно-Панского блока по скв. П-254, П-262, П-253, П-252, П-250, П-257

Содержание ЭПГ+Au в Восточно-Панском блоке колеблется от 2,03 до 10,7 г/т. Среднее содержание цветных металлов: Ni – 0,08-0,25%, Cu – 0,08-0,39%. Отношение Pd/Pt варьирует от 1,2 до 8,2; отношение Ni/Cu от 0,23 до 1,4.

В составе руд восточной части Панского массива в настоящее время надежно установлены 16 МПМ. Наиболее распространенными являются висмутотеллуриды и арсениды Pd и Pt. С учетом частоты встречаемости и размеров выделений преобладают котульскит, меренскиит, мончеит, сперилит (Субботин и др., 2000).

Заключение

В настоящее время Федорово-Панская интрузия – важнейший объект Кольской платинометалльной провинции, где активно проводятся поисково-разведочные работы.

В практике поисковых работ кольскими геологами активно используются данные по определению возраста магматических тел, изотопно-геохимические характеристики пород. Для интрузий, формировавшихся в интервале 2500 – 2400 млн. лет, имеются данные, характеризующие источник магм и указывающие на недеплетированность протолита: отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T) = -1-3$ и низкие первичные отношения стронция $I_{Sr} = 0.702 - 0.703$.

Учитывая насыщенность территории Балтийского щита мафитовыми и ультрамафит-мафитовыми интрузиями, многие из которых слабо изучены, сужение числа первоочередных перспективных объектов имеет практическое значение. Опыт последних лет показал, что если даже по петрографическому составу пород некоторые массивы на Кольском полуострове близки к группе расслоенных раннепротерозойских интрузий (Имандровский лополит, Ондомозерский массив), но значения $\epsilon_{Nd}(T)$ – положительные (т. е. деплетированный протолит), то и повышенных содержаний в них платиновых металлов обнаружить не удастся. В породах более молодых мафитовых интрузий с

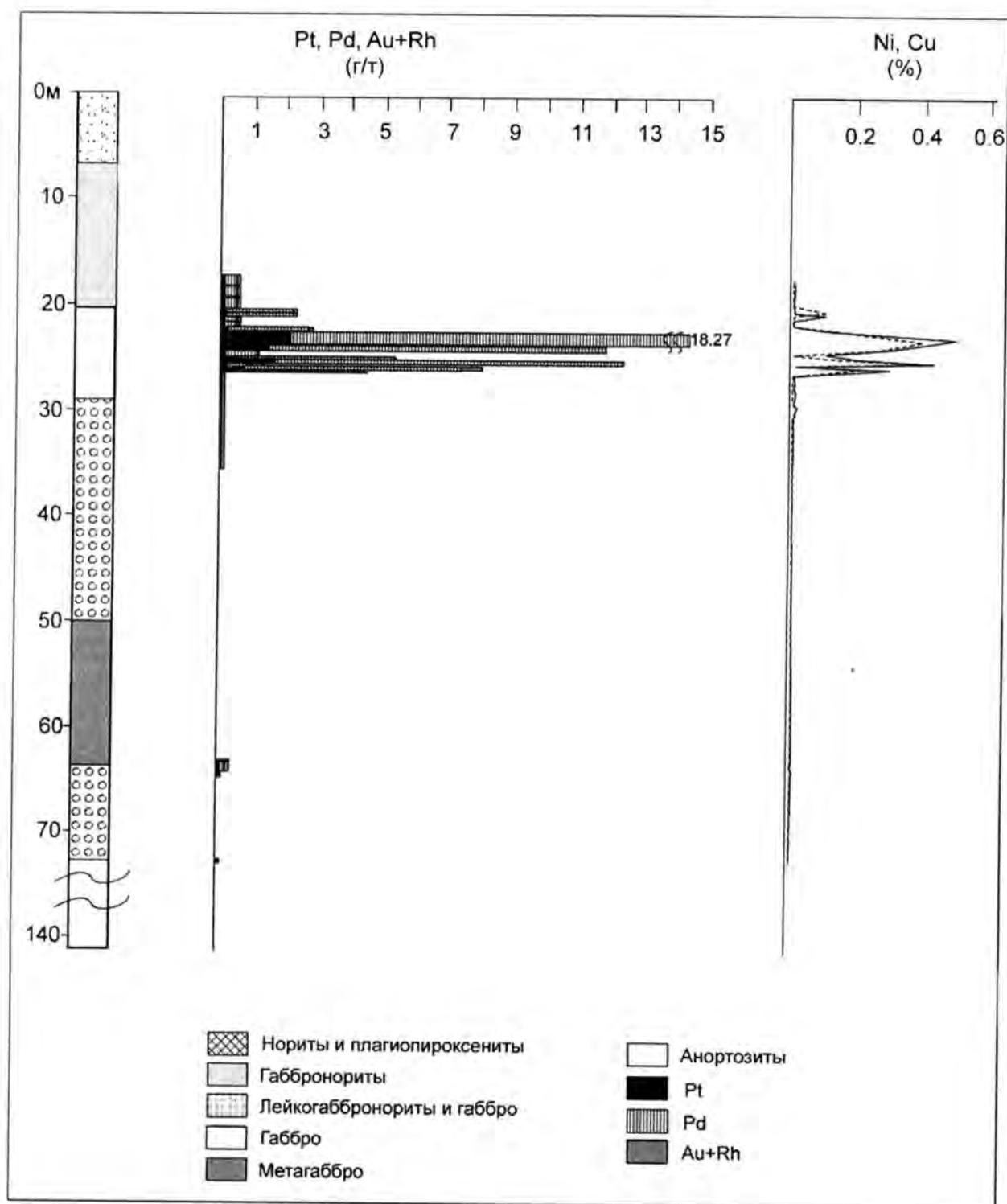


Рис. 8. Распределение содержания Pt, Pd, Au+Rh, Ni и Cu в скв. П-253, Восточно-Панский блок

возрастом ~ 2000 млн. лет также не отмечаются ни повышенные фоновые, ни отдельные высокие содержания ЭПГ. Таким образом, в настоящее время, при поисках платинометаллических руд, основное внимание научных и производственных геологических организаций, работающих в тесном контакте друг с другом, сосредоточено на крупных расслоенных раннепротерозойских интрузиях. Самым значительным из этих объектов является Федорово-Панский массив.

В этой статье приведены только геологические, минералогические и количественные элементные данные по платинометалльному оруденению Федорово-Панского массива. Аспекты генезиса минерализации в этом геологическом теле сейчас еще очень неясны и требуют специальных исследований. Некоторые генетические выводы, в основном по придонной рудной залежи массива, изложены в статье Д.Шиссела и др. (Schissel et al., 2002). Там же отмечается, что подобные залежи контактового типа ЭПГ-минерализации известны в интрузии Портимо в Финляндии и в интрузиях Лак-дез-Иль и Ист Булл Лейк в Онтарио (Канада).

Благодарности

Авторы благодарят Л.С.Костенко и А.А.Тележкина за компьютерную обработку рисунков. Мы искренне благодарны также рецензентам и редакторам настоящего издания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Отделения наук о Земле РАН по программе фундаментальных исследований «Крупные и суперкрупные месторождения стратегических видов минерального сырья: геологические особенности, условия формирования, фундаментальные проблемы комплексного освоения и глубокой переработки».

Литература

1. Балабонин Н.Л., Митрофанов Ф.П., Субботин В.В., Корчагин А.У., Войтеховский Ю.Л., Волошина З.М., Пахомовский Я.А., Петров В.П. Минералы платиновых металлов – индикаторы эволюции рудоконцентрирующих процессов // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб, 1998. С. 271-281.
2. Балабонин Н.Л., Субботин В.В., Скиба В.И., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А. Формы нахождения и баланс благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии // Обогащение руд. 1998, № 6. С. 24-30.
3. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.
4. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: изд.-во КНЦ РАН, 2000. 315 с.
5. Магматические формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. / Батиева И.Д., Бельков И.В., Ветрин В.Р. и др. Л.: Наука, 1985. 176 с.
6. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л., Гончаров Ю.В., Карпов С.М., Субботин В.В., Припачкин П.В. Основные результаты исследований платинометалльной рудоносности расслоенного ультрамафит-мафитового интрузива Федорово-Панских тундр // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб, 2002. С. 572-579.
7. Субботин В.В., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л., Савченко Е.Э., Карпов С.М., Кулаков А.Н. Минеральный состав новых проявлений платинометаллического оруденения в восточной части массива Панских тундр // Вестник МГТУ, 2000. В. 3. № 2. С. 225-234.
8. Alapieti, T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., et al. 1990. Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Mineral. Petrol. 1990. N 42. Pp. 1-22.
9. Mitrofanov F.P., Bayanova T.B. Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province // Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al. (eds.). Balkema, Rotterdam, 1999. Pp. 1275-1278.
10. Schissel D., Tsvetkov A.A., Mitrofanov F.P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Federov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic Geology. 2002. Vol. 97. Pp. 1657-1677.

СТРУКТУРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ УНИКАЛЬНОГО ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

В.И.Казанский, К.В.Лобанов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

Сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля являются вторым после Норильского района источником никеля в нашей стране и основой самого крупного из ныне действующих горнодобывающих предприятий Европы. Они входят в первую пятерку сульфидных медно-никелевых месторождений мира и являются объектом все расширяющихся геолого-разведочных и научно-исследовательских работ. Литература о геологии и рудных месторождениях Печенги исчисляется десятками монографий и тематических сборников, сотнями журнальных статей. Отметим четыре сводные работы опубликованные за последние 10 лет.

Это капитальная работа Г.И.Горбунова с соавторами (1999) «Медно-никелевые месторождения Печенги», сборники и монографии «Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры (1995), «Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований» (1998) и «Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы, Лапландско-Печенгский район» (1997).

Все исследователи признают, что сульфидные медно-никелевые месторождения Печенги связаны с мантийным источником и процессами, пространственно и генетически ассоциируются с основными-ультраосновными интрузиями, внедрившимися на заключительном этапе формирования многокилометрового раннепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса, имеют первично магматическое происхождение и испытали воздействие метаморфических и гидротермальных процессов. В целом эта последовательность событий согласуется с представлениями Г.И.Горбунова (1968), изложенными в его известной монографии.

Но в деталях картина сейчас выглядит гораздо сложнее. Это касается как геотектонической и металлогенической интерпретации Печенга-Имандра-Варзугской зоны, стратиграфии, возраста, тектоники и глубинного строения Печенгской структуры, магматических и метаморфических процессов в ее пределах и в обрамлении, минеральных ассоциаций, генезиса руд, так и закономерностей распределения последних.

Тематическая группа ИГЕМ РАН, в которую входят авторы настоящей статьи, в своих исследованиях шла от изучения разреза Кольской сверхглубокой скважины (Казанский и др., 1985) к сбору адекватных данных по поверхности и медно-никелевым месторождениям Печенгского рудного района до глубины 15 км (Казанский и др., 1994) и наконец - к анализу геологической позиции этого района в переходной зоне Балтийский щит – шельфовая плита Баренцева моря (Казанский и др., 2002). Эти исследования проводились в тесной кооперации с другими организациями, прежде всего с Научным центром «Кольская сверхглубокая», Геологическим институтом КНЦ РАН, ВНИИГеоинформсистем и ГГП «Невскгеология».

Принципиальные отличия разработанной таким образом интегральной геодинамической модели Печенгского рудного района заключаются в следующем:

1. признание не только продольной, но также поперечной тектонической и металлогенической зональности Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид;
2. вывод о том, что Печенгский рудный район приурочен к изолированному сегменту Печенга-Имандра-Варзугской зоны, который ограничен разломами северо-западного и северо-восточного простирания и характеризуется особым сочетанием геологических формаций, тектонических структур и рудных месторождений;
3. идея о том, что металлогеническая эволюция Печенгского рудного района в карельском цикле не ограничивается формированием платинометального и медно-никелевого оруденения в ассоциации с базитами-гипербазитами, но включает также урановое гидротермально-метасоматические рудообразование;

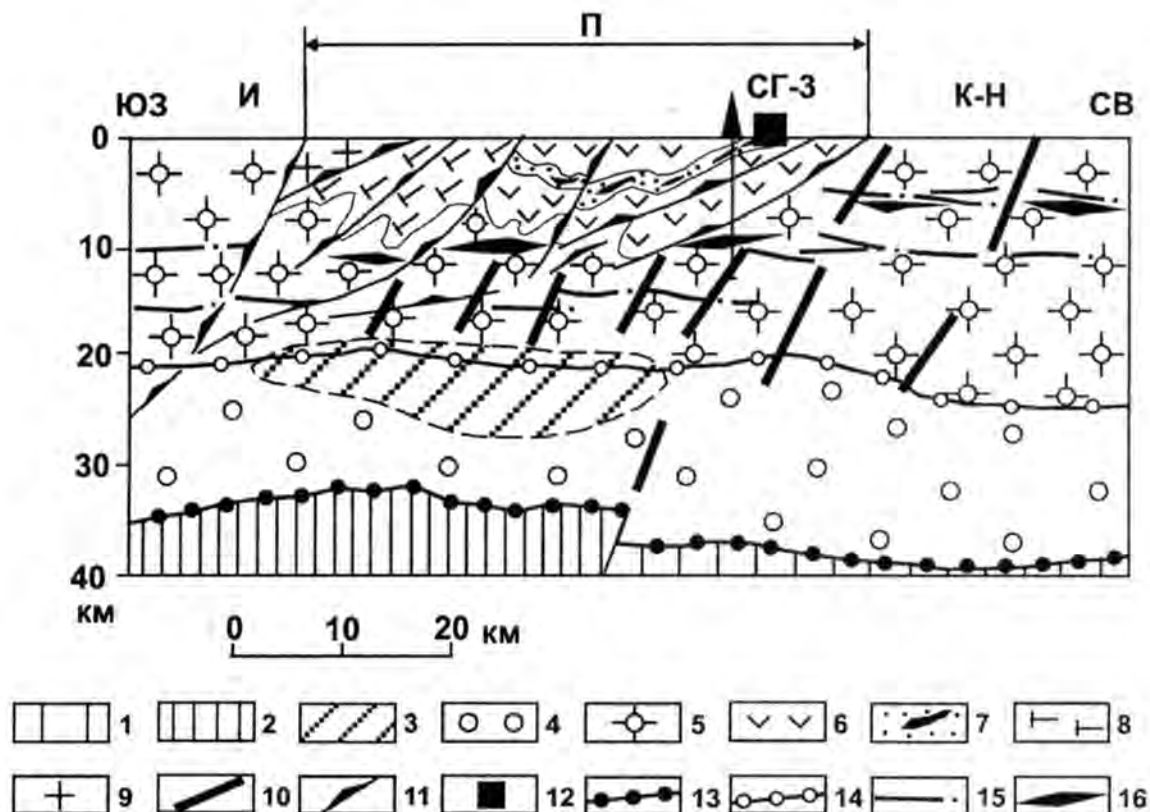


Рис. 1. Глубинный геолого-геофизический разрез через Печенгскую структуру. Составлен с использованием данных Э.В.Исаниной, Н.В.Шарова и др.:

1 - верхняя мантия; 2 - мантийный плюм; 3 - предполагаемая промежуточная камера мантийных расплавов; 4 - нижняя "гомогенная" кора; 5 - верхняя «гетерогенная» кора; 6 - нижние и средние члены северопеченгской серии; 7 - продуктивная толща с никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями (черное); 8 - южнопеченгская серия; 9 - реоморфические гранитоиды; 10 - дайки основных-ультраосновных пород; 11 - разломы (Пр - Порьиташский); 12 - сульфидные медно-никелевые месторождения; 13 - поверхность раздела кора-мантия; 14 - поверхность раздела нижняя-верхняя кора; 15 - горизонтальные сейсмические границы; 16 - предполагаемый волновод; К-Н - Кольско-Норвежский блок; И - блок Инари; П - Печенгская структура; СГ-3 - Кольская сверхглубокая скважина

4. предположение о том, что направленная смена перечисленных типов оруденения обусловлена длительным мантийно-коровым взаимодействием, в ходе которого роль мантийных источников уменьшалась, а внутрикоровых увеличивалась;

5. вывод о сравнительно неглубоком (до 10-12 км) залегании раннепротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса в Печенгской структуре и об отсутствии под ней подводящих каналов основных-ультраосновных пород сколько-нибудь значительной мощности;

6. интерпретация Северного крыла Печенгской структуры как вулcano-тектонической депрессии, осложненной согласными зонами расщепления, а ее Южного крыла как чешуйчатой моноклинали с надвинутыми на нее реоморфическими гранитными куполами;

7. обнаружение под Печенгским рудным районом подъема поверхности раздела кора-мантия или реликтового мантийного плюма.

Последний пункт объединяет все перечисленные ранее выводы и предположения. Схематический разрез разработанной таким образом глубинной модели в пересечении через Печенгскую структуру и Кольскую сверхглубокую скважину изображен на рисунке 1. Ниже изложены те следствия из модели, которые имеют прямое отношение к теме настоящей работы.

Тектоническая и металлогеническая зональность

Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид

Среди многочисленных интерпретаций тектоники и металлогении Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид сейчас наиболее активно развивается идея В.Г.Загородного, А.Т.Радченко (1983) о том, что она представляет собой раннепротерозойский рифтогенный пояс, возникший на консолидированном основании. Существуют, однако, разногласия в том, была ли эта зона внутриконтинентальным рифтом на всем протяжении своего развития (2,5-1,6 млрд. лет) или на одном из заключительных этапов она превратилась в межконтинентальный океанический рифт. Особенно активно этот вопрос дебатруется на примере Печенгской структуры и ее обрамления.

В раннепротерозойском поясе карелид наблюдается многократная циклическая схема относительно маломощных, преимущественно мелководных терригенных или, точнее говоря, осадочно-вулканогенных формаций с более мощными базальтоидными вулканогенными формациями. В.А.Мележик и Б.Стерт (Melezhik, Sturt, 1994) подчеркивают наличие многочисленных перерывов в отложении осадочных и вулканогенных формаций, которые фиксируются литологическими методами вследствие присутствия на разных стратиграфических уровнях древних кор выветривания. По мнению П.К.Скуфына (2002), тектоно-магматические события карельского мегацикла общей продолжительностью около 900 млн. лет развивались в четыре цикла: сумийский (2550-2400 млн. лет), сариолийско-ятулийский (2400-2100 млн. лет), людовико-калевийский (2100-1900 млн. лет) и свековепский (1900-1650 млн. лет). Первый, третий и четвертый циклы начинались с толентовых или подщелоченных базальтов, возникших в обстановке растяжения. Уменьшающаяся проницаемость коры приводила к развитию дифференцированного магматизма – от мантийного к корово-мантийному и коровому, к появлению бонинитовых и известково-щелочных формаций и рудоносных вулканоплутонических ассоциаций.

Печенга-Имандра-Варзугская зона карелид в настоящее время подразделяется на две самостоятельные зоны: Печенга-Пасвик-Полмаксую и Имандра-Варзуга-Усть-Понойскую (рис. 2).

Последние две зоны отличаются по тектоническому строению и разрезам раннепротерозойского комплекса. Первая из этих зон представляет собой комбинацию почти изометричной Печенгской структуры около 70 км в поперечнике и отходящего от нее в северо-западном направлении узкого пояса Пасвик-Полмас. Имандра-Варзугская зона является крупной асимметричной грабен-синклиналью длиной 300 км и шириной 50 км, ограниченной на юго-западе мощным глубинным разломом. На крайнем востоке ее продолжением считаются небольшие по площади выходы раннепротерозойских осадочно-вулканогенных отложений Усть-Поноя.

Корреляция обширных стратиграфических, литологических и геохронологических данных показывает, что Имандра-Варзугская структура отличается от Печенга-Пасвик-Полмаксской зоны присутствием в раннепротерозойском осадочно-вулканогенном комплексе самой нижней стрельнинской свиты (Магматизм, седиментогенез..., 1995). Последняя сложена толентовыми метабазами и метаандезито-базальтами, переслаивающимися с метаграувакками и кварцитами, и располагается на архейском фундаменте, в то время как в Печенгском районе сходное стратиграфическое положение занимает северопеченгская серия, которую сопоставляют с варзугской, ланской и томингской сериями. Южнопеченгская серия занимает еще более высокое стратиграфическое положение. Другими словами, Печенгская структура находится в более молодой части карелид по сравнению с Имандра-Варзугской структурой.

На Кольском полуострове широким распространением пользуются раннепротерозойские расслоенные основные-ультраосновные интрузии, содержащие сульфидную медно-никелевую, хромитовую и платинометальную минерализацию. Они сконцентрированы главным образом в южном (Мончегорский плутон, Имандровский лополит) и северном (Федорово-Панский массив) обрамлении Имандра-Варзугской зоны, но встречаются также в Кандалакшско-Колвицком и Лапландском гранулитовых поясах и в обрамлении Печенгской структуры (небольшой массив Гора Генеральская) (рис. 2). Главную роль в их локализации играют продольные разломы архейского основания, имеющие северо-западное простирание, а также северо-восточные и субмеридиональные разломы (Чашин, 1999). Возрастной диапазон расслоенных интрузий определен в 2,5-2,4 млрд. лет. U-Pb

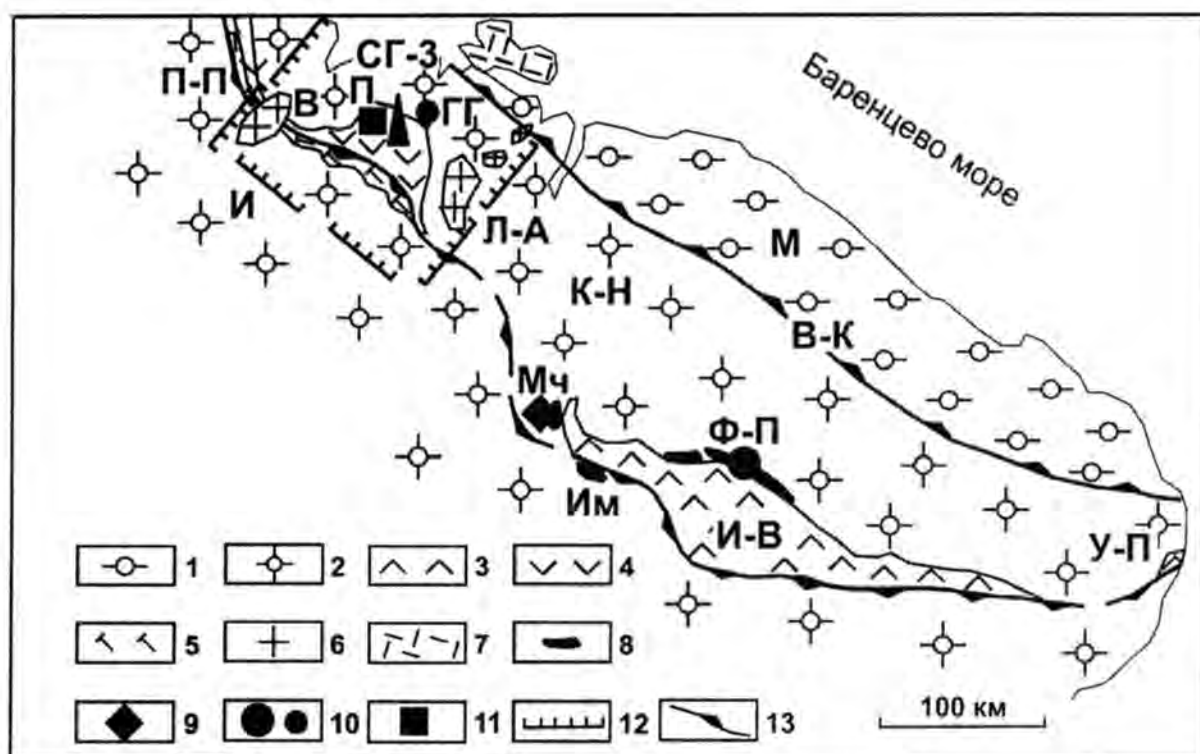


Рис. 2. Схема геологического строения и рудоносности карелид северо-восточной части Балтийского щита:

1-2 – архейское основание Балтийского щита: 1 – гранитоиды, эндербиты, мигматиты, гнейсы; 2 – гнейсы, мигматиты, амфиболиты, кристаллические сланцы; 3 – стрельнинская, варзугская, ланская и томинская серии; 4 – северопеченгская серия; 5 – южнопеченгская серия; 6 – Лицко-Арагубский комплекс гранитоидов; 7 – рифейские терригенные отложения; 8-10 – раннепротерозойские расслоенные основные-ультраосновные массивы и ассоциированное с ними оруденение: 8 – массивы, 9 – медно-никелевые месторождения, 10 – платинометалльные месторождения и рудопроявления; 11 – медно-никелевые месторождения в ассоциации с габбро-верлитовыми интрузиями; 12 – границы Печенгского рудного района; 13 – разломы. Блоки фундамента: М – Мурманский, К-Н – Кольско-Норвежский, И – Инари. Печенга-Имандра-Варзугская зона карелид: П-П- пояс Пасвик-Полмас, П – Печенгская структура, И-В – Имандра-Варзугская структура, У-П – Усть-Понойская структура. Расслоенные основные-ультраосновные массивы: ГГ – Гора Генеральская, Им – Имандровский, Мч – Мончегорский, Ф-П – Федорово-Панский. Воронья-Колмозерская система разломов. Л-А – Лицко-Апагубская цепь гранитоидных массивов

возраст баддалита и цирконов габброноритов Мончегорского плутона равен 2500 ± 5 млн. лет, такой же возраст имеют габбронориты Федорово-Панского массива и Горы Генеральской. Анортозиты в этих интрузивных массивах образовались 2447 ± 12 млн. лет назад, основные пегматиты и дайки в Имандровском массиве 2395 ± 5 млн. лет назад (Баянова, Митрофанов, 2002). Наиболее обширный перечень типов эндогенного оруденения установлен в Мончегорском плутоне. Это сингенетические вкрапленные и эпигенетические жильные медно-никелевые месторождения, сингенетическая хромитовая и титановая рудная минерализация, а также разнообразные проявления платинометалльной минерализации. Платиноиды присутствуют в сульфидных медно-никелевых и хромитовых рудах и кроме того в виде малосульфидного платино-палладиевого оруденения. Ранее полученные и новые данные указывают, что Мончегорский плутон формировался в результате внедрения и кристаллизации самостоятельных ультраосновных и основных расплавов мантийного происхождения. Его соотношения с карельским осадочно-вулканогенным комплексом не определены. В то же время

Имандровский лополит прорывает как архейское основание, так и карельский комплекс (Расслоенные интрузии..., 2004).

Промышленное платинометальное оруденение установлено в Федорово-Панском основном-ультраосновном массиве, который отнесен к наиболее перспективным объектам России на руды типа рифа Меренского и Стиллуотера (Митрофанов и др., 2002). Длина массива составляет около 80 км, ширина от 0.5 до 7 км, общая площадь примерно 250 км². Разрез массива начинается краевой зоной (сланцы по базитам) и продолжается зонами такситовых габброноритов, ультраосновных пород, норитов, габброноритов и завершается зоной габбро. В массиве Федоровой тундры сульфидная минерализация и платинометальное оруденение, тесно ассоциирующиеся друг с другом, сконцентрированы в зоне такситовых габброноритов, которые относятся к поздней интрузивной фазе. В меньшей степени платинометальное оруденение присутствует в краевой, норитовой и габброноритовой зонах. В массиве Панских тундр платинометальная минерализация сосредоточена в зоне габброноритов на трех уровнях, из которых лучше изучен нижний уровень. Он сложен чередующимися между собой анортозитами, лейкократовыми пятнистыми габбро, норитами и клинопироксенитами. Основная рудоносная зона имеет мощность от 2 до 10 м, в раздувах до 50 м, при обычных содержаниях ЭПГ и Au 5-6 г/т. Главными сульфидными рудными минералами являются пирротин, халькопирит и пентландит. Среди минералов ЭПГ резко преобладают висмута-теллуриды, что свойственно и другим платиноносным интрузиям Кольского полуострова. Предполагается, что малосульфидное платинометальное оруденение образовано из окисносульфидной жидкости, отделившегося от интеркумусолоидного расплава на постмагматической стадии. Подробнее об этом можно узнать из статьи Ф.П.Митрофанова и др. в настоящем сборнике.

Помимо более молодого возраста Печенга-Пасвик-Полмакской зоны относительно Имандра-Варзугской зоны и пространственной связи с последней крупных рудоносных плутонов с возрастом 2,5-2,4 млрд. лет. принципиальное отличие Печенгской структуры и ее северо-западного продолжения состоит в том, что здесь сульфидное медно-никелевое оруденение образовалось на одном из завершающих этапов формирования карельского вулканоплутонического комплекса, связано с габбро-верлитовыми интрузиями и принадлежит к иному генетическому классу, нежели сульфидная медно-никелевая минерализация в расслоенных основных-ультраосновных интрузиях.

Границы и металлогеническая эволюция Печенгского рудного района

На всех геологических картах и схемах северо-восточной части Балтийского щита изображена цепочка гранитоидов лицко-арагубского комплекса, протягивающаяся в северо-восточном направлении вкост общего северозападного простирания Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид. Однако эта цепочка рассматривается независимо от тектонической и металлогенической эволюции Печенгского рудного района, металлогенический потенциал которого связывается с мантийными основными-ультраосновными интрузиями с возрастом около 2 млрд. лет, которые сопровождаются мощным сульфидным медно-никелевым рудообразованием (Горбунов и др., 1985; Gaal, 1980; Магматизм и металлогения..., 1993).

Однако по петрологическим данным, гранитоиды лицко-арагубского комплекса образовались в результате анатектического плавления континентальной земной коры под влиянием мантийных расплавов и флюидов (Ветрин и др., 1975). Этот вывод подтверждают результаты изотопно-геохимических исследований, в том числе соотношений ⁴He/³He в гранитоидах и породообразующих амфиболах. Время внедрения порфировидных гранитоидов главной фазы определено в 1770-1765 млн. лет, мелкозернистых гранитов в 1765±2 млн. лет. Доля мантийного компонента во флюидах оценивается в 13-22% (Ветрин и др., 2003).

В тектоническом плане цепочка лицко-арагубских гранитоидов контролируется системой крупных глубинных разломов, которые в свою очередь наследуют положение поперечных складок в архейском фундаменте Кольско-Норвежского блока. Именно эта система разломов и гранитоидных массивов по мнению В.И.Казанского и К.В.Лобанова (1996) служит юго-восточной границей Печенгского рудного района. Его северо-западную границу маркирует гранитоидный массив Вайноспаа, который также вытянут в северо-восточном направлении, пересекает пояс Полмак-Пасвик и по возрасту и составу близок к гранитоидам лицко-арагубского комплекса (Naarala et al., 1987), а также Инари-Киркенесская зона разломов того же направления. Северо-восточной границей

Печенгского рудного района является Воронье-Колмозерская система разломов, возникшая в позднем архее и неоднократно омоложенная в протерозое, юго-западной границей – серия еще слабо изученных разломов на сочленении Печенгской структуры и блока Инари.

Анализ полученных в последние годы данных позволяет объяснить наблюдаемую в Печенгском рудном районе металлогеническую зональность закономерной сменой геотектонических режимов и последовательным переходом от мантийных к корово-мантийным источникам и процессам (Казанский, 1997). Важно подчеркнуть, что на протяжении карельского цикла в Печенгском районе развивались две серии магматических пород: базальтоидная и гранитоидная. Первая проявлялась в вулканической и интрузивной форме, вторая – в виде интрузий. Специфику карельского цикла также обусловили интенсивное сжатие и зональный метаморфизм раннепротерозойских пород, которые предшествовали внедрению самых поздних гранитоидных интрузий. Соответственно, история геологического и металлогенического развития Печенгского района в течение карельского цикла может быть подразделена на четыре этапа: предрифтогенный, рифтогенный, коллизионный и постколлизионный (рис. 3).

К предрифтогенному этапу с известной долей условности отнесено внедрение платиноносных расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий. В отличие от массивов в обрамлении Имандра-Варзугской зоны, никеленосный и платиноносный массив горы Генеральской вытянут в северо-восточном направлении и сложен габбро-норитами при резко подчиненной роли оливин-плагиоклазовых кумулятов и в составе его платиноидной малосульфидной минерализации широко развиты сульфоарсениды (Гроховская и др., 1996). Весьма совершенное фракционирование платиновых металлов и обогащение руд тяжелыми и редкими ЭПГ указывают на существование спредингового центра, располагавшегося, вероятно, над горячей точкой или мантийным плюмом. Возраст массива по данным Sm/Nd метода равен 2453 ± 42 млн. лет (Balashov et al., 1993). Очень близкие возрастные датировки в 2483 ± 28 млн. лет получены для гранитоидного массива Найден (Levchenkov et al., 1995), который расположен вблизи северо-западной границы Печенгского рудного района.

Начало рифтогенного этапа в Печенгском районе фиксируется по реголиту, конгломератам и вулканогенным песчаникам, которые располагаются в основании печенгской серии. Конгломераты содержат обломки пород не только кольской серии, но также габбро-норитов Горы Генеральской (Бакушкин, Ахмедов, 1975). Они прослежены в ненарушенном залегании вдоль северной и восточной границы Печенгской структуры и пояса Пасвик-Полмак, что доказывает отсутствие сколько-нибудь значительных перемещений по контакту между кольской и северопеченгской сериями (Melezhik, Sturt, 1994). Вверх по разрезу печенгской серии состав вулканитов изменяется от андезито-базальтов и трахиандезитов до базальтов и ферропикритов. По данным Rb/Sr изохронного и U/Rb по цирконам методов вулканиты свиты ахмалахти имеют возраст 2338 ± 30 млн. лет, свит куэтсарви 2280 ± 80 , коласйоки – 2130 ± 52 и пильгуйarvi – 1980 ± 32 млн. лет (Скуфьин, 1993). С ферропикритами свиты пильгуйarvi во времени и генетически связаны никеленосные габбро-верлитовые интрузии, имеющие возраст около 1990 млн. лет (Смолякин, 1992; Hanski, 1992). Судя по соотношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ базальты свиты пильгуйarvi обнаруживают признаки контаминации мантийных расплавов сиалическим материалом, в то время как ферропикриты и габбро-верлитовые интрузии ассоциируются с глубинными мантийными источниками. Преемственность между рудоносным массивом Горы Генеральской и никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями доказывается не только петрологическими и изотопно-геохимическими данными, но также присутствием в медно-никелевых рудах Печенги небольших концентраций платиновых металлов в виде сульфоарсенидов (Дистлер и др., 1989).

Возрастные датировки габбро-верлитовых интрузий почти идентичны таковым для реоморфических гранитоидных куполов в юго-западном обрамлении Печенгской структуры. Возраст гранитоидов Каскельярвского купола с помощью Pb/Pb метода по цирконам определен в 1940 ± 40 млн. лет.

Купола имеют почти изометричную форму, окружены ореолами мигматитов, и слагающие их породы варьируют по составу от диоритов до плагиогранитов. Гранитоидные купола надвинуты с юго-запада на рассланцованные метаосадочные и метавулканогенные породы южнопеченгской серии. Геотектоническая природа этой серии остается предметом дискуссий. Южнопеченгская серия имеет

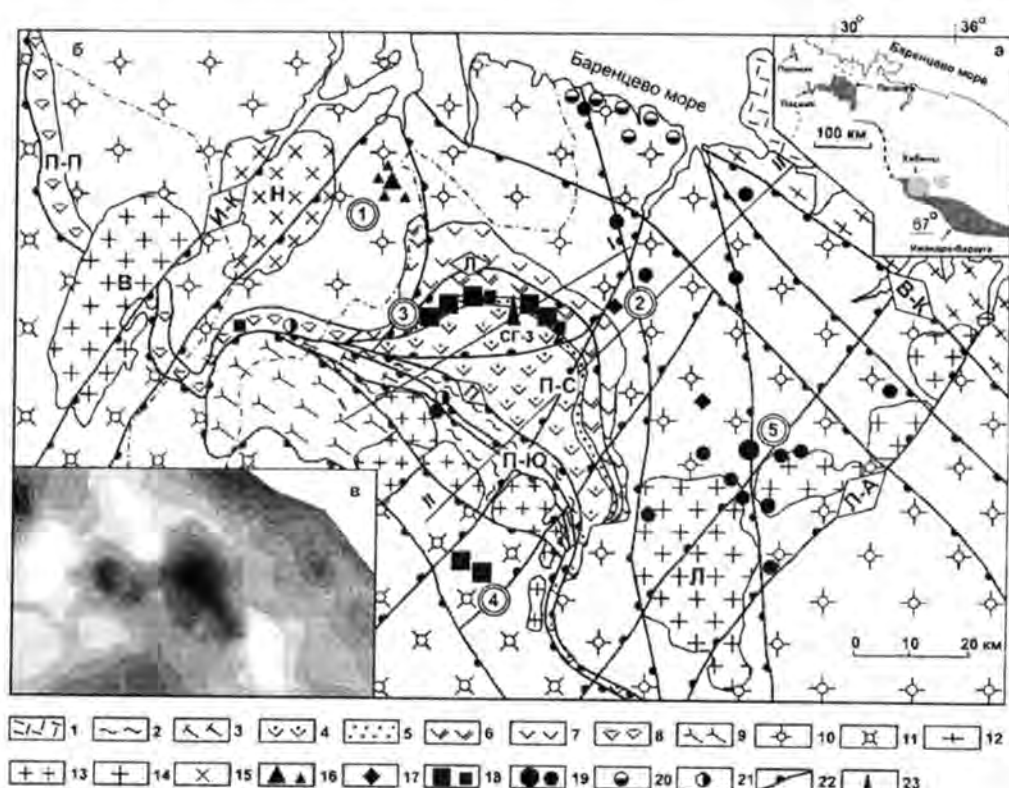


Рис. 3. Схема регионального размещения (а) геологического строения (б), гравитационного поля (в) в Печенгском рудном районе (Казанский, Лобанов, 1996). Составлена с использованием материалов В.С.Ланева и др. (Кольская сверхглубокая, 1984), А.В.Савицкого и др. (1995) и др.:

1 - позднепротерозойские осадочные отложения; 2-7 - ранний протерозой: 2,3 - южно-печенгская серия; 2 - метавулканогенные и метасадочные породы, 3 - метаандезиты, 4-7 - северопеченгская серия, 4 - метабазальты и метапикриты свиты пильгуйarvi, 5 - метасадочная Продуктивная толща с никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями, 6 - метабазальты и метасадочные породы свиты коласйоки, 7 - метаандезиты с прослоями метасадочных пород (свиты куэтсарви, ахмалахти); 8 - северопеченгская и южнопеченгская серии нерасчлененные; 9 - кристаллические сланцы неопределенного возраста (таллинская свита, бывшая тундровая серия); 10-12 - архей: 10 - гнейсы, мигматиты, граниты и амфиболиты Кольско-Норвежского блока, 11 - гнейсы и кристаллические сланцы блока Инари, 12 - интенсивно гранитизированные гнейсы Мурманского блока; 13-15 - раннепротерозойские гранитоиды: 13 - поздние интрузивные (лицко-арагубский комплекс), 14 - реоморфические граниты, 15 - ранние интрузивные; 16-21 - рудные месторождения (крупные значки) и рудопроявления - (мелкие значки): 16 - Fe, 17 - ЭПГ, 18 - Cu-Ni, 19 - U, 20 - Pb-Zn, 21 - Au, (цифры в двойных кругах: 1 - рудное поле Судварангер, 2 - Гора Генеральская, 3 - Печенгское рудное поле, 4 - Аллареченское рудное поле, 5 - Лицевское месторождение); 22 - разломы (буквы в ромбах): В-К - Воронья-Колмозерская зона, Л-А - Лицко-Арагубская зона, И-К - Инари-Киркенесская зона, Л - Лучломпольский, П - Порьнташский; 23 - Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3). П-С - Северное крыло Печенгской структуры, П-Ю - Южное крыло Печенгской структуры, П-П - пояс Пасвик-Полмак. Раннепротерозойские гранитоидные массивы: В - Вайноспаа, Л - Лицкий, Н - Нейден. 1 - I - расчетный профиль, проходящий через Кольскую сверхглубокую скважину, П - П - опорный профиль на поверхности через Печенгский район

более молодой возраст (1.9-1.8 млрд. лет), чем северопеченгская серия, и вместе с тем в ней развиты базальты и пикриты. Последние, однако, отличаются от ферропикритов свиты пильгуярви степенью дифференциации и спектрами РЗЭ (Магматизм, седиментогенез..., 1995).

Интенсивное сжатие, чешуйчатые перемещения тектонических блоков, в том числе сорванных гранитоидных куполов, массовое рассланцевание и зональный метаморфизм протерозойских вулканогенных и осадочных пород, габбро-верлитовых интрузий и сульфидных медно-никелевых руд, а также ремобилизация этих руд отвечают коллизионному этапу развития Печенгского района. Этот этап был непродолжительным и его возрастные рамки точно не определены. Но он сыграл очень важную роль, преобразовав ранее возникшие вулcano-тектонические депрессии в шовную зону. Тектонические движения и метаморфизм конца нижнего протерозоя оказали мощное воздействие и на кристаллический фундамент. Об этом свидетельствует тот факт, что и на поверхности, и в разрезе скважины СГ-3 наблюдается аналогичная метаморфическая зональность в диапазоне от пренит-пумпелленитовой до амфиболитовой фации, которая наложена и на раннепротерозойские, и на архейские породы (Глаголев и др., 1983). Тектонические движения коллизионного этапа наиболее интенсивно проявились в Южном крыле Печенгской структуры.

На постколлизионном этапе режим сжатия сменился режимом растяжения, и произошло резкое изменение тектонического плана. Наиболее характерна для постколлизионного этапа цепочка гранитоидных массивов лицко-арагубского комплекса. Об их возрасте сказано ранее. В отличие от более ранних кислых интрузивных пород Печенгского района гранитоиды лицко-арагубского комплекса обладают массивными равномернозернистыми и порфиroidными текстурами, не обнаруживают признаков пластических деформаций, и некоторые их разновидности приближаются к гранитам рапакиви.

Гранитоиды лицко-арагубского комплекса геохимически специализированы на Pb, Th, Nb, Zr, Rb, Sn, Mo и U (Ветрин и др., 1975). В пространстве и времени с гранитоидами тесно ассоциируется гидротермально-метасоматическая урановая минерализация (Савицкий и др., 1995). Однако она преимущественно локализуется не в самих гранитоидах, а вблизи них в породах фундамента. На небольшом по масштабу Лицевском месторождении и некоторых рудопроявлениях браннеритовые руды приурочены к альбит-гидрослюдисто-хлоритовым метасоматитам, залегающим в зонах катаклаза и трещиноватости гнейсов. Возраст браннерита равен 1.75-1.65 млрд. лет. Предполагается, что ураноносные метасоматиты образованы постметаморфическими гидротермальными растворами.

В рассмотренной металлогенической схеме не учтены сульфидные медно-никелевые месторождения Аллареченского рудного поля, расположенного в метаморфических породах блока Инари, а также медно-никелевое с платиноидами месторождение Карикъявр, локализованное восточнее Печенгской структуры в Кольско-Норвежском блоке, поскольку возраст тех и других месторождений точно не определен и служит предметом дискуссий. Остается неясным и возраст золоторудной минерализации, обнаруженной в архейском комплексе Кольской сверхглубокой скважины.

Условия локализации медно-никелевых месторождений в Восточном рудном узле Печенгского рудного поля

Печенгское рудное поле занимает вполне определенное положение в разрезе северопеченгской серии и подчиняется общему тектоническому плану Печенгской структуры. Оно имеет форму вытянутой дуги, обращенной выпуклой стороной на северо-восток, и ограничено выходами продуктивной толщи, которая наклонена в южных румбах под углами 40-70°. В продуктивной толще залегает около трехсот габбро-верлитовых массивов, с которыми и ассоциируются медно-никелевое оруденение. Продуктивная толща в центральной части рудного поля имеет мощность 1000-2000 м и уменьшается до 300-400 м на его флангах.

Сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля объединяются в два рудных узла - Западный и Восточный. Западный узел включает месторождения Каула,

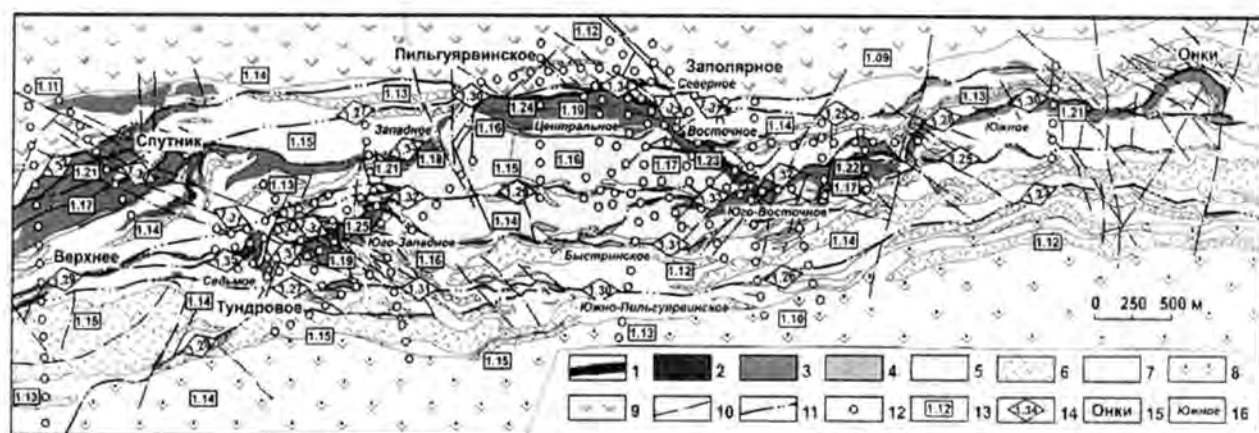


Рис. 4. Петрофизическая схема Восточного рудного узла Печенгского рудного поля, составленная по материалам Г.И.Горбунова (1999) и ГМК "Печенганикель":

1 – эпигенетические брекчиевидные, сплошные и богатые вкрапленные сульфидные медно-никелевые руды; 2 – вкрапленные руды в серпентинизированных перидотитах, 3 – перидотиты; 4 – пироксениты; 5 – габбро; 6 – габбро-диабазы; 7 – породы продуктивной туфогенно-осадочной толщи; 8 – вулканогенные породы пильгуярвинской свиты; 9 – вулканогенные породы коласйокской свиты; 10-11 – разрывные тектонические нарушения: 10 – диагональные разломы, 11 – межпластовые тектонические зоны; 12 – места отбора ориентированных образцов и участки детальных структурно-петрофизических исследований; 13-14 – средние значения коэффициента анизотропии V_p для пород: 13 – тектонических блоков, 14 – межпластовых тектонических зон, 15 – месторождения медно-никелевых руд; 16 – рудные тела сульфидных медно-никелевых руд

Промежуточное, Котсельваара, Камикиви и Семилетка. Восточный рудный узел состоит из шести взаимосвязанных месторождений (с запада на восток): Спутник, Верхнее, Тундровое, Пильгуярвинское, Заполярное и Онки (Горбунов и др., 1999). Месторождения Восточного узла располагаются двумя субпараллельными ярусами, вытянутыми в восток-юго-восточном направлении на расстояние около 9 км в пределах продуктивной толщи туфогенно-осадочных пород (Рис. 4).

В Восточном рудном узле сосредоточены самые крупные из разрабатываемых ныне сульфидных медно-никелевых месторождений. Они связаны с Пильгуярвинским основным-ультраосновным массивом, который вытянут в длину на 5 км и имеет среднюю мощность около 160 м. Самое крупное Центральное рудное тело разведано по простиранию на 1800 м и по падению на 2100 м при мощности от 15 до 100 м, в среднем 53 м. Отдельными скважинами вскрыты новые, более глубокие рудоносные интрузивы.

В пределах Восточного узла, как и всего Печенгского рудного поля, различают три группы интрузивных пород, последовательно внедрявшихся в осадочно-вулканогенную продуктивную толщу безрудные габбро-диабазы, основные-ультраосновные породы и рудоносные дифференцированные габбро-верлитовые массивы. В общем все они залегают согласно с туфогенно-осадочными отложениями продуктивной толщи и подают на юго-запад под углами 50-70°.

Г.И.Горбунов и др. (1999) рассматривают Восточный узел как крупную рудную залежь, нарушенную крутопадающим согласным сдвиго-надвигом, по которому рудоносный массив был разбит на два блока: северо-восточный, представляющий собой наиболее опущенную центральную часть массива, и юго-западный, надвинутый по крутой поверхности Верхней тектонической зоны на первый блок. Действительно, в результате исследований глубоких горизонтов массива Пильгуярви установлено неоднократное сдвигание разреза интрузива, тектоническое выклинивание метасадочных пород между его частями, наличие мощных межпластовых зон рассланцевания между отдельными его блоками. Внутренняя структура массива характеризуется первично-полосчатым расположением слагающих его пород и руд (от подошвы к кровле): 1) оруденелые серпентинизированные оливиниты и перидотиты с вкрапленными сингенетическими сульфидными

рудами, 2) безрудные серпентинизированные перидотиты, 3) пироксениты, 4) габбро. Последние составляют около 65% объема массива, тогда как на долю серпентинизированных перидотитов приходится около 30% и на пироксениты - 5%.

На первично-магматические особенности строения месторождения наложили существенный отпечаток тектонические нарушения, возникшие на коллизионном этапе. Среди них важную роль в структуре месторождения занимают крутопадающие межпластовые тектонические зоны.

Первая (Главная) зона проходит вдоль нижнего контакта материнского интрузива и контролирует размещение богатых брекчиевидных и сплошных сульфидных руд в Центральном, Западном и Восточном рудных телах. На западном фланге месторождения, не меняя своего простирания, она продолжается далеко – вплоть до месторождения Спутник. В восточном направлении от нее под острым углом отходит прямолинейное тектоническое нарушение, контролирующее размещение сплошных сульфидных руд месторождения Заполярное. Морфологически Главная зона выражена брекчированием и расщеплением оруденелых серпентинизированных перидотитов, местами оруденелой тектонической брекчией и сплошными сульфидными рудами. Сульфидное оруденение в ней отмечается только вдоль контакта с рудоносными перидотитами и полностью исчезает по мере удаления от них во вмещающие туфогенно-осадочные породы.

Вторая - Верхняя межпластовая тектоническая зона простирается параллельно Главной в 200-500 м выше по разрезу, падает на юго-запад под углом 70-80°. Она разбивает массив Пильгуярви на два крупных блока: Главный, в низах которого расположены Западное, Центральное и Восточное рудные тела, и Верхний, где с ней непосредственно связаны богатые руды. В пределах Юго-Восточного и Южного рудных тел зона выражена оруденелой тектонической брекчией, реже богатыми брекчиевидными и сплошными сульфидными рудами.

Третья межпластовая тектоническая зона проходит параллельно двум первым в 300-400 м выше по разрезу над Юго-Восточным и Южным рудными телами и контролирует локализацию Быстринского месторождения. Четвертая межпластовая тектоническая зона пересечена в самых верхах продуктивной толщи, в 300-400 м от перекрывающих вулканитов. В пределах ее отмечаются только маломощные линзовидные и пластовые тела ультраосновных пород Южнопильгуярвинского рудопроявления с локально проявленным оруденением.

Вертикальная амплитуда перемещений блоков по межпластовым зонам достигает максимальной величины (300-500 м) в центре Восточного рудного узла и несколько уменьшается на обоих флангах.

Результаты проведенных структурно-петрофизических исследований скважины СТ-3 и Восточного рудного узла (Лобанов и др., 1989; 2002) показывает, что резкая гетерогенность пород продуктивной толщи несомненно способствовала широкому развитию в ней межпластовых дизъюнктивных нарушений и надвиговым деформациям основных-ультраосновных массивов (таблица 1, рис. 5). Действительно, в перекрывающих вулканитах пильгуярвинской свиты, а также в мощных вулканических покровах подстилающей колосейокской свиты плотность, пористость, упругие характеристики пород колеблются в гораздо меньших пределах.

Значения петрофизических параметров пород в межпластовых тектонических зонах характеризуются наиболее высокой плотностью, пористостью, значениями параметра V_p/V_s и коэффициента AV_p и меньшими – модулей упругости. Высокая плотность объясняется наличием массивных и брекчиевидных руд в этих зонах, а пористость – тем, что породы интенсивно расщеплены и раздроблены. При метаморфизме и последующих гидротермально-метасоматических изменениях в межпластовых тектонических зонах происходило формирование низкотемпературной ассоциации минералов (карбонат, хлорит, альбит, актинолит, сульфиды), которые снижали упругие параметры пород. Высокие значения коэффициента AV_p (1.29-1.32) подтверждают, что породы в этих зонах формировались при интенсивных, пластических деформациях.

Богатые брекчиевидные руды, судя по их высокой анизотропии, являются составной частью межпластовых тектонических зон. Однако происхождение их продолжает оставаться предметом дискуссии. Наиболее важным аргументом в пользу эпигенетического происхождения богатых брекчиевидных руд является их связь с зонами дислокационного метаморфизма, занимающими

Таблица 1

Корреляция петрофизических свойств пород Продуктивной толщи
из разреза скважины СГ-3 и Восточного рудного узла Печенгского рудного поля

Породы	Место отбора	К-во образцов	Петрофизические параметры				
			Плотность г/см ³	Пористость %	V _p км/с	V _s км/с	A _{vp}
Филлиты, песчаники, алевролиты, туфы	СГ-3	71	2.85	0.41	5.79	3.52	1.12
	Поверхность	229	2.82	0.62	5.93	3.13	1.15
Габбро-диабазы	СГ-3	61	2.95	0.46	6.34	3.61	1.08
	Поверхность	83	2.96	0.61	6.29	3.36	1.13
Габбро	СГ-3	92	2.97	0.84	6.25	3.27	1.15
Пироксениты	СГ-3	7	2.9	0.78	5.93	3.32	1.14
	Поверхность	45	3.01	0.59	6.32	3.23	1.16
Перидотиты	СГ-3	6	2.96	0.42	6.01	3.08	1.15
	Поверхность	242	3.01	0.77	6.06	3.13	1.17
Перидотиты с вкрапленными рудами	СГ-3	4	3.17	0.52	5.53	2.89	1.17
	Поверхность	50	3.16	0.91	5.89	3.05	1.20
Эпигенетические брекчиевидные руды	СГ-3	6	3.36	0.76	5.44	2.93	1.24
	Поверхность	53	3.57	1.41	5.12	2.67	1.29
Межпластовые тектонические зоны	СГ-3	19	2.99	0.88	5.76	3.36	1.27
	Поверхность	161	3.01	1.15	5.87	3.09	1.33

определенное положение в общей вертикальной метаморфической зональности протерозоя, тесные сращения сульфидных минералов с силикатами в рассланцованных метаультрабазах и метаосадочных породах, в то время как сульфидные минералы первично-магматических вкрапленных руд интенсивно замещаются гидросиликатами, и наконец, контрастное обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы по мере перехода от вкрапленных руд в перидотитах к брекчиевидным рудам на контакте рассланцованных перидотитов и филлитов (Глаголев и др., 1987).

Полученные к настоящему времени данные свидетельствуют о первоначально субгоризонтальном залегании рудоносных габбро-верлитовых интрузий. На это указывают: тектонический характер контактов большинства никеленосных интрузивов как со стороны лежащего и всякого бока, так и по простиранию, наклонное залегание первичной расслоенности интрузивов, границ вкрапленных сульфидных медно-никелевых руд и слоистости окружающих осадочных пород; отсутствие прямой корреляции между мощностью интрузивов и мощностью сульфидных медно-

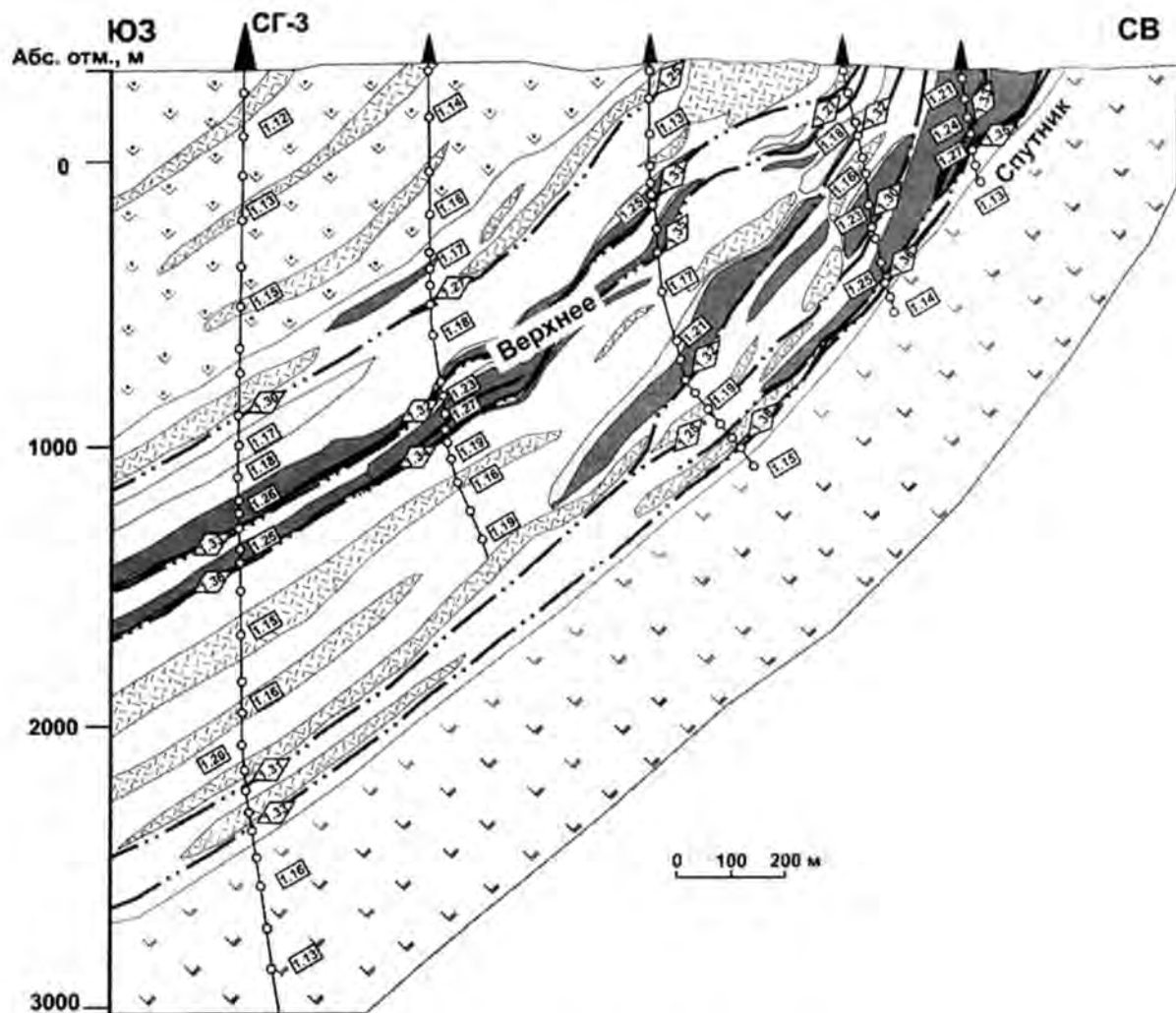


Рис. 5. Петрофизический разрез Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3) - месторождения Верхнее и Спутник Печенгского рудного поля. (Условные обозначения на рисунке 4)

никелевых руд, более интенсивное развитие в продуктивной толще согласных зон рассланцевания по сравнению с нижележащими и вышележащими вулканогенными толщами.

Как уже отмечалось, на флангах Печенгского рудного поля мощность продуктивной толщи уменьшается. Одновременно сокращаются размеры габбро-верлитовых тел и степень их никеленосности. Эта тенденция сохраняется в северозападном ответвлении от Печенгской структуры – в поясе Пасвик-Полмак, где обнаружены лишь маломощные основные и ультраосновные тела и непромышленная сульфидная медно-никелевая минерализация.

Глубинное строение Печенгского рудного поля

Интегральная глубинная геодинамическая модель Печенгского рудного района до глубины 15 км была построена на основании формализации и корреляции разреза Кольской сверхглубокой скважины и опорного стокилометрового профиля на поверхности по двум параметрам – плотности пород и анизотропии скоростей продольных волн V_p (Казанский и др., 1994). Первый параметр отражает исходный литологический состав пород в связи с изохимическим характером зонального раннепротерозойского метаморфизма, второй параметр – интенсивность тектонических деформаций, синхронных с этим метаморфизмом. Полученные таким образом расчетные кривые сопоставлялись с наблюдаемыми ныне кривыми гравитационного поля. Другими словами, решалась обратная задача

анализа геофизического поля от объекта с заданными параметрами. При сопоставлении модели были учтены также все доступные в середине девяностых годов геологические, петрологические и геохронологические данные о Печенгском рудном районе и Печенгской структуре в особенности.

Согласно упомянутой модели, Печенгская структура представляет собой фрагмент раннепротерозойской кальдеры, сложенной вулканогенными и осадочными породами северопеченгской серии, на которую с юго-запада надвинута южнопеченгская серия, залегающая в виде чешуйчатой моноклинали, а на нее в свою очередь Котсельваарский и другие реоморфические гранитоидные купола (Рис. 6). Необходимо подчеркнуть, что несмотря на интенсивное сжатие и чешуйчатые перемещения тектонических блоков на коллизионном этапе развития карелид, в Северном крыле сохранилась нормальная стратиграфическая последовательность раннепротерозойских свит, начиная со свиты ахмалахти и кончая свитой пильгуйarvi. Однако эти свиты были частично расланцеваны и приобрели более крутое центротинальное залегание.

Согласно расчетным данным, Северное и Южное крыло Печенгской структуры распространяются на сравнительно небольшую глубину в 10-12 км. Примерно на глубине 15-20 км Лучломпольский, Луотнинский и Порьяташский разломы соединяются в единую пологую зону. Результаты вертикального сейсмического зондирования по профилю КОЛА ОГТ-92 согласуются с этими выводами.

Сопоставления расчетных и наблюдаемых гравиметрических профилей не выявили под Печенгской структурой подводящих каналов сколько-нибудь значительной мощности. Вероятно, таковыми были дайки основных и ультраосновных пород с возрастом около 2 млрд. лет, вскрытые скважиной СГ-3 и обнажающиеся к северу от Печенгской структуры.

Судя по распределению плотностей горных пород, максимальная глубина залегания нижнего контакта продуктивной толщи не превышает 5-6 км. Ее южная граница ограничена Порьяташским разломом. Не исключено, что отдельные блоки пород продуктивной толщи между Порьяташским разломом и выходами толщи приподняты ближе к поверхности.

Глубинное строение Печенгского рудного района на всю мощность земной коры было определено путем построения томографической модели переходной зоны Балтийский щит – шельф Баренцева моря. (Исанина и др., 2000). В базу данных для обработки были включены 4200 лучей Р – волн и 2300 S – волн. Математическая обработка данных выполнялась с применением программ FIRSTOMO (Дитмар, Рослов, 1993). Для построения более детальной трехмерной томографической модели Печенгского рудного района был выбран детальный участок сейсмических наблюдений, в центре которого находится Кольская сверхглубокая скважина (Казанский и др., 2002).

Установлено, что граница земной коры на глубине 18-28 км как в наземном, так и в морском отрезках профилей делит кору на верхнюю «гетерогенную» и нижнюю – «гомогенную» части (рис. 7).

Выполненные томографические построения позволили получить осредненные характеристики Мурманского и Кольско-Норвежского блоков и доказать, что они отличаются разным типом расслоенности разреза в вертикальном направлении. Общей их чертой выступает однотипная инверсия скоростей как S – волн, так и Р – волн на глубине 8-12 км. Привлечение материалов бурения скважины СГ-3 (Кольская сверхглубокая..., 1998) дает основание полагать, что в данном случае это согласованное изменение скоростных свойств может быть связано с повышением трещиноватости пород и связанной с ней флюидонасыщенностью. Отсюда следует предположение, что Печенгская структура как бы «плавает» на флюидонасыщенной зоне пониженной скорости сейсмических волн.

На разрезе V_p/V_s ниже Печенгской структуры видна аномалия на границе верхней и нижней коры, которую предварительно можно трактовать как некогда существовавший промежуточный магматический резервуар.

Исключительно информационным оказался результат сопоставления глубинных разрезов МОВЗ с сейсмотомографическими разрезами. В частности, путем интерпретации данных МОВЗ и ГСЗ определено положение и строение границы Мохо в Печенгском районе. Эта граница отвечает переходному слою кора-мантия мощностью 6-12 км и ее верхняя поверхность располагается на глубинах 34-41 км. Важное значение имеет тот факт, что наименьшие глубины границы Мохо соответствуют Печенгской структуре, а изолинии глубин очерчивают овальные и удлиненные аномалии, отвечающие общему тектоническому плану Печенгского рудного района (рис. 8). Этот

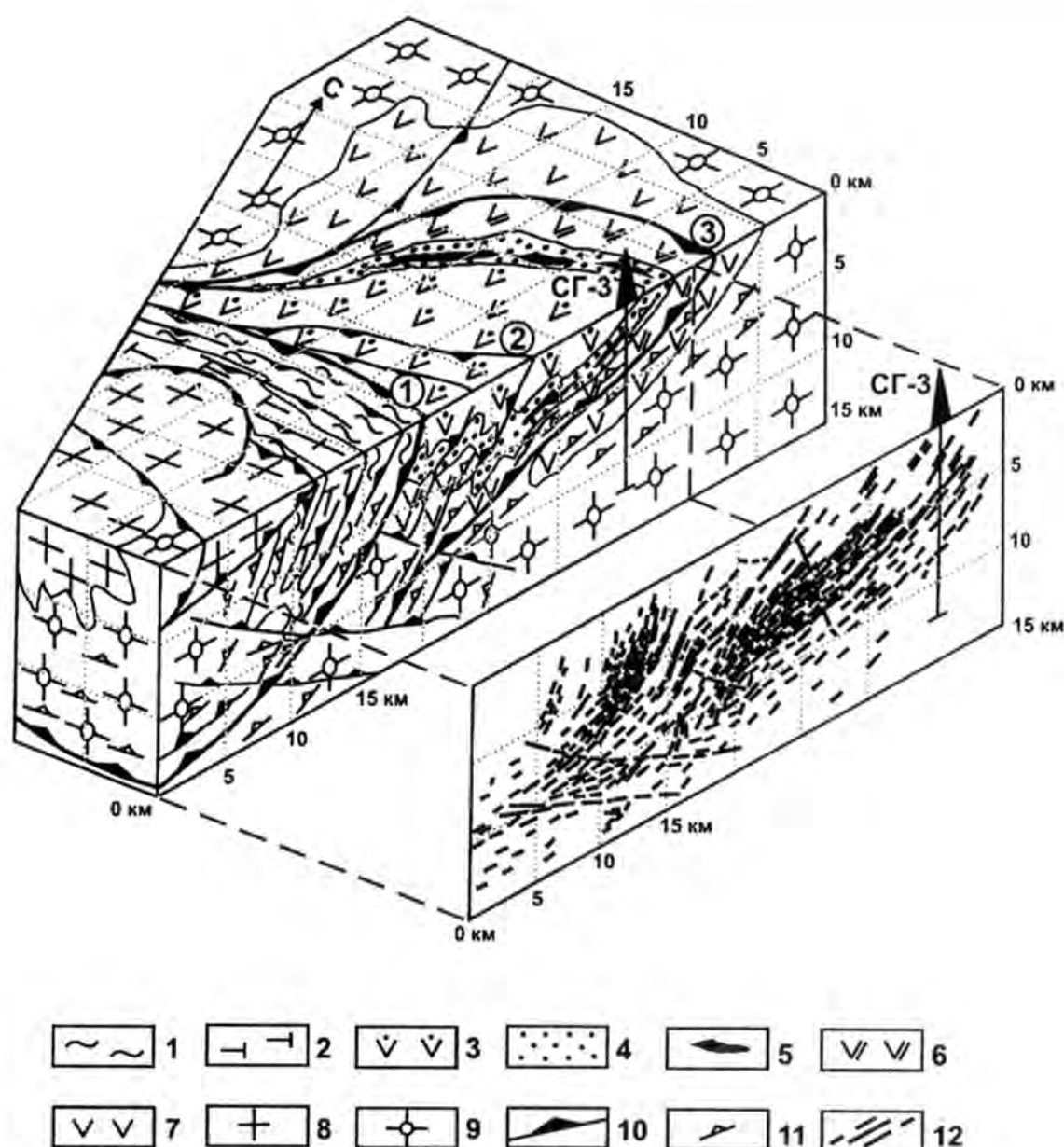


Рис. 6. Фрагмент объемной геологической модели Печенгского рудного района в сопоставлении с сейсмическим разрезом по профилю КОЛА ОГТ-92:

1-2 - Южное крыло Печенгской структуры, южнопеченгская серия: 1 – метабазальты и сланцы, 2 - метаандезиты; 3-6 - Северное крыло Печенгской структуры, северопеченгская серия: 3 - метавулканы свиты пильгуйarvi, 4 - метаосадочные породы продуктивной толщи, 5 - никеленосные габбро-верлитовые интрузии, 6 - метавулканогенные и метаосадочные породы свиты коласйоки, 7 - метавулканогенные и метаосадочные породы свит кузтсарви и алмалахти, 8 - протерозойские реоморфические гранитоиды; 9 - архейская кольская серия, 10 – разломы (цифры в кружках: 1 - Порьяташский, 2 – Луоттнинский, 3 – Лучломпольский), 11 - рассланцеванные породы, 12 - наклонные отражающие площадки

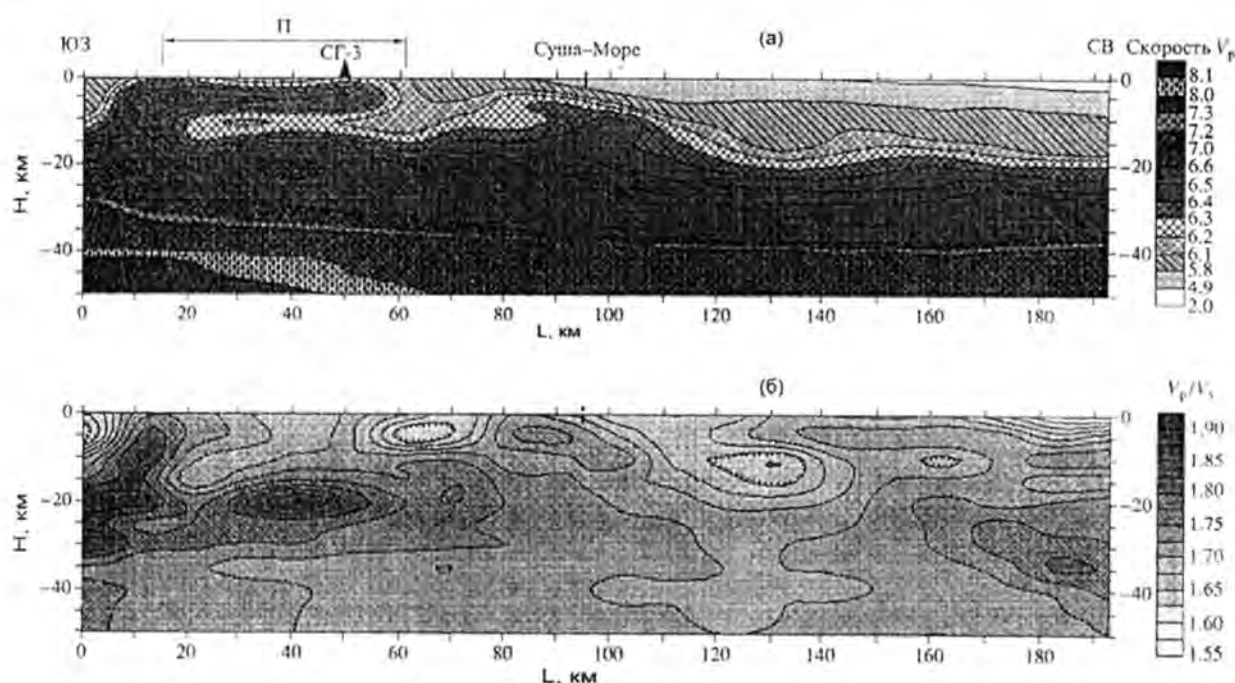


Рис. 7. Сейсмографические разрезы по профилю «Суша-Море»: а – скорость продольных волн V_p ; б – параметр V_p/V_s

факт служит подтверждением идеи о том, что карельская металлогения Печенгского рудного района определялась мантийно-корovým взаимодействием.

Это взаимодействие, вероятно, было непрерывно-прерывистым. Постепенное изменение вулканических пород вверх по разрезу северопеченгской серии от андезитов до базальтов было обусловлено уменьшением степени контаминации мантийных расплавов силикатическим материалом коры на путях движения этих расплавов. Вместе с тем образование габбро-верлитовых интрузий, сопровождаемых медно-никелевым оруденением, и внедрение гранитондов Лицко-арагубского комплекса были сравнительно кратковременными эпизодами.

В современном эрозионном срезе Печенгский рудный район можно рассматривать как горизонтальное сечение мантийно-коровой рудообразующей системы первого порядка. Сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского рудного поля принадлежат к вулканогенно-плутоногенной рудообразующей системе второго порядка, а урановое оруденение Лицевского месторождения и сходных с ним рудопоявлений – к метаморфогенно-гидротермальной системе второго порядка. Связано ли платинометалло-никелевое оруденение интрузива Горы Генеральской с обнаруженным на глубине мантийным плюмом – остается неясным.

Заключение

Печенгское рудное поле и его сульфидные медно-никелевые месторождения не имеют полных аналогов ни в нашей стране, ни за ее пределами. Поэтому можно говорить об элементах сходства лишь по некоторым характеристикам. Если взять за основу возраст оруденения и его связь с вулканогенно-осадочным комплексом карельского цикла, то на Балтийском щите с ним можно параллелизовать месторождения Керетти и Вуонас района Оутокумпу. Однако последние принадлежат к типу никеленосных Cu-Zn-Co колчеданных месторождений и тесно связаны с серпентинитами по дунитам, черным сланцам и кварцитами, которые некоторыми исследователями рассматриваются как офиолиты. Вмещающие породы и руды Оутокумпу испытали многократные тектонические деформации и метаморфизм амфиболитовой фации и залегают на архейском фундаменте в виде субгоризонтальных линейных складок (Koistinen, 1981). Наиболее богатые

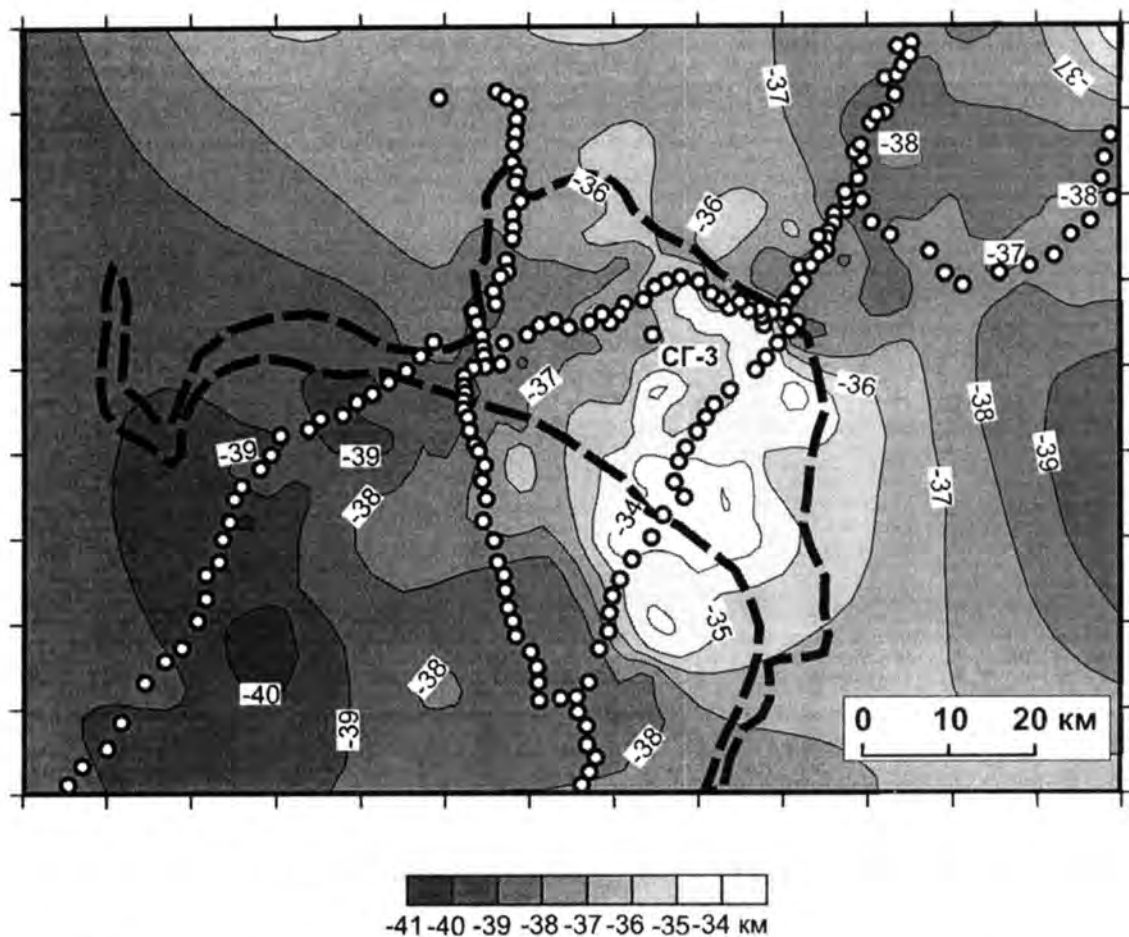


Рис. 8. Глубины залегания поверхности раздела кора-мантия (мантийного плюма) в Печенгском рудном районе (Исанина и др., 2002)

никелем руды (0,35 % Ni) встречаются в кварцитах и скарнах. Предполагается, что кобальт и никель переотложены из ультраосновных пород при метаморфизме.

Что касается других медно-никелевых месторождений мирового класса, таких как Норильск, Садбери, Войсис Бей, то за исключением минерального состава сульфидных медно-никелевых руд и связи с мантийными источниками, у них гораздо больше черт отличия, чем сходства.

Выявление факторов, влияющих на масштабы тех или иных уникальных рудных месторождений, представляет чрезвычайно сложную задачу. По мнению авторов, несколько причин благоприятствовали образованию в Печенгском рудном поле крупных и сверхкрупных месторождений сульфидных медно-никелевых руд:

- формирование рудоносного карельского осадочно-вулканогенного комплекса на древней континентальной земной коре;
- длительная тектоническая и металлогеническая эволюция карельского комплекса, наиболее полно проявленная в Печенгском рудном районе;
- приуроченность этого района к изолированному сегменту Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид с особым сочетанием геологических формаций и рудных месторождений;
- локализация никеленосных габбро-верлитовых интрузий и медно-никелевых месторождений в сравнительно узком вертикальном диапазоне продуктивной толщи;
- первично субгоризонтальное залегание никеленосных интрузий и связанных с ними медно-никелевых месторождений;

- особые условия тектонических деформаций и метаморфизма на коллизионном этапе развития карелид, которые не уничтожили первичные магматические руды, а, наоборот, способствовали образованию богатых руд в межпластовых зонах рассланцевания продуктивной толщи.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Отделения наук о Земле Российской Академии наук № 2 «Крупные и суперкрупные месторождения стратегических видов минерального сырья: геологические особенности, условия формирования» и Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект 04-05-65053).

Литература

1. Бакушкин А.М., Ахмедов А.М. Базальные когнитомераты печенгского комплекса вблизи Горы Генеральской // Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 70-77.
2. Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Геохронология и длительность процессов формирования некоторых реперных магматических объектов Кольского региона // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Геология, геохронология, геодинамика. Апатиты, 2002. Т. 1. С. 26-43.
3. Баянова Т.Б., Яковлев Ю.Н., Губерман Д.М., Яковлева А.К., Скуфьин П.К., Деленицин А.А. Изотопные U-Pb по цирконам и Sm-Nd модельные возраста пород Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их томологов на поверхности. 2004 (в печати).
4. Ветрин В.Р., Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шлайфштейн Б.А. Геологическое положение и возраст гранитоидов южного обрамления Печенги // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 15-29.
5. Ветрин В.Р., Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. Петрология и фациально-формационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // Интрузивные чарнокиты и порфиroidные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 149-316.
6. Ветрин В.Р., Туркина О.М., Ладден Дж., Деленицин А.А. Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 196-224.
7. Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Левкович Н.В., Апанасевич В.А. Геолого-геохронологические исследования пород фундамента и окружения Печенгского палеорифта // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. СПб., 2003. С. 103-106.
8. Глаголев А.А., Русинов В.Л., Плюснина Л.П., Тронева В.А. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов печенгской серии (северо-запад Кольского полуострова) // Известия. АН СССР. Серия геол. 1983. № 1. С. 29-45.
9. Глаголев А.А., Генкин А.Д., Казанский В.И., Боронихин В.А., Гордиенко Л.П., Красивская И.С., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Носик Л.П., Прохоров К.В. Изучение эндогенных процессов по материалам сверхглубокого бурения // Эндогенные рудные районы и месторождения. М.: Наука, 1987. С. 129-144.
10. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Гончаров Ю.В., Корчагин А.У., Нерадовский Ю.Н., Смолькин В.Ф., Соколов С.В., Шаров Н.В., Яковлев Ю.Н. Медно-Никелевые месторождения Печенги / Отв. Редактор Лавров Н.П. М.: ГЕОС, 1999. 236 с.
11. Гроховская Т.А., Лапутина И.П., Кузнецов Г.С., Муравицкая Г.Н., Соколов С.В., Тельнов В.А., Большаков А.И. Платино-медно-никелевое оруденение расслоенного интрузива горы Генеральской (Печенгский рудный район, Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 201-225.
12. Дистлер В.В., Филимонова А.А., Гороховская Т.Л., Лапутина И.П. Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 3-17.
13. Дитмар П.Г., Рослов Ю.В. Пакет программ для моделирования и интерпретации времен пробега сейсмических волн "DOGSTOMO" // Тезисы докладов Международной научной конференции "Геофизика и современный мир". 1993. 227 с.
14. Загородный В.Г., Мирская Д.Д., Сулова С.Н. Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.-Л.: Наука, 1964. 207 с.
15. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.
16. Исанина Э.В., Верба М.Л., Иванова Н.М., Казанский В.И., Шаров Н.В. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 476-487.
17. Казанский В.И. Мантийно-коровые рудообразующие системы Украинского и Балтийского щитов; Кировоградский и Печенгский рудные районы // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 6. С. 502-520.
18. Казанский В.И., Боронихин В.А., Ванюшин В.А., Глаголев А.А., Кузнецов А.В., Кузнецов Ю.И., Ланев В.С., Лобанов К.В., Прохоров К.В., Смирнов Ю.П., Старостин В.И. Соотношения между деформациями,

- метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. с. 6-46.
19. Казанский В.И., Кузнецов О.Л., Кузнецов А.В., Лобанов К.В., Черемисина Е.Н. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 500-519.
 20. Казанский В.И., Исакина Э.В., Лобанов К.В., Предковский А.А., Шаров Н.В. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 4. С. 276-286.
 21. Казанский В.И., Лобанов К.В. О границах и металлогении Печенгского рудного района (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 103-109.
 22. Казанский В.И., Лобанов К.В., Кузнецов А.В., Савицкий А.В., Морозов Ю.А., Шолпо В.Н., Шаров Н.В. Гидротермальная полиметаллическая минерализация переходной зоны "Суша - Море", Печенгский рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 195-213.
 23. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинной структуры континентальной коры бурением Кольской сверхглубокой скважины / Под ред. Козловского Е.А. М.: Недра, 1984. 490 с.
 24. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под ред. Орлова В.П., Лаверова Н.П. М.: МФ Технонефтегаз. 1998. 260 с.
 25. Кратц К.О., Делина Б.Б., Былинский Р.В. и др. Основные понятия о структурах земной коры // Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. С. 25-28.
 26. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.
 27. Лобанов К.В., Казанский В.И., Старостин В.И. Структурно-петрофизический контроль мусковитовых пегматитов Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) // Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 137-165.
 28. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Соколов С.В. Структурно-петрофизическая характеристика Восточного рудного узла Печенги // Геология рудных месторождений. 1989. № 5. С. 18-33.
 29. Лобанов К.В., Казанский В.И., Кузнецов А.В., Жариков А.В., Никитин А.Н., Иванкина Т.И., Замятина Н.В. Сопоставление архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины и их аналогов с поверхности по результатам структурно-петрологических, петрофизических и нейтронографических исследований // Петрология. 2002. Т. 10. № 1. С. 30-45.
 30. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палерифтогенной структуры / Под ред. Митрофанова Ф.П., Смолькина В.Ф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 255 с..
 31. Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 330 с.
 32. Минц М.В., Колпакова Н.И., Шенкман Е.Я. Металлогеническое районирование и прогноз медно-никелевых руд на базе геодинамических моделей раннепротерозойских структур Кольского полуострова (перспективы поисков медно-никелевых руд в Печенгско-Аллареченском районе) // Геология медно-никелевых месторождений СССР, Л.: Наука, 1990. с. 174-182.
 33. Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Корчагин А.У. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 37-41.
 34. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Балабонин Н.Л., Гончаров Ю.В., Карпов С.М., Субботин В.В., Припачкин П.В. Основные результаты исследований платинометальной рудоносности расслоенного ультрамафит-мафитового массива Федорово-Панских тундр // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Полезные ископаемые минералогия, петрология, геофизика. Апатиты. 2002. Т. 2, С. 4-12.
 35. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. / Редакторы Митрофанов Ф.П., Смолькин В.Ф. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2004.
 36. Савицкий А.В., Громов Ю.А., Мельников Е.В., Шариков П.И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 5. С. 403-416.
 37. Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1997. 226 с.
 38. Скуфьин П.К. Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 271-283.
 39. Скуфьин П.К. Цикличность и мегацикличность тектоно-магматических процессов при формировании раннепротерозойских структур Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Геология, геохронология, геодинамика. Апатиты, 2002. Т. 1. С. 85-110.
 40. Смолькин В.Ф. Коматитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб: Наука, 1992. 272 с..
 41. Чашин В.В. Палеопротерозойский комплекс расслоенных интрузий Кольского полуострова и его металлогения (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 2. С. 131-142.

42. Balashov Y.A., Mitrofanov F.P. and Balagansky V.V. New geochronological data on Archaean rocks of the Peninsula // Correlation of Precambrian formations of the Kola Karelian region and Finland. Apatity, 1992. Pp. 13-34.
43. Berthelsen A., Marker M. Tectonic of the Kola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // Tectonophysics. 1986. Vol. 126. N 1. Pp. 31-58.
44. Boyd R. and Nixon F. Norwegian Nickel Deposits: A Review Nickel-copper Deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // Geol. Sur. Finland. Bull. 1985. N. 333. Pp. 363—394.
45. Gaal G. Tectonic Styles of Early Proterozoic Ore Deposition in the Fennoscandian Shield // Precambrian Research, 1990. Vol. 46. 83 p.
46. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / Mitrofanov F.P., ed., Apatity, 1995. 145 p.
47. Hanski E. Petrology of Pechenga ferropicrites and cogenetic Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia // Geol. Surv. Finland. Bull. 1992. N 367. 195 p.
48. Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M.C. Petrology of Nattanen type granite complexes, Northern Finland // Precambrian Res. 1987. Vol. 35. Pp 225-240.
49. Huhma H., Smolkin V. F., Hanski E. J. and Fedotov Z. A. Sm-Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia. Program and Abstracts // IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi. University of Turku Publ. 1996. Pp. 57-58.
50. Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen O., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing G., Nillson L.P., and Sturt B.A. U-Pb ages from Sorvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia Norges Geologiske Undersokels // Spec. Publ. 7. Geology of the eastern Finmark -western Kola Peninsula region. Trondheim. 1995. Pp. 29-47.
51. Melezhik V.A., Sturt B.A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth-Science Reviews, 1994. Vol. 36. Pp. 205-241.

ГИГАНТСКИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕДИ В МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОДАРО-УДОКАНСКОГО РАЙОНА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.И.Гонгальский*, А.Э.Изох***, А.П.Кривенко***, Н.А.Криволицкая**, Н.Д.Толстых***

* Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

** Институт геохимии РАН, Москва

*** Институт геологии СО РАН, Новосибирск

Проблема формирования крупных и уникальных месторождений является одной из ведущих в геологии в последние десятилетия (Когарко, 1999; Маракушев и др., 1988; Сафонов, 2003; Kutina, 2001; Laznicka, 1983; Rundkvist, Kravchenko, 2001; Pushkarev, 1999). В первую очередь, это обусловлено особой ролью месторождений-гигантов в мировой экономике – составляя около 5% от общего количества всех месторождений, они удовлетворяют на 80-90% мировую потребность в сырье, и, следовательно, должны лечь в основу концепции устойчивого развития цивилизации (Рундквист, Кравченко, 1996). Поэтому поиски и разведка таких объектов в любых регионах мира, независимо от государственных границ, – актуальнейшая задача современной геологии.

С практической стороны этого вопроса неразрывно связаны и фундаментальные научные проблемы – выяснение условий образования гигантских концентраций металлов в литосфере. Механизмы концентрирования элементов, которые, например, могут приводить к возрастанию содержания ЭПГ в рудах норильских месторождений на 5-6 порядков по сравнению с их кларковыми значениями, до сих пор вызывают острейшие дискуссии (Маракушев и др., 1988; Рябчиков, 1997; Naldrett, 1992; Hawkesworth et al., 1995). При этом решается вопрос – являются ли месторождения-гиганты следствием обычных геологических явлений (Овчинников, 1988), или же имели место особые, не известные нам процессы?

Особый интерес в этом смысле представляют разномасштабные металлогенические провинции, одной из крупнейших среди которых является Кодаро-Удоканская в Северном Забайкалье (Геологическое строение ..., 2000; Саитов, 2002; Четкин, Харитонов, 2000). Здесь на небольшой территории (рис. 1) в непосредственной близости друг от друга расположены три уникальных месторождения – Удоканское медное, Чинейское ванадиевое и Катугинское тантал-ниобиевое. Помимо протерозойской эпохи, во время которой были сформированы указанные суперкрупные месторождения, существовали и другие периоды геологической истории, в течение которых были образованы в этом же районе многочисленные разномасштабные месторождения. С археем здесь связаны месторождения железистых кварцитов (Сулумат и др.), апатитовые, ильменитовые и титаномagnetитовые проявления в анортозитах Олекмо-Каларского массива, пироксенитах Ханинского и Муруринского массивов, медно-никелевые рудопроявления с платиноидами и золотом, находки алмазов в коматинитах Олондинского трога. С фанерозойской историей развития региона связаны рудопроявления других металлов, с мезозойскими щелочными интрузиями связано Голевское месторождение сыньитов.

Такой широкий спектр выявленных месторождений и рудопроявлений, в особенности относящихся к суперкрупным, свидетельствует о длительном развитии рудно-магматических систем, связанных с глубинными зонами Земли и определенной «преемственности» процессов рудообразования.

Ю.Г.Сафонов (2003) показал влияние газовых эманаций при формировании золотоносных рифов Витватерсранда. Образование гигантских концентраций золота связывается им с эволюцией флюидно-магматических рудообразующих систем. Изучение месторождений меди в разновозрастных осадочных и магматических породах Северного Забайкалья может иметь принципиальное значение для определения источников металлов и путей их фракционирования.

Медная минерализация в истории развития Кодаро-Удоканской зоны

Вся известная в настоящее время медная минерализация – от рудопроявлений до уникальных месторождений – локализована на небольшой территории в районе сочленения Каларского и Удоканского хребтов в разновозрастных образованиях – от раннего протерозоя до настоящего времени (рис. 2). Здесь сконцентрировано более 40 млн.т меди, причем половина ее (20 млн.т)

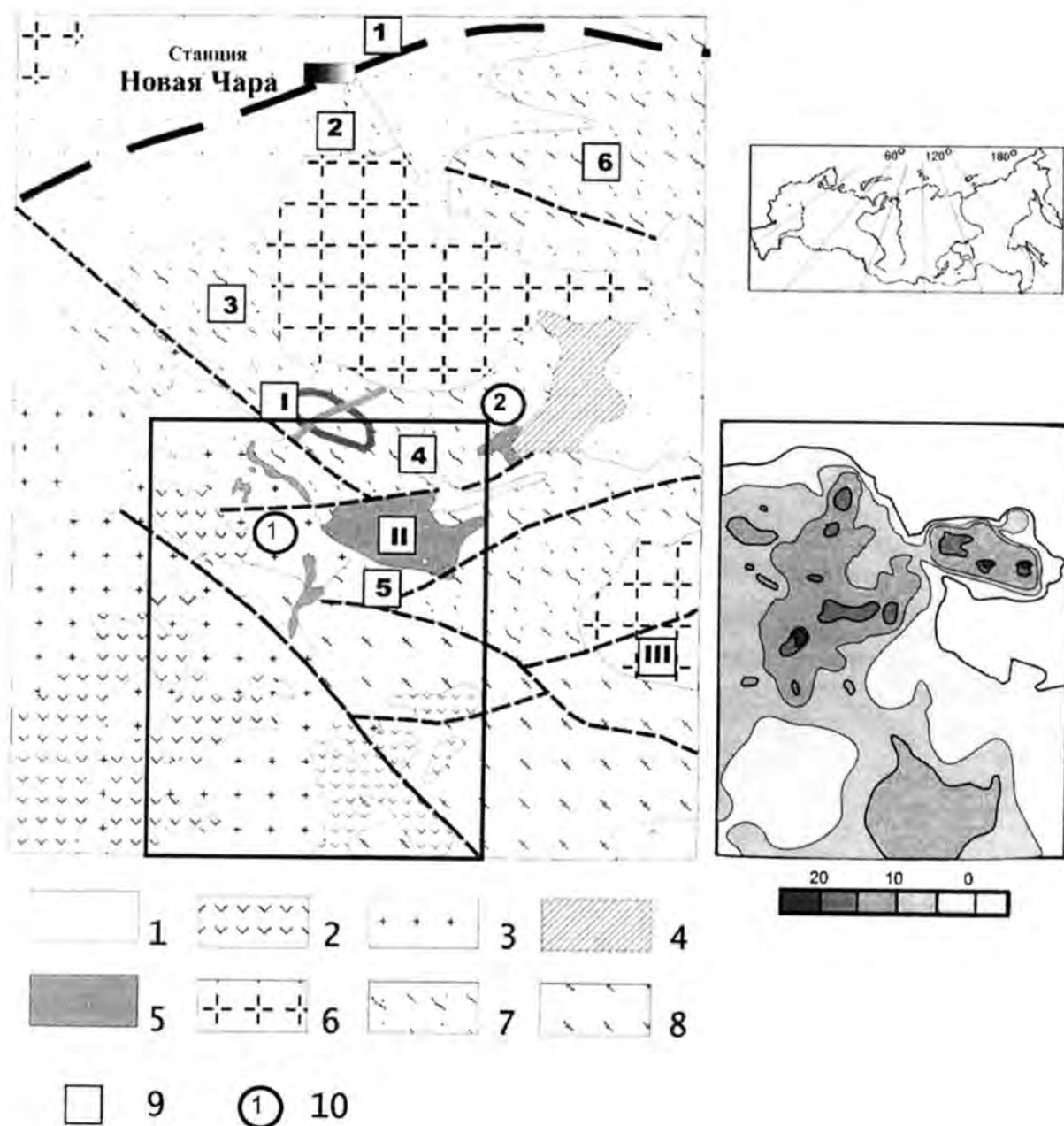


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кодаро-Удоканского района:

1 - четвертичные отложения; 2 - вулканические породы N-Q возраста; 3 - гранитоиды ингамакитского комплекса; 4 - осадочные отложения венд-кембрийского возраста; 5 - габброиды чинейского массива; 6 - гранитоиды кодарского комплекса; 7 - карбонатно-терригенные породы удоканской серии; 8 - гранитоиды куандинского комплекса; 9 - месторождения: I - Удоканское, II - Чинейского массива, III - Катугинское, месторождения и рудопроявления: 1 - Луктур, 2 - Ункур, 3 - Ключевное, 4 - Сакинское, 5 - Правоингамакитское, 6 - Красное; 10 - габброиды Лурбунского (1) и Доросского (2) массивов. Врезка - карта аномального магнитного поля, шкала в миллиэрстедах

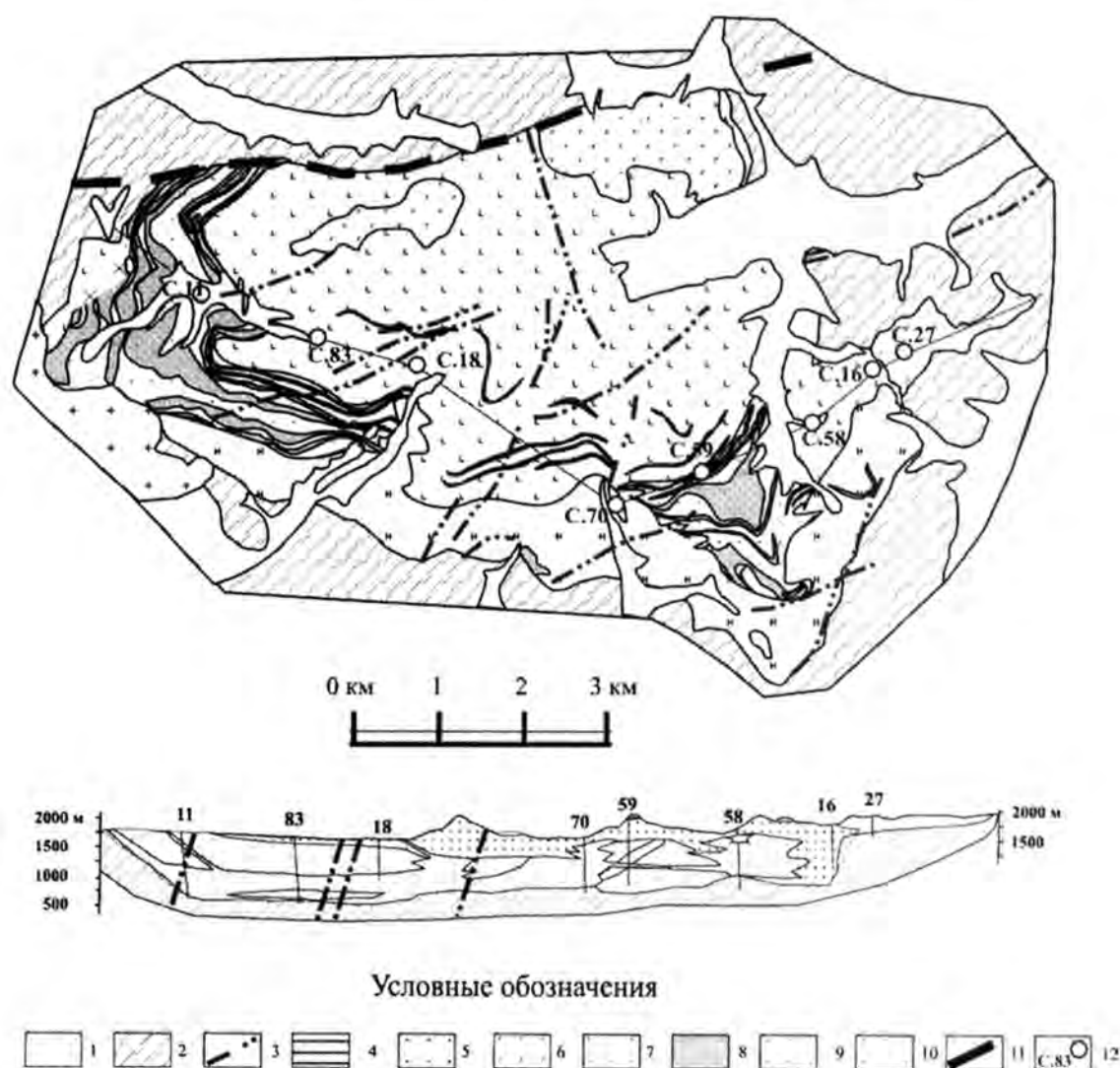


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Чинейского массива:

1 - четвертичные отложения; 2 - нижнепротерозойские отложения удоканской серии; 3 - разновозрастные дайки основного состава; 4-10 - чинейский габброноритовый комплекс: 4 - слои титаномagnetитов, 5 - низкотитанистые габброиды (3 группа), 6-9 - высокотитанистые габброиды (2 группа): 6 - сиенито-диориты и монцодиориты апикальной части массива, 7 - лейкогаббровая серия, 8 - титаномagnetитовые руды, 9 - высокотитанистые габброиды; 10 - диориты, пироксениты (1 группа); 11 - Ингамакитский разлом; 12 - буровые скважины и их номера

приходится на Удоканское месторождение медистых песчаников. Остальные запасы сосредоточены в месторождениях-спутниках Удокана в осадочных породах - Ункурском, Клюквенном, Сакинском, Правоингамакитском, Красном, Бурпалинском и других месторождениях (12 млн.т) - и в пределах Чинейского габброидного массива (8 млн.т.; месторождения Рудное, Солнечное, Сквозное, Контактное). В небольшом количестве медь (иногда с золотом, серебром, ураном) присутствует в венд-кембрийских отложениях Каларской впадины (Геологическое строение, 2000), гранитоидах позднепаеозойского ингамакитского комплекса в раннемеловых базальтах Чукчудинского грабена (Ступак и др., 1987). При этом медные руды имеют свою особую специфику на каждом этапе формирования.

Морфология Кодаро-Удоканской зоны, протяженностью около 300 км и шириной 60-80, определяется граничащими с ней жесткими структурами докембрия - Чарской глыбой и Каларским выступом, - а также различной ориентировкой трогов. В истории развития района выделяется несколько этапов - архейский, протерозойский, венд-кембрийский, палеозой-мезозойский и кайнозойский, в течение которых были сформированы структуры фундамента и платформенного чехла. Генетически разнообразные месторождения и рудопроявления меди приурочены к платформенным образованиям, нередко в той или иной мере связанными с одновременно действовавшими в этом регионе плюмами.

Самый ранний этап образования медных руд относится к раннему протерозою, в течение которого накопились мощные (до 15 км) терригенно-карбонатные породы удоканской серии, метаморфизованные преимущественно в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Их раннепротерозойский возраст определяется, во-первых, несогласным залеганием на образованиях архея и перекрыванием осадками верхнего протерозоя с базальными конгломератами в основании, а во-вторых - временем метаморфизма и возрастом прорывающих гранитов кодарского комплекса - 1.87-1.88 млн. лет (Ларин и др., 2000).

Толща нижнепротерозойских пород (удоканская серия) расчленяется на три подсерии: кодарскую, чинейскую и кеменскую. Подсерии, в свою очередь, по особенностям строения разрезов, делятся на 11 свит (Кренделев, 1983). В строении разреза резко преобладают песчаники. Характер обломочного материала закономерно меняется по разрезу снизу вверх от конгломератов и гравелитов до алевролитов. Карбонатные породы (известняки, доломиты) распространены крайне ограничено. Различная по масштабам медная минерализация обнаружена на разных стратиграфических уровнях (с размахом в несколько километров), но тяготеет преимущественно к средней части осадочной толщи.

Позднепротерозойский период истории развития района ознаменован образованием другого типа медного оруденения, связанного с базитовым магматизмом. В это время происходило внедрение значительных по объему ультрабазит-базитовых расплавов, в продуктах кристаллизации которых локализованы Cu-Ni руды, а также титаномагнетитовые и, реже, - хромитовые. Наибольший интерес в этом отношении вызывает Чинейский габбро-анортозитовый массив, в котором расположены самое крупное в России (и одно из первых в мире по запасам) месторождение Fe-V оксидных руд и сульфидные медные месторождения. Fe-Ti-V и Cu-Ni руды установлены в Луктурском массиве расположенном в долине р. Чара.

Возраст пород Чинейского плутона остается дискуссионным. Одни исследователи объединяют их с более древними, докуандинскими габброидами (каларский комплекс по Л.И. Салопу), другие - с более молодыми, послекодарскими. Э.Г.Конников (1986), относит габброиды Чинейского комплекса к раннему протерозою на основании обнаруженных им инъекций гранитов кодарского комплекса в габбро Верхнесауканского массива, включаемого им в состав чинейского комплекса. Достаточно надежных данных абсолютного возраста пород самого плутона нет. На геологической карте масштаба 1:200000 (Томбасов и др., 1999) приводятся датировки от 1.9 до 1.1 млрд. лет. Наиболее вероятным представляется формирование плутона в течение позднего протерозоя.

В позднем палеозое-мезозое описываемый район подвергся интенсивной активизации. В этот период произошло внедрение крупных масс гранитов ингамакитского комплекса (менее характерны для него диориты, монцодиориты, сиениты) и накопление вулканогенно-терригенных отложений в грабенах. В эпидотизированных базальтах Каксинской свиты Чукчудинского грабена обнаружен медно-эпидотовый тип минерализации (Ступак и др., 1987). Рудные минералы представлены самородной медью, купритом, теноритом, малахитом, в кварцевых жилах - халькопирит и борнит.

Удоканское месторождение медистых песчаников и его спутники

Как отмечалось выше, месторождения и рудопроявления меди в песчаниках удоканской серии располагаются на разных стратиграфических уровнях: от нижних ее горизонтов до верхних частей. В определенной мере это свидетельствует о длительности и периодичности процесса рудообразования, отвечающему крупному этапу формирования мощных терригенно-осадочных толщ.

К самым глубоким уровням приурочены рудопроявления Озеро Медное, Кукугунда (александровская свита) и месторождения Красное, Правый Ингамакит (читкандинская свита).

Однако основными породами, в которых локализована большая часть запасов меди этого генетического типа, являются отложения сакуканской свиты (второй сверху из одиннадцати выделенных в пределах всей толщи), представленные кварц-полевошпатовыми, реже, существенно кварцевыми песчаниками. С породами именно этой свиты связано крупнейшее месторождение меди в России – Удоканское. К этим же отложениям приурочены и месторождения-спутники Удокана, такие как Сакунское, Ункурское и Бурпалинское месторождения, являющиеся хотя и не уникальными, но достаточно крупными объектами. Таким образом, наиболее продуктивной является верхняя часть удоканской свиты, что позволяет предполагать нарастание процесса рудообразования во времени.

При рассмотрении геологического строения указанных выше месторождений выявляется определенная общность в их строении и размещении относительно генеральных дизъюнктивных структур района. Большая их часть приурочена к брахисинклинальным складкам, близким по размерам и морфологии. Так Удоканское месторождение расположено в пределах Намингинской синклинали, вытянутой в северо-западном направлении. Наиболее крупным из месторождений-спутников является Ункурское месторождение, которое также приурочено к одноименной синклинали, которая сопоставима с Намингинской мульдой.

Существенную роль в строении месторождений играют долгоживущие тектонические нарушения глубинного заложения. Для Удоканского месторождения к таким структурам относятся Ингамакитский разлом и крупное нарушение северо-восточного простирания, рассекающее месторождение на две части и залеченное в позднем протерозое Главной дайкой габброноритов (мощностью до 40 м).

Более мелкие разрывные нарушения как син-, так и пострудные, играют весьма существенную роль в локализации руд, что наиболее отчетливо видно на примере Правоингамакитского месторождения, расположенного в непосредственной близости от Чинейского массива. Рудные горизонты прослежены на протяжении 10 км, и разбиты мелкими разломами на многочисленные блоки. В существенно тектонизированном участке земной коры расположено и Сакинское месторождение, более крупное по протяженности рудных тел и запасам.

Следует подчеркнуть, что зонально-кольцевые структуры, характерные для удоканской свиты и играющие огромную роль в строении месторождений медистых песчаников, не утратили своего значения и в позднепротерозойскую эпоху. В сочетании с глубинными разломами они определили пути внедрения и места локализации расплавов, что будет показано на примере чинейского комплекса пород.

Руды всех месторождений данного типа практически все медные, однако в качестве попутных металлов из них могут добываться серебро, золото и железо. Преобладают вкрапленные разности руд, реже встречаются массивные и линзовидно-слоистые. Они сложены в основном сульфидами (халькозин, борнит, халькопирит, реже - ковеллин) и сульфатами (антлерит, брошантит), а также карбонатами (малахит, азурит). Менее распространенными являются куприт, халькантит, хризоколла. Редко встречается магнетит, гематит, мартит. Всего на месторождении описано более 40 минералов, в том числе самородная медь, золото, серебро и кюстелит. На месторождении широко развита зона окисления, руды подразделены на три технологических сорта: сульфидные, смешанные и окисленные (Наркелюн и др., 1987). Содержания меди колеблются от десятых долей до 36%. Среди сульфидных руд выделяются минеральные разновидности: борнит-халькозиновые (67.5%) и халькопиритовые (6.5%), а среди окисленных - малахит-брошантитовые (26.0%).

Состав руд варьирует в разных месторождениях, особенно по набору и соотношению второстепенных и редких минералов. Так, Бурпалинское месторождение можно отнести к медно-серебряному типу, содержания серебра в рудах данного месторождения в 5-6 раз выше, чем в удоканских, в групповых пробах десятки грамм на тонну, золота до 0.8 г/т. Это же можно отнести и к месторождению Красное, где установлены значительны концентрации серебра. Многочисленные точки гидротермальной сульфидной минерализации (Cu, U-Cu, Cu-Au-Ag) находятся в породах удоканского осадочного комплекса в зонах Муруринского и Чинейского надвигов (Гонгальский и др., 1995), в венд-кембрийских отложениях Каларской впадины, в позднепалеозойских гранитоидах ингамакитского комплекса.

Вероятно, что в ряде случаев имело место наложение благороднометальной минерализации в результате поздних гидротермальных процессов, связанных с процессом образования магматической медной минерализации.

Медные месторождения Чинейского массива

Позиция Чинейского массива в структуре района

Чинейский габброидный массив с крупнейшими запасами ванадия и меди непосредственно примыкает с юга к Удоканскому месторождению, отделяясь от него Ингамакитским разломом (рис. 1). Последний вероятно, служил в качестве подводящего канала при внедрении чинейской магмы. Отличительной особенностью массива является исключительно основной состав слагающих его пород, характеризующихся очень высокой железистостью.

Многие геолого-геофизические признаки свидетельствуют о том, что обнажающийся на современной поверхности в виде единого магматического тела интрузив представляет лишь небольшую часть существовавшего в позднем протерозое более крупного плутона. Так, к западу от Чинейского массива, по северному и восточному контактам Лурбунского гранитного массива, а также в глубоких врезках реки Чукчуду наблюдаются габбро, габбронориты и габбродолериты. Их петрографический и химический состав, Fe-Ti-V и медносульфидный типы минерализации, а также характер магнитного поля и силы тяжести дают основание для отнесения их к чинейскому комплексу.

При внедрении гранитоидов Лурбунского плутона произошло разобщение единого массива габброидов, большая часть его оказалась перекрытой гранитным лополитом, а меньшая была приподнята и составила Чинейский плутон в его современных границах.

Сказанное выше хорошо подтверждается результатами геофизических работ. Так Кодаро-Удоканская зона находится в пределах структуры I порядка – Удоканского регионального минимума поля силы тяжести общей интенсивностью около 60 мГл (Гонгальский и др., 1995). Как элементы II порядка выделяются две кольцевые купольные структуры с однотипным строением геофизических полей: Кеменская и Ингамакитская. Для них характерно зональное строение: 1) центральные зоны обладают наиболее низкими значениями поля Δg , которые совпадают с одноименными массивами гранитоидов кодарского (PR₁) и ингамакитского (PZ₃) комплексов; 2) промежуточные зоны характеризуются градиентным нарастанием поля Δg и градиентно убывающим полем (ΔT) и коррелируются с породами, подвергшимися интенсивной гидротермально-метасоматической проработке терригенно-осадочных пород; 3) краевые зоны характеризуются повышенными значениями полей силы тяжести с локальными максимумами Δg и ΔT над известными (Чинейский, Луктурский) и нескрытыми базитовыми расслоенными массивами.

На схемах аномального магнитного поля масштаба 1:200000 (Сокол, 1978) и остаточного аномального поля силы тяжести (Зарубин, 1976) Чинейский массив является восточным окончанием поля высоких значений Δg и ΔT , центральная часть которых (при близких интенсивностях) имеет гораздо большее распространение по площади (рис. 1). Причем максимумы геофизических полей трассируют выходы габброидов среди гранитоидов ингамакитского комплекса позднего палеозоя. На продолжении осей аномалий к северу расположена Главная дайка габброноритов (относимая к чинейскому комплексу) Удоканского месторождения.

Геофизические данные хорошо подтверждаются результатами дешифрирования – выделяются крупные кольцевые структуры, соответствующие по морфологии и размерам отмеченным геофизическим аномалиям (Гонгальский и др., 1995), а также крупнейшие дизъюнктивные структуры.

В результате поздних разноамплитудных перемещений блоков земной коры на поверхность оказались выведенными Удоканское месторождение медистых песчаников, являющееся стратотипом месторождений осадочного генезиса, и месторождения Чинейского массива, для которых магматический генезис также является эталонным.

Внутреннее строение Чинейского массива

Интрузив представляет собой ассиметричное лополитообразное тело, подошва которого на западе под углом 10-25° погружается к центру на 3 км, а на востоке имеет субгоризонтальное близповерхностное (первые десятки метров) залегание; северный его контакт – тектонический (рис. 1, 2). На юго-западе массив прорван палеозойскими гранитами. В строении массива принимает участие несколько групп пород, между которыми установлены интрузивные взаимоотношения. Первая группа представлена крупными ксеноблоками и ксенолитами пироксенитов, измененных анортозитов, габбро, монцодиоритов в продуктах кристаллизации более поздних внедрений базитовой магмы. Ко второй группе пород отнесены высокотитанистые габброиды, подразделенные на железорудную (около 1.0 км) и лейкогаббровую (1.5 км) серии, а к третьей – низкотитанистые габброиды (рис. 2). Эти две группы пород слагают основной объем интрузива. Наиболее поздними образованиями являются магматические, флюидно-магматические брекчии с лампрофировым и габброноритовым цементом, слагающие силлы и трубообразные тела. Отдельно выделяются многочисленные дайки, близкие по составу к породам чинейского комплекса, но, судя по условиям залегания, они соответствуют более поздним образованиям базитового магматизма (позднепротерозойским, мезозойским и кайнозойским).

Породы главных этапов формирования массива – высоко и низкотитанистые габброиды – характеризуется разнотипной и разноранговой расслоенностью, причем элементы залегания «слоистости» в этих образованиях часто не совпадают. Наиболее резкое угловое несогласие слоев между породами разных групп отмечается в южной части массива.

Выделяются (особенно типично это для пород железорудной серии) пачки (первые сотни метров) и многочисленные ритмы (первые сантиметры – первые дециметры). Для пачек и ритмов характерна общая направленность смены парагенезисов минералов снизу вверх – от пироксен-титаномагнетитовых до плагиоклаз-титаномагнетитовых. Нижние ритмы в пачках состоят преимущественно из титаномагнетита и ортопироксена, а верхние – из клинопироксена и плагиоклаза. Наиболее представительным является ритм 110642, описанный нами ранее (Гонгальский, Криволицкая, 1987, 1993). В подошве его доминирует титаномагнетит, к которому добавляется ортопироксен (нижняя треть ритма), а в верхних частях появляются клинопироксен и плагиоклаз. Последний из названных минералов сначала располагается в виде мелких интерстиционных выделений между титаномагнетитом и пироксенами, а затем – в верхних частях ритмов – в виде крупных самостоятельных обособлений. Редкие выделения сульфидов, как правило, ассоциируют с наиболее низкотемпературными лейкократовыми обособлениями в верхах ритмов, хотя нередко появляются и в их нижних частях.

Одной из специфических особенностей Чинейского массива является присутствие титаномагнетита практически во всех слагающих его породах, где он ассоциирует с главными породообразующими минералами в различных соотношениях, вплоть до резкого доминирования над ними с образованием мономинеральных титаномагнетитов – сплошных титаномагнетитовых руд. Другим типом железо-титан-ванадиевых руд являются массивные жильные и линзообразные тела, локализованные в восточной части массива. Оба типа руд нередко содержат повышенные концентрации меди, за счет присутствия пирротин-халькопиритовой вкрапленности (до 15% от объема породы).

Расслоенность в породах вышезалегающей лейкогаббровой серии отличается от описанной выше. Здесь в трахитоидных габброноритах, в нижней части наблюдаются слои лейкогаббро и анортозитов, иногда с небольшими линзами и маломощными слоями титаномагнетитов. Выше первой трети разреза лейкогаббровой серии анортозитовые слои единичны, титаномагнетит содержащие габбронориты имеют более мелкозернистый состав. В самой верхней части разреза в составах пород появляется калиевый полевой шпат и кварц, текстура породы часто неравномернозернистая, пятнистая.

Среди пород низкотитанистой группы, представленной преимущественно габброноритами, встречаются клинопироксениты и оливиновые пироксениты. В последних количество сильножелезистого оливина (Fa_{85}) в виде мелких включений в гиперстене не превышает первых процентов. С ними связаны повышенные концентрации сульфидов с платиной и палладием.

Химический состав пород

Около тысячи анализов использовано для характеристики петрохимических особенностей пород чинейского комплекса (Чинейского, Луктурского и Лурбунского массивов) а также более сотни анализов пород Бушвельда из литературных источников (Гонгальский, Криволицкая, 1993). В сравнении с трендом химических анализов пород Бушвельдского плутона (ЮАР) породы чинейского комплекса характеризуются отсутствием ультраосновных разновидностей (рис. 3), только в единичных пробах Луктурского массива и ксенолитах среди гранитоидов Лурбунского массива количество MgO превышает 20 вес.%. Точки составов пород Луктурского массива совпадают с бушвельдским трендом, Чинейского и Лурбунского массивов смещены от бушвельдского тренда, отражая повышенные содержания окислов железа и титана, частично перекрываются с породами Главной зоны Бушвельда.

Породы Чинейского массива образуют локальные поля на бинарных диаграммах, соответствующие наиболее распространенным разновидностям пород, состоящим из трех групп минералов – пироксенов, плагиоклазов, окислов железа и титана. Существенные отклонения точек представлены составами детально проанализированных интервалов, соответствующих наиболее мелким расслоенным последовательностям – ритмам. В нижних ритмах (рис. 3, тренд 2) первая прямолинейная часть трендов отражает постепенное выведение из расплава титаномагнетита (уменьшение Fe_2O_3) и кристаллизацию пироксенов (увеличение MgO) на фоне небольшого возрастания Al_2O_3 . Осаждение титаномагнетита и кристаллизация плагиоклаза фиксируется резким изменением трендов на противоположное – увеличение Al_2O_3 , уменьшение MgO и Fe_2O_3 . От нижних ритмов вверх к середине следующих расслоенных последовательностей – пачек тренды от резких перегибов выравниваются (рис. 3, тренд 3), вплоть до прямой линии для дифференциатов верхов пачек – титаномагнетит–плагиоклазовых пород (чинитов, там же, тренд 4). Начиная с нижних ритмов к верхним все более отчетливо проявляется обособление лейкократовых составляющих вплоть до анортозитов. Это отчетливо фиксируется по прерывистости трендов на диаграммах.

Для пород группы низкотитанистых габброидов, в составе которых титаномагнетит присутствует как акцессорный минерал, тренды составов прямолинейны с обратно пропорциональным распределением Al_2O_3 и MgO и смещены от трендов высокотитанистых габброидов (рис. 3, тренд 5). Составы пород Чинейского плутона удалены от главного тренда пород Бушвельда и совпадают с точками составов пород Главной зоны Бушвельда. Это может свидетельствовать о кристаллизации пород Чинейского плутона из сильно фракционированного расплава. На тренд Бушвельда хорошо ложатся точки составов пород Луктурского массива, относимого к чинейскому комплексу, но отличающихся преобладанием Ni над Cu , что не характерно для чинейских руд. Породы Чинейского массива характеризуются в целом высокой железистостью и низкой магнезиальностью. Составы габброидов из ксенолитов и выходов среди гранитоидов ингамакитского комплекса идентичны породам чинейского комплекса, а единичные ксенолиты указывают на их ультраосновной состав, что может служить прямым признаком присутствия ультраосновных пород в перекрытом гранитоидами массиве.

Уровни концентраций РЗЭ в породах чинейского комплекса различаются на порядок от более низких концентраций в измененных анортозитах (породы 1 группы) до наиболее высоких в лампрофирах Чинейского и Луктурского массивов. Характер кривых также отличается: в лампрофирах отчетлив европиевый минимум, и минимум в измененных анортозитах (1 группа), лейкогаббро (2 группа) Чинейского массива и норитах Луктурского массива. В высоко- и низкотитанистых габброидах 2 и 3 групп распределение РЗЭ близко, без отчетливых отклонений в концентрациях европия (Гонгальский и др., 2002). Нормированные к примитивной мантии отношения $(La/Sm)_N$ и $(Ce/Yb)_N$ составляют 2,3-4,6 и 3,5-7,5 для габброидов Чинейского плутона и близки к характерным для плюмового магматизма значениям.

Медные руды Чинейского массива

Эндоконтактовые руды приурочены к разным типам пород приподожвенной части массива, наиболее богатыми являются западный и восточный фланги интрузива. Эндоконтактовое оруденение является крайне неравномерным. На фоне вкрапленности сульфидов, как в титаномагнетитовых рудах, так и в лейкократовых габбро, отмечаются жилы и линзы сплошных руд. В целом

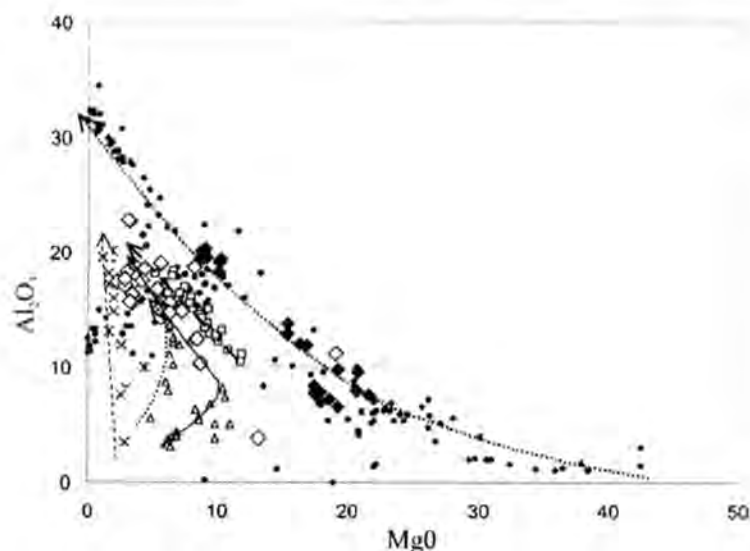


Рис. 3. Диаграмма Al_2O_3 – MgO пород Бушвельдского (точки, линия тренда 1) Луктурского (залитые ромбы), Лурбунского (ромбы) и Чинейского массивов. В последнем: треугольники – ритмы 110622 (тренд 2) и 110.560 (тренд 3), косые крестики – чиниты (тренд 4), квадраты – низкотитанистые габброиды (тренд 5)

интенсивность оруденения нарастает к поверхности контакта. Рудные тела пластообразной формы с субгоризонтальным залеганием имеют мощность 15 – 60 м и протяженность до нескольких сотен метров.

Экзоконтактовые руды концентрируются преимущественно в юго-восточном обрамлении Чинейского массива, поскольку в его юго-западной части контакт с вмещающими песчаниками уничтожен последующим внедрением гранитоидов ингамакитского комплекса. Руды залегают в виде сплошных жил и линз, а также вкрапленного ореола в ороговикованных песчаниках удоканской серии. Они выполняют систему субгоризонтальных трещин в приподошвенной части массива. Мощность рудных тел достигает первых метров при протяженности 10-20 м.

Сульфидные руды Чинейского массива являются комплексными: помимо никеля и кобальта они существенно обогащены благородными компонентами и включают в себя как золотосеребряную, так и платино-палладиевую минерализацию. Их специфической особенностью является резкое преобладание меди над никелем.

По минеральному составу среди эндоконтактовых руд распространены *пирротин-халькопиритовые руды*. Помимо этих двух главных минералов в эндоконтактовых рудах диагностированы титаномагнетит, магнетит, ильменит, а также сфалерит, галенит, пирит, пентландит, линнеит. Из минералов благородных металлов установлены золото самородное, кюстелит, сперрилит и минералы Pd (преимущественно теллуриды и арсениды). В западной части Чинейского массива среди метасоматически измененных пород на контакте с гранитоидами ингамакитского комплекса развиты *халькопирит-пиритовые руды*. В эндоконтактовых рудах наблюдаются обособления арсенидов и сульфоарсенидов (кобальтина-герсдорфита, леллингита, саффорита и др.) в отдельные гнезда и прожилки среди сульфидных руд. Эндоконтактовые руды в среднем обогащены пирротинном и содержат 16 мас.% халькопиритового минерала и 1 мас.% Ni компонента, при относительном постоянстве Cu/Ni отношений. Концентрация Pd достигает 1.5 г/т, соотношение Pd/Pt всегда больше 1 и составляет 5-10. Содержания Ag всегда выше, чем Au и ЭПГ и достигает 15 г/т (в то время как Au составляет около 1 г/т). В эндоконтактовых рудах имеет место положительная корреляция пересчитанных на сульфидную фазу Au и Ag с суммой ЭПГ и с Cu. Это свидетельствует о совместном образовании Pt-Pd и Au-Ag минерализаций, связанных с халькопиритовой составляющей эндоконтактовых пирротиновых руд.

Экзоконтактовые вкрапленные руды изменяются от пирротин-халькопиритовых до халькопиритовых. В локальных участках повышается доля пирита или борнита. Сульфоарсениды кобальтин-герсдорфит часто замещают агрегаты сульфидов. Среди редких минералов диагностированы арсеногаухекорнит, маухерит, никелин, гессит, кубанит, маккинавит, миллерит, никелин, кобальтин, герсдорфит, галенит, сфалерит, гюбнерит, Ni-Bi соединения, самородный свинец, сперрилит и многочисленные минералы Pd, соединения его с Bi, Te, Sb, Sn и As. Экзоконтактовые сульфидные руды Чинейского плутона имеют преимущественно медный состав.

Доля меди в сумме (Cu+Ni) составляет более 90%, соотношение этих металлов Cu/Ni колеблется от 50 до 900. Содержания Pd достигают 17.5 г/т, и Pd/Pt в сульфидной фазе экзоконтактовых руд значительно больше 1, достигая значения 100, что существенно выше, чем в эндоконтактовых рудах. При этом отмечаются более высокие концентрации Ag (160 г/т), и значения Ag/Au достигает 160. В целом, благородные металлы в экзоконтактовых рудах распространены крайне неравномерно, во вкрапленных рудах их уровень ниже, чем в сливных. Здесь отмечаются иные, чем в эндоконтактовых рудах корреляционные зависимости, в особенности для руд с различными концентрациями меди. В отличие от эндоконтактовых руд, ЭПГ отрицательно коррелируется с Cu. Для Au и Ag, наблюдаются две тенденции: при низких концентрациях в сульфидной фазе Cu положительно коррелируется с (Au+Ag), а при высоких концентрациях отмечается обратная зависимость. Это дает основание говорить о несколько иных условиях их образования – либо существенной роли флюидов в первичном их образовании, либо о перераспределении рудных компонентов после кристаллизации.

Заключение

Кодаро-Удоканский район представляет собой уникальную металлогеническую провинцию, в которой находятся суперкрупные медные месторождения, связанные с протерозойским этапом развития земной коры – Удоканское месторождение медистых песчаников, Fe-Ti-V и Cu-Pd месторождения Чинейского массива, а также рудопроявления меди в венд-кембрийских отложениях Каларской впадины, в нижнемеловых эпидотизированных базальтах каксинской свиты Чукчудинского грабена. Образование аномальных концентраций меди и сопутствующих благородных металлов в обрамлении Сибирской платформы в значительной мере обусловлено длительной историей развития данного участка земной коры и влиянием мантийных процессов.

Первым этапом формирования огромных запасов меди был ранний протерозой, когда на разных уровнях терригенно-осадочной толщи произошло формирование сульфидных руд. Они были локализованы в пределах кольцевых структур, сопряженных с крупными разломами глубинного заложения. Тектонические перемещения в земной коре достигали многих километров. Складчатая структура удоканской свиты (Намингинская, Сакинская синклинали, Чинейская антиклиналь) в сочетании с дизъюнктивными нарушениями (Ингамакитский, Чинейский разломы) предопределили дальнейшую историю развития магматизма и рудообразования.

Суперкрупные месторождения были образованы в протерозое, в фанерозое здесь формировались месторождения и рудопроявления других металлов (Au, U, W, Mo и другие), которые за исключением Голевского месторождения сынныритов пока остались малоизученными. Высокая рудогенерирующая способность этого участка земной коры определяется принадлежностью ее к границе Сибирской платформы, которая определила главные структуры, связанные с процессами, происходившими в мантии.

Уникальной особенностью района является многократное возобновление деятельности мантийных магматических очагов, причем путями внедрения расплавов зачастую служили одни и те же структуры, на протяжении сотен миллионов лет.

Формирование Чинейского массива происходило в результате многократных внедрений расплавов (Гонгальский, Криволицкая, 1993), из которых образовались оксидные и сульфидные руды, в значительной степени было проявлено наложение сульфидных руд на оксидные. Дайковый комплекс пород представляет более поздние эпохи тектоно-магматической активизации – рифейский, мезозойский и неоген-четвертичный.

Фракционирование расплавов приводило к закономерному изменению остаточного расплава и гомогенному строению расслоенных последовательностей. Иногда фиксируются силлы более поздних внедрений расплавов, которые нарушают закономерное строение ранее закристаллизованных пород. Здесь также возможны различные варианты: смешение новой порции с остаточным расплавом, кристаллизация новой порции без смешивания и пр.

Специфической особенностью расслоенного Чинейского массива является также присутствие мономинеральных пород всех главных порообразующих минералов: титаномagnetититы, клинопироксениты, ортопироксениты, анортозиты, халькопиритовые сплошные руды. Примечательно, что мономинеральные разновидности пород являются итогом различных петрологических процессов. Титаномagnetититы образуются в результате гравитационной

дифференциации высокотитанистых расплавов в низах ритмов в ассоциации с ортопироксеном, постепенно переходя в титаномагнетит-ортопироксениты и далее в ортопироксениты до появления в составе плагиоклаза. В низах ритмов группы низкотитанистых габброидов образуются ортопироксениты. Титаномагнетиты образуются также в верхних частях железорудной серии в ассоциации с анортозитами. Здесь впервые обращено внимание на породы титаномагнетит-плагиоклазового состава, названные впоследствии чинитами (Гонгальский, 1993), расщепление расплава такого состава приводило к образованию мономинеральных слоев анортозитов и титаномагнетитов. Мономинеральные обособления титаномагнетита ассоциируют также с контактными зонами низкотитанистых расплавов с высокотитанистыми габброидами, как результат взаимодействия магнезиального расплава с высокотитанистыми породами. Разновременные внедрения высоко – и низкотитанистых расплавов предопределили разные типы месторождений – оксидных и сульфидных, в пределах массива.

Выявление древних плюмовых ассоциаций пород представляет собой наиболее сложную задачу, так как характерные первичные признаки плюмового магматизма могут быть уничтожены в ходе последующей геологической истории. В качестве одного из таких показателей рассматриваются крупные расслоенные плутоны, представляющие собой корни мантийных плюмов (Грачев, 2000). Именно к таким образованиям относится Чинейский массив (PR₃). Строение гравиметрических и магнитных полей в районе Чинейского интрузива указывает на присутствие на небольших глубинах гипербазит-базитовых пород. Обнажаемые на поверхности основные и ультраосновные породы (Луктурский массив, выходы по периферии Лурбунского массива гранитоидов и ксенолиты в них), исходя из их минералого-геохимических особенностей (наличие титаномагнетитовых руд, аналогичных спектров распределения редких элементов), могут рассматриваться как магнезиальная составляющая исходного расплава.

Таким образом, Чинейский массив представляет собой лишь часть крупного плутона, аналогичного крупнейшим расслоенным плутонам мира (Бушвельдскому, Стиллиуотеру), сложенного близкими по составу породами, но переработанного и нарушенного в фанерозое внедрением гранитоидов, сформировавших Лурбунский массив.

Важным фактором существования единого плутона в протерозойское время является минералого-геохимическое сходство ряда магматических тел, свидетельствующее об их генетической общности. Несмотря на более магнезиальный состав породы Луктурского интрузива близки по химизму к таковым Чинейского: они имеют идентичные спектры распределения редких элементов, характеризуются близкими La/Sm и Ce/Yb отношениями, несут титаномагнетитовое и сульфидное оруденение. Сульфидные руды Луктурского массива характеризуются повышенными содержаниями платины и палладия, причем спектры распределения PGE в них также близки к чинейским. Руды являются более никелистыми, что связано с большей основностью исходного расплава. С выходами габброидов и полей ксенолитов среди гранитоидов ингамакитского комплекса связаны геохимические аномалии и рудопроявления с титаномагнетитовой, медно-сульфидной минерализацией.

Поступавший в камеру кристаллизации высокотитанистый расплав, являющийся результатом фракционирования гораздо более крупного объема расплава, залегавшего на большей глубине, если и содержал какое-то количество компонентов сульфидных руд, то оно не могло быть значительным ввиду особенностей фракционирования таких расплавов. Между тем в титаномагнетитовых рудах содержатся достаточно крупные концентрации меди и металлов платиновой группы, что связано с отложением сульфидов из остаточных расплавов – флюидов, кристаллизовавшихся позже низкотитанистого расплава. Месторождения сульфидных руд расположены в приконтактной зоне массива низкотитанистых габброидов. Высокотитанистые расплавы содержали какое-то количество сульфидов, но оно было невелико. Медь и платиновые металлы образуют наиболее низкотемпературные минералы, которые кристаллизовались из остаточных расплавов – флюидов. В строении ритмов редкие выделения сульфидов приурочены к лейкократовым верхним частям ритмов.

Высокая концентрация сульфидов в остаточных расплавах могла приводить к ликвации и обособлению сульфидных расплавов, которые кристаллизовались как в уже закристаллизованных высокотитанистых магматических породах, так и во вмещающих осадочных (экзоконтактовые руды).

С другой стороны внедрение крупных магматических масс не могло не вызвать мобилизацию окружающего вещества, в том числе и рудного, а также вовлечение поровых вод из вмещающих пород и их участие в образовании флюидов смешанного генезиса. Возможно, что существенно жильные, локализованные в мелких тектонических нарушениях месторождения (Правовингамитское, Сакинское, Красное) и есть продукты переработанных медистых песчаников. Часть вещества могла принять участие и в формировании экзоконтактовых сульфидных руд.

Однако образование и этой части было достаточно сложным. Процессы фракционирования протекали интенсивно уже на докамерной стадии развития этой локальной системы, т.к. отдельные части интрузива резко различаются и не связаны между собой: восточная и западные части содержат огромные запасы титаномагнетитовых руд, в то время как центральная часть сложена низкотитанистыми габброидами. В результате представляется, что массив был образован в результате неоднократного поступления расплава, эволюция которого привела к образованию Fe-Ti-V и Ni-Cu руд. Отмеченное на поздних стадиях становления массива участие метеорных вод могло привести к перераспределению и переотложению рудного вещества в ближайшем экзоконтакте массива.

Следует особо подчеркнуть еще раз указанный сугубо медный состав руд Чинейского массива, не типичный для месторождений такого типа. Практически полное отсутствие в рудах никеля выделяет массив из сообщества всех остальных базит-гипербазитовых расслоенных интрузивов мира, несущих медно-никелевое оруденение.

Это отражает его связь с предыдущим рудным этапом. Примесные элементы также подтверждают это: Удоканское месторождение содержит примесь серебра и золота, некоторые из его месторождений-спутников относятся к медно-золото-серебряным, а в рудах месторождений Чинейского массива присутствуют значительные концентрации серебра, золота и платиноидов.

Многочисленные проявления базитового магматизма в пределах Удоканского и Каларского хребтов, начиная с раннего протерозоя до мезозоя (Ступак и др., 1987), свидетельствуют о долговременной связи этого участка земной коры с мантией. В данном районе отмечается разуплотнение мантии и плотностная аномалия в нижней части земной коры, которая объясняется присутствием на глубине крупных ультрабазитовых тел. Все это нашло отпечаток в металлогенической специализации данного региона.

Литература

1. Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка зоны БАМ. Чита. 2002. 61 с.
2. Гонгальский Б.И. О месте чинитов (плагноклаз-титаномагнетитовых пород) в формировании Чинейского расслоенного плутона (Северное Забайкалье) // Бюллетень МОИП, отд. геол. 1993. Т. 68. В. 2. С. 83-88.
3. Гонгальский Б.И., Кривошук Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука, 1993. 183 с.
4. Гонгальский Б.И., Головатый А.С., Абушкевич С.А. Зональные кольцевые структуры хребта Удокан // ДАН. 1995. Т. 343. № 1. С. 80-82.
5. Гонгальский Б.И., Кривошук Н.А., Абушкевич С.А., Гонгальский А.Б. Базитовый магматизм и глубинные структуры хребта Удокан (Северное Забайкалье). Мантийные плюмы и металлогения // Математический международный Симпозиум. Петрозаводск-Москва, 2002. С. 64-67.
6. Грачев А.Ф. Проблемы глобальной геодинамики. М: ГЕОС, 2000. С. 69-103.
7. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометалльных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. № 5. С. 387-403.
8. Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удокана. М.: Наука, 1983. 248 с.
9. Ларин А.М., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. и др. Граница раннего и позднего докембрия в Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 141-143.
10. Маракушев А.А., Панях Н.А., Русинов В.Л., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов // Геология рудных месторождений. 1988. Т. 40. № 3. С. 236-255.
11. Наркелон Л.Ф., Трубачев А.И., Салихов В.С. и др. Окисленные руды Удокана. Новосибирск: Наука, 1987. 101 с.
12. Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.
13. Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // Геология рудных месторождений. 1996, Т. 38. № 3. С. 298-303.

14. Рябчиков И.Д. Глобальные потоки рудных металлов в глубинных процессах // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 5. С. 403-408.
15. Сайтов Ю.Г., Харитонов Ю.Ф., Шевчук Г.А.. Минерально-сырьевая база Читинской области, перспективы освоения и развития // Минеральные ресурсы России. 2002. № 4. С. 21-33.
16. Сафонов Ю.Г., Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология рудных месторождений. 2003. т. 45. № 4. С. 305-320.
17. Ступак Ф.М., Кренделев Ф.П., Криволицкая Н.А., Ступак Р.М. Новый тип медного оруденения в хр. Удокан // ДАН СССР. 1987. Т. 297. № 4. С. 929-931.
18. Четкин В.С., Харитонов Ю.Ф. Геолого-экономическая оценка и перспективы освоения Читинского участка зоны БАМ // Разведка и охрана недр. 2000. № 1. С. 12-18.
19. Чумаченко Н.М., Никитина Н.К., Быков В.Ю., Федоров В.П. Особенности геологического строения месторождений ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд // Разведка и охрана недр. 2000. № 1. С. 33-36.
20. Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // Lithos. 1995. Vol. 34. Pp. 61-88.
21. Kutina J. The role of Upper Mantle Structure in Metallogeny // Global Tect. and Metall. 1985. Vol. 3. N 16. Pp. 14-16.
22. Laznicka P. Giant Ore Deposits: A Quantitative Approach // Global Tect. and Metall. 1983. Vol. 2. N 1&2. Pp. 41-6.
23. Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE Ores of the Noril'sk Region and Its Application to Other Areas of Flood Basalts // Economic Geology. 1992. Vol. 87. Pp. 1945-1962.
24. Pushkarev Y.D. The nature of super-large ore deposits: A conception of crust-mantle interaction within the mantle. Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (eds), Balkema, Rotterdam, 1999. Vol. 1, 2. Pp. 1345-1348.
25. Rundkvist D.V., Kravchenko S.M. The role geological time in the genesis of giant mineral deposits // Global Tect. and Metall. 2001. Vol. 7. N 7&8. Pp. 195-201.

КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХРОМА, ЖЕЛЕЗА, МЕДИ И ЗОЛОТА НА УРАЛЕ: ГЕНЕЗИС И ПЕРСПЕКТИВЫ КОМПЛЕКСНОГО ОСВОЕНИЯ

*В.А.Коротеев, И.С.Чащухин, В.В.Холоднов, Г.Б.Ферштатер, В.Н.Сазонов, А.И.Грабежесв,
Е.В.Аникина, Ю.А.Волченко, В.А.Прокин, В.П.Малошаг, А.И.Малышев, Е.В.Пушкарев*
Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Урал, уже почти 300 лет, является крупнейшей сырьевой провинцией России. До сих пор в нашей стране неизвестно ни одного другого региона со столь же высокой концентрацией разнообразных месторождений, как по количеству, так и по суммарным запасам, в расчете на единицу площади территории. В отдельные периоды своей истории Урал сохранял лидирующее положение как внутри страны, так и в мире по добыче: золота, платины, медных, железных, хромитовых и других руд. Несмотря на то, что подавляющее большинство месторождений было открыто и разведано к середине прошлого столетия, и многие из них к концу XX века были отработаны или близки к завершению, Урал располагает еще значительным потенциалом ресурсов, часть из которых эксплуатируется в настоящее время, а часть даже не вовлечена в разработку. Несомненно, что природные богатства Урала являются результатом сложной и длительной истории его геологического развития, составляющей, по разным оценкам, до 3 миллиардов лет.

Наметившаяся на Урале в последней трети прошлого столетия тенденция к снижению темпа прироста запасов, связанная как с истощением потенциала легко открываемых месторождений, так и с сокращением объемов геологоразведочных работ, сегодня является доминирующим фактором, отрицательно влияющим на развитие всего горнодобывающего и перерабатывающего комплекса в регионе. Кроме того, часть месторождений, в том числе крупных и уникальных, оказалась за пределами России (в Казахстане), что заметно осложнило ситуацию с сырьевой базой для многих предприятий. Эти и другие факторы заставляют искать новые источники сырья для поддержания мощной индустриальной инфраструктуры Урала. Решение этой проблемы возможно по нескольким направлениям:

1. глубокая комплексная переработка руд действующих месторождений, с максимальным извлечением полезных компонентов;
2. разработка критериев формирования и размещения крупных и уникальных месторождений, которые могли бы быть использованы на новом этапе поисково-разведочных работ;
3. вторичная переработка техногенных месторождений (отвалы рудников и металлургических комбинатов, «хвосты» обогатительных фабрик и т.д.), накопленных на Урале за 300 лет его промышленного развития.

Две первые задачи являются определяющими для проекта «Крупные месторождения хрома, железа, меди и золота на Урале: генезис и перспективы комплексного освоения», в котором участвуют многие сотрудники и коллективы Института геологии и геохимии УрО РАН. Фактически, данный проект состоит из восьми самостоятельных разделов, курируемых ведущими специалистами Института и охватывающих наиболее значимые для Урала типы полезных ископаемых, таких как: хромитовые руды, колчеданные медно-полиметаллические руды, титаномагнетитовые руды, золото и платиноиды.

Хромитовые месторождения

Урал, до сих пор является практически единственным поставщиком высокосортного хромита для металлургической и химической промышленности России. К сожалению, крупнейшие месторождения Донской группы, приуроченные к Кемпирсайскому офиолитовому массиву, сегодня территориально принадлежат Казахстану. Однако еще до открытия кемпирсайских месторождений, на Полярном, Среднем и Южном Урале были известны и частично эксплуатировались хромитовые месторождения, которые потом были заброшены, из-за отсутствия необходимости и возможности конкурировать с кемпирсайскими «гигантами». Ревизия этих месторождений не проводилась более 40-50 лет. В рамках настоящего проекта предполагается оценить значимость этих месторождений и

потенциальную продуктивность вмещающих ультраосновных пород на основе глубоких знаний по геологии, структуре и вещественному составу пород и хромитовых руд кемпирсайской площади, полученные в ходе предыдущих исследований.

Критерия масштабности хромитового оруденения южнокемпирсайского типа

Состав рудообразующей хромшпинели. Обширный литературный и авторский аналитический материал из многочисленных месторождений Главного рудного поля Кемпирсайского массива свидетельствует о чрезвычайном постоянстве состава рудообразующей хромшпинели. Как правило, ее вариации ограничены колебаниями отношения концентраций железа и магния и обусловлены количеством хромшпинели в руде. Такая картина свидетельствует об одноактном, мощном и глубинном характере процесса рудообразования.

Форма рудных тел. Данные маркшейдерских работ на выработанных месторождениях показали сложную морфологию рудных тел. Обращает внимание относительная компактность и сплаженность припочвенных участков рудных тел и резкое усложнение очертаний вплоть до появления многочисленных "окон" вмещающих пород в прикровельной части. Такая сложная форма указывает на глубинный источник рудных компонентов и могла возникнуть в момент формирования оруденения, а не обусловлена пострудной тектоникой - об этом свидетельствуют несогласные по отношению к петрографическим границам вмещающих пород контакты рудных тел.

Вертикальный разрез юго-восточной части Кемпирсайского массива. Реконструкция вертикального разреза по материалам глубокого структурного и разведочного бурения в юго-восточной части Кемпирсайского массива подтвердила отмеченную еще В.П.Логиновым и Н.В.Павловым стратификацию ультрамафитов. Она заключается в закономерном увеличении сверху вниз степени истощения пород легкоплавкими компонентами вплоть до формирования в нижней части разреза непромышленных хромитит-дунитовых серий (ортомагматического оруденения, по А.Г.Бетехтину). Протяженность разреза не менее 3 км.

Место хромитового оруденения в разрезе. Наиболее крупные рудные тела, мощностью до 300м, локализованы в верхней части дунит-гарцбургитового комплекса и экранированы вышележащими безрудными гарцбургитами. В залегающих ниже этого комплекса анхимономинеральных дунитах мощность рудных тел существенно меньше и они также приурочены к их кровле.

О генезисе хромитового оруденения. Такой тип разреза мог возникнуть только в ходе процесса магматического деплетирования изначально слабо истощенных ультрамафитов под действием мощного глубинного источника горячих восстановленных флюидов - об этом свидетельствуют данные окситермобарометрии и состав захороненных в хромититах газов. Возможно, что поток флюидов возник при локальном вскрытии астеносферных уровней верхней мантии по механизму горячей точки. Следствием деплетирования стал переход слабо подвижной силикатной формы хрома в подвижную оксидную. Те же восстановленные флюиды сыграли роль рудотранспортных и привели к формированию уникальных хромитовых месторождений (гистеромагматических, по А.Г.Бетехтину). О переносе рудообразующих компонентов свидетельствуют отрицательные против фоновых ореолы хрома, железа, марганца и никеля в подрудных интервалах и на выклинивании рудных тел и положительные - в надрудных и междрудных. Источниками рудных компонентов могли служить нижележащие хромитит-дунитовые серии, а также ламелли хромшпинели - продукты распада орто- и клинопироксенов из пород дунит-гарцбургитового комплекса. Сказанное дает основание предполагать латераль-секреционную природу высокохромистого промышленного оруденения Кемпирсайского массива.

О высокохромистом оруденении Среднего Урала

Приведенные выше результаты изучения месторождений Кемпирсайского массива были нами использованы для выяснения генезиса и масштабов высокохромистого оруденения в офиолитовых массивах Среднего Урала - Алапаевском, Восточнотагильском и Первомайском (Чашухин и др. 2002, 2004). Как известно, на этих массивах, начиная с 70-х годов XIX века и вплоть до открытия кемпирсайских месторождений были открыты и эксплуатировались многочисленные рудопроявления хромитов, в том числе сложенные высокохромистой хромшпинелью. Однако слабая

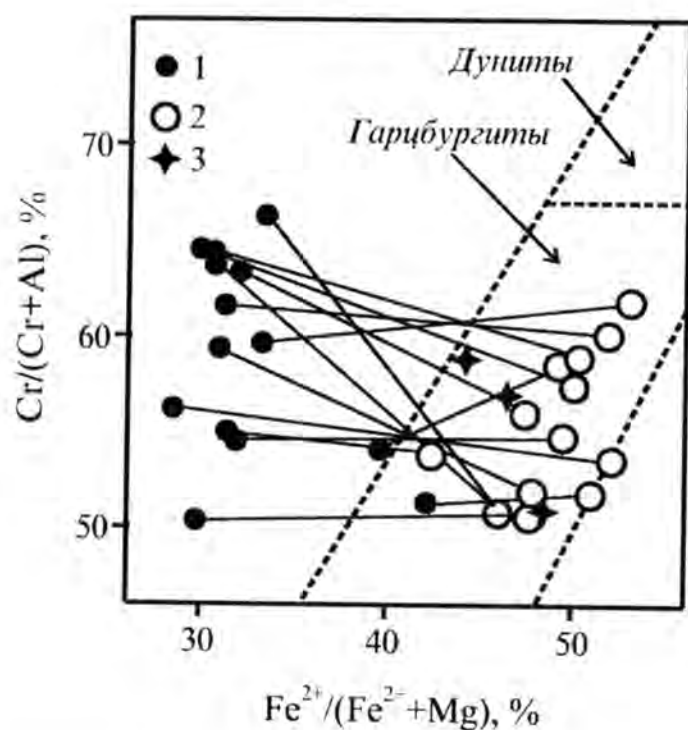


Рис. 1. Составы акцессорных и рудных хромшпинелей из месторождений глиноземистых хромитовых руд Алапаевского массива:

1 - хромитовые руды, 2 - вмещающие гарцбургиты, 3 - дуниты. Коннодами соединены составы хромшпинелей из руд и гарцбургитов конкретных рудопроявлений

изученность массивов на глубину, отсутствие кондиционных геологических карт и мощный пострудный зеленосланцевый метаморфизм затрудняет проведение исчерпывающего сопоставления среднеуральских месторождений с южнокемпирсайскими. На наш взгляд наиболее близки к последним месторождения Лебяжинское III в Первомайском, Курмановское в Алапаевском, отчасти Кутузовское I в Восточнотагильском массивах.

Состав рудообразующей хромшпинели (рис. 1, 2) характеризуется трендами, аналогичными кемпирсайским, - $Al \rightarrow Cr$, $Fe^{2+} \rightarrow Mg$, но несколько смещен в сторону меньшей хромистости и большей железистости.

Структура руд вкрапленная, т.е. близка кемпирсайской, но в отличие от густовкрапленных кемпирсайских руд здесь преобладают средневкрапленные.

Форма рудных тел, как правило, столбообразная, т.е. схожая с кемпирсайскими рудными телами. С учетом геолого-геофизических данных вертикальный разрез ультрамафитов в массивах Среднего Урала был нами реконструирован на основе изучения состава акцессорной хромшпинели, реликты которой, несмотря на метаморфизм, в большинстве случаев сохраняются. Он оказался обратным южнокемпирсайскому - степень магматического деплетирования с глубиной уменьшается и можно предполагать, что рудовмещающий дунит-гарцбургитовый комплекс первоначально залегал в верхней части разреза.

Место хромитового оруденения в разрезе ввиду слабой изученности и сильной дизъюнктивной тектоники не известно. По аналогии с другими хромитовыми офиолитовыми массивами можно предполагать, что оно локализовано в верхней части.

О генезисе и масштабах хромитового оруденения. По нашему мнению, принципиально отличный петрографический разрез Кемпирсайского и среднеуральских массивов предполагает разный механизм магматического деплетирования исходных ультрамафитов. Если в первом случае энергетическим источником деплетирования был поток глубинных горячих восстановленных флюидов, а само деплетирование происходило в верхней мантии, то в офиолитовых ультрамафитах, к которым несомненно относятся среднеуральские массивы, выплавление базитового вещества осуществлялось в ходе внедрения горячих ультрамафитов в земную кору по механизму адиабатической декомпрессии и с глубиной уменьшалось. На наш взгляд, это обстоятельство важно

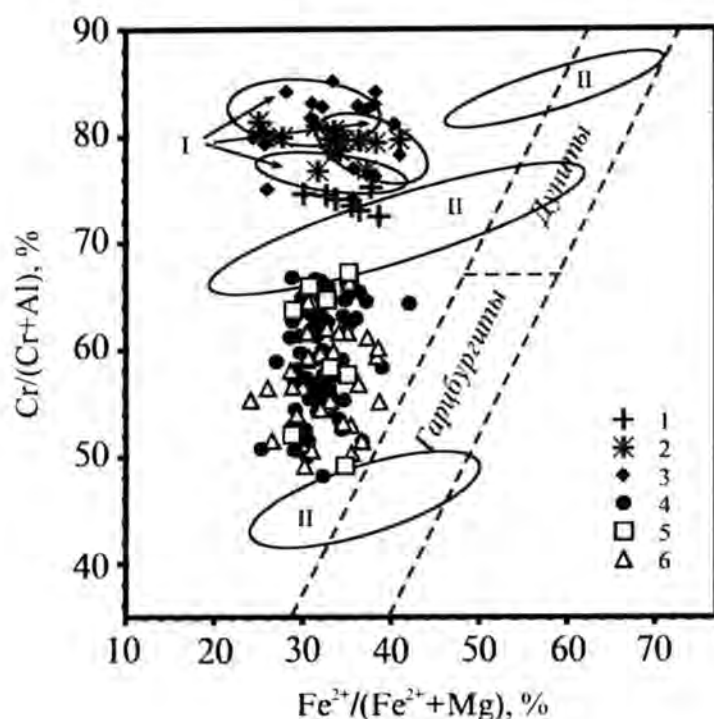


Рис. 2. Составы рудных хромшпинелей из хромитовых месторождений Среднего Урала:

1-3 - высокохромистые руды массивов: 1 - Алапаевского, 2 - Первомайского, 3 - Восточнотагильского, 4-6 - глиноземистые руды тех же массивов, соответственно. Эллипсы - поля составов генетических типов руд: I - латераль-секреционный, с трендом $Al \leftrightarrow Cr$ (сверху вниз: ГРП Кемпирсая, ЦРП Рай-Иза, Б. Башарт); II - метасоматического, с трендом $Fe^{3+} \leftrightarrow Al$ (Зап. Блактай, Кемпирсайский, Рай-Из, север Кемпирсая). В глиноземистых рудах Среднего Урала тренд $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg$, $Cr/Al - const$

для оценки потенциальной хромитоносности массивов Среднего Урала, т.к. существенно снижает глубину и масштабы трансформации силикатной формы хрома в оксидную. Это обстоятельство наряду с существенно более глубоким, чем в Кемпирсайском массиве, уровнем эрозионного среза является неблагоприятным фактором для образования «южнокемпирсайских» объемов высокохромистого оруденения в среднеуральских массивах и их сохранности (Чашухин и др. 2002, 2004). О разном уровне эрозии свидетельствуют результаты измерения по поверхности степени ранней серпентинизации: если в Кемпирсайском массиве обнажаются, как правило, нацело серпентинизированные породы, то в среднеуральских степень процесса не превышает 70-80 мас.%.

Возможность практического использования полученных результатов

1. Ввиду локальности процессов метаморфической дифференциации слабоистощенные гарцбургиты среднеуральских массивов продуктивны на обнаружение групп относительно небольших месторождений глиноземистых руд.

2. Дунит-гарцбургитовый состав западных блоков Алапаевского и Восточнотагильского массивов, а также северной части Первомайского массива является благоприятным признаком на обнаружение новых проявлений высокохромистого оруденения кемпирсайского типа. Но учитывая иное, чем в юго-восточной части Кемпирсайского массива, вертикальное строение ультрамафитов, сходное с известными хромитоносными офиолитовыми массивами восточного Средиземноморья, можно предполагать, что наиболее перспективными являются западные части перечисленных выше фрагментов среднеуральских массивов, относящиеся к самым верхам ультрамафитовых разрезов. Для целенаправленных поисков новых объектов и оконтуривания рудоносного комплекса необходима кондиционная геологическая съемка масштаба 1:25000 и крупнее.

Железорудные месторождения

Урал является одним из мировых эталонных регионов, включающих все многообразие железорудных месторождений, сформированных в разные этапы развития складчатого пояса. Значительное место в минеральных ресурсах Урала занимают титаномагнетитовые месторождения, которые можно подразделить на три типа: 1) титаномагнетитовые месторождения, ассоциированные с ультраосновными породами в массивах Платиноносного пояса Урала, 2) титаномагнетитовые месторождения, связанные с рифейскими расслоенными габбровыми интрузиями, 3) скарново-

титаномагнетитовые месторождения, приуроченные к габброидам дифференцированных габбро-гранитных серий Магнитогорского прогиба. Месторождения двух первых генетических типов можно классифицировать как крупные и уникальные. Так, только разведанные запасы Качканарского (1 тип) и Кусинско-Копанского (2 тип) месторождений превышают 6 млрд. тонн. Кроме того, эти месторождения можно рассматривать как комплексные, поскольку среднее содержание ванадия в рудах колеблется около 0.5%, а содержание скандия в силикатной части руд Качканарского месторождения и, соответственно, в «хвостах» обогатительной фабрики составляет 100 г/т. Другой, пока еще теоретической возможностью является попутное извлечение из титаномагнетитовых руд качканарского типа сопутствующих им платиноидов. Исследование руд качканарского типа является задачей следующего этапа, а изучение оруденения в расслоенных габброидах Кусинско-Копанской интрузии на Южном Урале, уже позволило изменить представления о его генезисе.

В процессе исследований последних лет было установлено наличие геохимической специализации рудоносных среднерифейских габброидов на титан и железо, показано обогащение пород высокозарядными редкими элементами (Nb, Ta, Zr, Y, тяжелыми РЗЭ – индикаторами внутриплитного магматизма).

Богатство исходных расплавов железом и титаном создало предпосылки для формирования пород (габбро-норитов и др.), обогащенных этими элементами и, следовательно, для образования соответствующего по составу комплексного титаномагнетит – ильменитового (и ильменит-апатитового) оруденения (Ферштатер и др., 2001; Fershtater, Kholodnov, 2001). Например, в нормальных толентах $\text{FeO}^* = 10\%$, $\text{TiO}_2 = 1-2\%$, а в кусинско-копанских соответственно 15-20% и 2-5% и более.

Различные условия кристаллизации магматических расплавов и их постмагматической эволюции, связанные с разными геологическими условиями и флюидным режимом, обусловили существенные различия в минеральном составе и масштабах оруденения, характерные для массивов, формирующихся в южной и северной частях Кусинско-Копанской расслоенной интрузии.

Крупные размеры как вмещающего эту интрузию Кувавшко-Машакского рифтогенного грабена (длина более 150 км при ширине до 15 км), формирующегося в среднерифейское время на восточной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы, так и самой интрузии (длина 70 км при ширине 1-3 км), вытянутой вдоль глубинного субмеридионального Зюраткульского разлома, позволяют ожидать существенного прироста запасов титаномагнетитовых руд при переходе к изучению более глубоких горизонтов интрузий.

Контрастный состав дифференцированной вулканоплутонической ассоциации, вулканические члены которой – это базальты и риолиты контрастной по составу машакской (на юге), кувавшкой (на севере) серий, а плутонические – габброиды расслоенных массивов Кусинско-Копанского комплекса и перекрывающие их граниты Рябиновского и Губенского массивов. По химическому составу кувавшские и машакские базальты, близки континентальным толентам.

Детальное изучение состава пороодо-, и рудообразующих минералов и их парагенезисов показало, что массивы и месторождения в северной и южной частях структуры, т.е. по ее простирацию, формируются в условиях различного водного давления и разных фаций глубинности. Габброиды и руды самого северного Кусинского месторождения образуются при наиболее высоком общем и водном давлении (6-7 кбар) и пониженных температурах, а также при максимально высокой активности хлора и кислорода в составе магматогенных и рудообразующих флюидов (Ферштатер и др., 2001; Прибавкин и др., 2003).

В то же время, самые южные массивы и месторождения (Копанское и Маткальское) образуются на меньшей глубине при значительно меньших флюидных давлениях (1-3 кбар), но при более высоких температурах рудогенеза (1000-1250°C). Здесь наблюдается также более высокая активность в составе флюидов и расплавов фтора, фосфора, калия и низкая фугитивность кислорода.

Различие фациальных условий формирования массивов и месторождений на юге (малоглубинный тип) и севере (глубинный) определяет смену минеральных типов и масштабов оруденения в продольном направлении.

Для малоглубинных южных массивов характерна наиболее значительная концентрация титана в составе месторождений, с преимущественным образованием здесь в основном вкрапленного

кумулятивного ильменитового оруденения, при резко подчиненном значении доли как вкрапленных, так и сплошных титаномагнетитовых руд.

При движении на север огромные по запасам (до 6 млрд. тонн) преимущественно кумулятивные ильменитовые и титаномагнетитовые вкрапленные руды южных месторождений сменяются относительно небольшими по запасам (первые млн. тонн) сплошными сегрегационными позднемагматическими магнетит-ильменитовыми рудами Кусинского месторождения. В последнем случае это определяется высокой магматической флюидонасыщенностью Кусинского массива, что обусловило не только позднемагматическую сегрегацию рудного вещества в габбро-норитах, но и отдельную кристаллизацию ильменита и магнетита в сплошных рудах, по химическому составу (соотношению титана и общего железа) близких к сплошным и вкрапленным титаномагнетитовым рудам южных месторождений (Ферштатер и др., 2001).

Наряду с продольной наблюдается и вертикальная зональность в составе магматогенного титаномагнетит-ильменитового оруденения - однотипная для различных фациальных групп месторождений. Такая зональность проявляется как в строении отдельных рудоносных зон месторождений, так и в целом в вертикальном сечении рудоносных массивов, закономерно вписываясь в ритмичную стратификацию составляющих их габброидов. Эту зональность определяет соотношение ильменита и титаномагнетита в рудах.

В вертикальном разрезе Медведевского, Копанского и Маткальского массивов наблюдается закономерная смена снизу вверх (от подошвы массивов к их кровле) титаномагнетитового кумулятивного оруденения сначала титаномагнетит-ильменитовым, а затем и существенно ильменитовым.

Примерно такую же зональность можно проследить в пределах многих рудных ритмов. В основании таких ритмов в более меланократовых породах локализуются титаномагнетитовые руды, а в верхней части, в более лейкократовых - существенно ильменитовые. Соответственно вверх по разрезу в массивах и в пределах рудных ритмов растет Ti/Fe отношение.

Параллельно с титаном в породах и рудах снизу вверх растет содержание фосфора (апатита) и концентрация фтора в апатите, а также содержание калия в породах. Наличие высоких концентраций апатита (до 20 мас.%) в ильменитовых рудах является благоприятным фактором для комплексного промышленного их использования.

В целом, можно сделать вывод, что максимальное накопление титана происходит в верхней части магматической колонны, к которой и принадлежат массивы и наиболее крупные по запасам ильменитовых руд месторождения южной группы, в первую очередь месторождения малоглубинного Копанского массива. Таким образом, можно заключить, что титаномагнетитовые месторождения, связанные с ультраосновными массивами Платиноносного пояса и с дифференцированными габбровыми интрузиями Западного склона Урала являются уникальными по запасам источниками железа, титана, ванадия, фосфора и скандия и, возможно, попутным источником платиноидов и требуют широкомасштабного комплексного изучения как минерального состава, так и внутренней структуры месторождений и их условий образования. Последнее особенно важно, поскольку, современные данные существенным образом меняют традиционные представления на генезис таких месторождений, подчеркивая ведущую роль магматических флюидов в рудообразовании.

Золотые месторождения

На Урале крупные собственно золоторудные (кварц-жильного и прожилково-вкрапленного типов) месторождения развиты в шовных зонах (Минерагения шовных зон, 2003). Для последних характерна нелинейная металлогения: формирование золотых объектов происходит в салических и салифемических блоках, источник же золота и флюида - гетерогенный, но определяющий - мантийный. Магматогенно-гидротермальным источником обусловлено не больше 50 мас.% Au, сконцентрированного в золоторудных объектах (расчеты сделаны на примере золото-кварцевых месторождений Среднего Урала).

Мантийный характер источника доказывается по геолого-тектоническим (по геофизическим и геохимическим данным шовные зоны - это структуры глубинного заложения), геохимическим (в состав литогеохимических ореолов входят в значительных количествах Cr, Ni, Co),

минералогическим (присутствие в рудах разнообразных теллуридов, троилита, а также Hg- и Cu-содержащего самородного золота) данным.

Нашими исследованиями показано, что крупные золоторудные объекты характеризуются полигенностью и полихронностью формирования, общая длительность которого может достигать 60-80 млн. лет (Месторождения..., 2001). Этим обусловлены интегральный характер и телескопированность рудных тел и сопряженных литогеохимических и метасоматических ореолов, сопровождающих рудные тела. Вертикальный размах золотого оруденения на крупных месторождениях достигает 1-2 км и максимален в пределах шовных тектонических зон. Кроме этого на всех значительных по запасам месторождениях присутствуют дайки основного состава, которые рассматриваются как продукты глубинной базификации и являются индикаторами участи в оруденении мантийных флюидов.

Для многих крупных месторождений золота установлены широкие вариации рудообразующего процесса по температуре, который может начинаться с 620-600°C с появления в рудных парагенезисах пирротина, а в околорудных метасоматитах биотита, амфибола и плагиоклаза, а заканчиваться на несколько сотен градусов ниже начальной температуры (Мурзин и др., 2004; Месторождения..., 2001).

Особый раздел исследований золоторудных месторождений Урала посвящается выяснению роли коллизии на рудообразование. Общеизвестно, что Уральский складчатый пояс сформировался в результате проявления широкомасштабных позднепалеозойских коллизионных процессов, завершившихся в Пермское время.

Так, на Березовском и Кочкарском месторождениях золотое оруденение является раннеколлизионным, сопряженным с гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации. Поздняя коллизия в Березовском рудном поле практически не проявилась. Здесь установлены лишь локально проявленные процессы серицитизации березитов и аргиллизация (последняя, выявлена в некоторых зонах разлома, ее возраст не установлен).

В Кочкарском рудном районе поздняя коллизия привела к образованию относительно высокотемпературных метасоматитов (табашек) фемического профиля. Участками процесс "табашкизации" наложился на золоторудные тела и сопряженные с ними березиты, обусловив возникновение рудных столбов.

Ранее (1989 г.), на примере, Светлинского золоторудного месторождения (Южный Урал) было показано, что указанный метасоматоз фемического профиля был продуктивным по золоту. Таким образом, метасоматические процессы, связанные с раннеколлизионным этапом привели к формированию на Урале крупных (по региональным меркам) золоторудных месторождений, а процессы, связанные с позднеколлизионным этапом – привели к обогащению ранее образованных рудных тел.

Признаки проявления коллизии известны в пределах колчеданных месторождений. Они выражены тектонической и метаморфической трансформацией и достаточно хорошо изучены и опубликованы ранее. Признаки метаморфической-метасоматической трансформации изучались нами в пределах Дегтярско-Карабашской колчеданоносной полосы (Минерагения..., 2003). Здесь они материализованы в виде указанных выше фемических метасоматитов и березитов-лиственитов - продуктивных по золоту образований.

Таким образом, коллизионные процессы при формировании золоторудных месторождений играют важнейшую рудообразующую и рудоулучшающую роль.

Молибден-медно-порфировое оруденение

Вовлечение в ближайшем будущем в промышленное использование крупных медно-порфировых месторождений является единственным путем решения дефицита сырьевой базы медной металлургии Урала, в отсутствии привозного медного концентрата. Наиболее крупные месторождения представлены Михеевским в Новониколаевском рудном районе (1,6 млн. тонн при содержании меди 0,5-1%, бортовое содержание 0,3%, категории C₁ и C₂), Гумешевским скарново-медно-порфировым (более 2 млн. тонн в меденосных корах выветривания и эндогенных рудах по категориям C и P₁) (Грабежев, 2004), Северо-Томинском в Томинско-Биргильдинском рудном

районе. При этом перспективы выявления новых рудных зон в данных рудных полях и районах весьма значительны.

Принципиально важную промышленную ценность имеет высокое содержание рения в молибденитовых концентратах Михеевского и Томинского месторождений, достигающее 2000-3100 г/т. Это может быть связано со спецификой уральских месторождений, где рудно-магматические комплексы сформировались в позднеостроводужную-предконтинентальную стадию развития силурийской (D_1 , Гумешевское месторождение) и девонской (D_3 - C_{1-2} Михеевское месторождение) островодужных систем при фемическом составе коры. Как известно, большая часть зарубежных крупных медно-порфировых месторождений находится в пределах окраинно-континентальных регионов и характеризуется низкой концентрацией рения в рудах и молибденитах. Месторождения занимают четкую позицию, находясь в пограничных зонах структур первого порядка (симатических вулканических и сиалических жестких блоков) в пределах влияния зон глубинных разломов.

Рудоносные магматиты представлены сугубо натровыми слабо дифференцированными диорит-кварц-диоритовыми фанерит-порфировыми комплексами с примитивным уровнем содержаний и распределения редких земель. Эти и другие данные дают некоторые основания связывать их с нижнекоровым-мантийным источником. Месторождения представляют собой субмеридиональные зоны длиной до 6 км и вертикальной протяженностью более 500 м. Имеются и другие свидетельства крупного размера рассматриваемых объектов и их положения в участках интенсивного развития корово-мантийного магматизма и разрывной тектоники.

Месторождения локализованы в пределах рудных районов со сложным тектоно-блоковым строением, где фиксируются все эрозионные срезы медно-порфировой колонны, включающие в себя различные типы оруденения, в т.ч. промышленное субвулканическое эпи-мезотермальное Cu-Au- и Au-порфировое. Для рудных полей характерна значительная продолжительность формирования с образованием в завершающий этап наиболее крупных месторождений. Так, в Новониколаевском рудном поле продуктивный магматизм и рудообразование начинаются в D_3 , а завершаются в C_{1-2} . На Гумешевском месторождении, сформировавшемся преимущественно в D_1 , гидротермальная активность возобновляется в триасе, когда сформировались мощные промышленные меденосные глинистые коры с участками золото-джаспероидного оруденения и многотонными гнездами малахита, благодаря которым месторождение и приобрело мировую известность. Многофазный однотипный гранитоидный магматизм с развитием эруптивных брекчий и неоднократными импульсами минерализации достигает максимума на завершающем этапе формирования рудно-магматической системы. Для месторождений характерна полистадийность рудообразования и формирования разнообразных типов метасоматитов, в том числе уникальных. В наибольшей степени это проявилось на Гумешевском месторождении (Грабежев, 2004; Грабежев и др., 2004). В свете сказанного перспективы выделения новых крупных объектов сохраняются в пограничных зонах главных уральских структурно-фациальных зон, где известны сейчас слабо изученные медно-порфировые рудопоявления.

Комплексное золото-палладиевое оруденение в ультрамафит-мафитовых комплексах платиноносного пояса Урала

Как было показано предыдущими исследованиями (Платинометальное..., 2001) золото-платина-палладиевое оруденение приурочено к мафит-ультрамафитовой части разреза Волковского габбрового массива на Среднем Урале, с которым связано крупное, комплексное апатит-титаномагнетит-медное месторождение. Видимой связи с проявлениями титаномагнетитовой или медно-сульфидной минерализации благороднометальное оруденение не имеет. Оно также не проявляет себя в виде каких-либо хорошо заметных прямых поисковых признаков. Расчетами по рудным интервалам было установлено, что средние концентрации благородных металлов (БМ) незначительно возрастают от габброидов к пироксенитам и апатитовым оливинитам, однако вариации содержаний могут быть практически сходными во всех литологических типах пород (Аникина и др., 2003, 2004). Однако, в большинстве случаев, максимумы концентраций БМ совпадают в разрезах с интервалами развития неоднородных по структуре и текстуре, такситовых пород, независимо от их минерального состава. Но даже в таких случаях, выявление повышенных или рудных концентраций БМ, возможно только по результатам опробования. В рудных интервалах

Ассоциации минералов благородных металлов в различных группах пород Баронско-Клюевского рудопоявления (Аникина и др., 2004)

В такситовых верлитах и апатитовых оливинитах	В плагиоклазовых клинопироксенитах и меланогаббро
Главные минералы: Высоцкит $Pd_{0,82-0,9}Pt_{0,00-0,11}Ni_{0,00-0,09}Sb_{0,99-1,06}$; Селеносодержащий высокоцкит $Pd_{0,92-1,03}Pt_{0,00-0,06}Sb_{0,89-1,00}Se_{0,01-0,12}$ Второстепенные минералы: Теллуropалладинит $Pd_{8,65-9,00}Te_{3,62-4,03}As_{0,00-0,38}$; Винцентит $Pd_{2,88-2,97}As_{0,46-0,56}Te_{0,45-0,56}$; Неизвестная фаза $Pd_{6,74-6,80}As_{1,15-1,19}Te_{0,86-0,93}$; Кейтконнит $Pd_{21,28}Te_{6,72}$; Котульскит $Pd_{1,03}Te_{0,97}$; Pd- мелонит $Ni_{0,54-0,63}Pd_{0,29-0,40}Co_{0,00-0,05}Te_{2,03-2,06}$; Палладистое золото $Au_{0,69-0,78}Ag_{0,10-0,20}Pd_{0,07-0,17}$; Самородное золото $Au_{0,75-0,77}Ag_{0,23-0,25}$ Редкие минералы: Самородное серебро Ag; Неизвестная фаза $(Pd_{0,96}Pt_{0,01}Cu_{0,07})_{1,04}(Se_{0,51}S_{0,45})_{0,96}$; Неизвестная фаза $Pd_{0,51-0,52}Fe_{0,49-0,53}S_{0,99-1,00}$; Гуанглит (?) $Pd_{2,95}As_{1,05}$; Стиллуотерит $Pd_{7,94-8,09}As_{2,89-3,04}$;	Главные минералы: Мертиит II $Pd_{7,92-8,01}Sb_{1,30-1,64}As_{1,36-1,58}$; Арсенопалладинит $Pd_{8,00}As_{2,58}Sb_{0,41}$; Стиллуотерит $Pd_{7,94-8,09}As_{2,89-3,04}$; Неизвестная фаза $Pd_{4,38-4,79}Au_{0,00-0,26}Hg_{0,00-0,37}As_{1,81-2,06}$; Второстепенные минералы: Кейтконнит $Pd_{20,72-20,93}Te_{5,86-7,07}$; Котульскит $Pd_{0,99-1,05}Te_{0,80-0,99}Bi_{0,00-0,21}$; Стибиопалладинит $Pd_{4,96-4,98}Sb_{1,56-1,58}As_{0,44-0,48}$; Неизвестная фаза $Pd_{7,99-8,07}As_{1,40-1,53}Te_{0,86-1,01}Sb_{0,51-0,62}$; Атенеит $Pd_{2,69-2,76}Hg_{0,20-0,25}As_{0,99-1,11}$; Темагамит $Pd_{3,05-3,11}Hg_{0,92-0,98}Te_{2,98-3,00}$; Самородное золото $Au_{0,75}Ag_{0,25}$; Палладистое золото $Au_{0,75-0,90}Ag_{0,04-0,21}Pd_{0,00-0,07}$; Электрум $Au_{0,62-0,64}Ag_{0,34-0,38}Pd_{0,00-0,02}$; Редкие минералы: Высоцкит $Pd_{0,99-1,06}Pt_{0,00-0,07}Ni_{0,00-0,01}Sb_{0,88-0,91}Se_{0,00-0,05}$; Бреггит $Pt_{0,69}Pd_{0,28}S_{1,03}$; Сперриллит $Pt_{1,03}As_{1,97}$; Селеносодержащий высокоцкит $(Pd_{0,85}Pt_{0,2})_{1,05}(S_{0,70}Se_{0,25})_{0,95}$;

содержания палладия совместно с подчиненными в количественном отношении платиной и золотом достигает 5-10 г/т.

Хотя концентрации БМ и их отношения бывают сопоставимы во всех петрографических разновидностях пород разреза, минералогия БМ в плагиоклазовых клинопироксенитах и меланократовых габбро, с одной стороны, и в такситовых верлитах и оливинитах, – с другой, достаточно четко различается (таблица 1).

В такситовых верлитах и оливинитах главная минералообразующая роль принадлежит сере и теллуру. Лишь в единичных случаях в незначительных количествах фиксируются мышьяк или селен. В целом, для такситовых верлитов и апатитовых оливинитов, как видно из таблицы, характерен более простой набор минералообразующих элементов и более простой фазовый состав благороднометалльного оруденения по сравнению с меланократовыми габбро и плагиоклазовыми клинопироксенитами, в которых минералы палладия представлены преимущественно соединениями с мышьяком, сурьмой, теллуrom и ртутью, реже висмутом и присутствуют собственные минеральные формы платины.

С поверхности оруденение фиксируется по литогеохимическим аномалиям БМ. Появление рудных интервалов в ультрамафит-мафитовом разрезе незакономерно, а по данным разведки высокие

концентрации палладия могут отмечаться до глубин 100-150 метров, после чего масштаб оруденения начинает затухать, хотя такие выводы являются сугубо предварительными.

Опоискованные и разведанные участки, где зафиксировано развитие золото-палладиево-палладиевого оруденения составляют лишь первые проценты от площади всего Волковского массива, а учитывая сложность визуального обнаружения БМ минерализации нельзя исключать ее присутствие и в других частях массива, в том числе, и в структуре рудного поля комплексного апатит-титаномагнетит-медного месторождения, что является предметом будущего исследования. Хорошо развитая горнорудная инфраструктура района, пространственная близость к действующему руднику, существенно повышает перспективы вовлечения новых проявлений руд БМ в эксплуатацию и усиливает комплексный характер Волковского месторождения.

Палладиеносный пояс Урала: генетические особенности и условия формирования новых типов золото-палладиевого оруденения

Выявленная в последние годы собственно палладиевая минерализация, как в ультрамафит-мафитовых комплексах, так и в отложениях черносланцевой формации Верхнего Рифея западного склона Урала, ставит вопрос о выделении, так называемого «Палладиеносного пояса Урала», изучению генетических особенностей которого и посвящен данный раздел проекта.

Было установлено, что Баронская золото-палладиеносная зона, частично рассмотренная выше, прослеживается с перерывами на расстоянии более 4 км при ширине 100-200 м и вскрыта многочисленными горными выработками и скважинами до глубины 100-150 м. На поверхности зона оконтурена по результатам анализа почвенных проб на палладий, золото, медь и другие компоненты. Размеры комплексных геохимических аномалий составляют 1200-1300 м на 100-150 м. Первоначально золото-палладиевое оруденение связывалось исключительно с пластообразными телами апатитовых оливинитов, мощность которых составляла от 0,5 до 1,5-2 м. В дальнейшем оруденение было также установлено в апатитовых верлитах, апатитовых оливиновых клинопироксенитах и в их плагиоклазовых разностях, так что появилась возможность по данным массового опробования ультрамафитов выделить собственно рудные зоны мощностью от 2-5 до 10-15 метров при суммарном содержании палладия, золота и платины около 5-6 г/т (Платинометальное..., 2001).

Золото-палладиевые с платиной малосульфидные руды зоны содержат малые количества цветных металлов, и лишь в поверхностной части разреза, где отчетливо проявлены процессы окисления и вторичного обогащения количество меди и серы возрастает до 1-2 и 0,3 мас.% соответственно. С глубиной содержание благородных металлов в рудной зоне заметно уменьшается: по платине в 2-3 раза, палладию в 3-5 раз, золоту в 5-10 раз, по серебру в десятки раз.

В целом Баронская зона с малосульфидным золото-палладиевым оруденением может быть отнесена к типу регенерированных палладиеносных рифов с унаследованными структурными элементами отчетливо дифференцированной (расслоенной) Волковской интрузии. Установлено, что локально проявленные в ее пределах поздние наложенные процессы скарнирования не привели к сколько-нибудь ощутимому перераспределению благородных металлов, содержание которых остается на прежнем уровне.

Другое направление исследований было сосредоточено на выяснении потенциальной палладиеносности углисто-кварц-серицитовых сланцев кырминской свиты Верхнего Рифея, к которым приурочено Ашкинское палладиево-золотое месторождение (Платинометальное..., 2001). Месторождение разведано, эксплуатировалось, но добыча золота была прекращена из-за повышенного притока воды. Месторождение представлено серией кварцевых жил и зон тонкопрожилкового окварцевания в окружении сульфидизированных метасоматитов пропилитовой и лиственит-березитовой формаций, развитых по углеродсодержащим сланцам. Ширина рудной зоны 18 м, длина 500-600 метров без признаков выклинивания. Содержание золота в кварцевых жилах в среднем 5 г/т, в метасоматитах зон окварцевания 2 и более г/т. В целом Ашкинский рудный узел приурочен к месту пересечения субширотной тектонической зоны, фиксируемой долиной реки Большая Ашка и меридионального глубинного разлома.

Изучение вещественного состава углисто-кварц-серицитовых сланцев и метасоматитов, и определение в них концентраций БМ показало, что среднее содержание золота в отобранных пробах

Химический состав золота (мас.%) Ашкинского палладиево-золотого месторождения

№ п.п.	№ обр.	№ фаз	Au	Ag	Pd	Сумма
1	60ВН	1	85,28	13,90	0,1	99,28
2	60ВН	3	85,44	15,47	0,5	101,41
3	60ВН	4	85,28	15,11	0,1	100,49
4	60ВН	6-1	82,02	17,06	0,05	99,13
5	60ВН	6-2	83,90	13,35	0,1	97,35
6	60ВН	6-3	85,73	15,08	0,05	100,86
7	60ВН	7-1	85,77	13,75	0,06	99,58
8	60ВН	7-2	83,87	15,06	0,05	98,98
9	60ВН	7-3	82,75	14,40	0,05	97,20

Кристаллохимические формулы минералов

1. $Au_{0,769}Ag_{0,229}Pd_{0,002}$
2. $Au_{0,746}Ag_{0,246}Pd_{0,008}$
3. $Au_{0,742}Ag_{0,256}Pd_{0,002}$
4. $Au_{0,724}Ag_{0,275}Pd_{0,001}$
5. $Au_{0,773}Ag_{0,225}Pd_{0,002}$
6. $Au_{0,756}Ag_{0,243}Pd_{0,001}$
7. $Au_{0,773}Ag_{0,226}Pd_{0,001}$
8. $Au_{0,752}Ag_{0,247}Pd_{0,001}$
9. $Au_{0,758}Ag_{0,241}Pd_{0,001}$

составляет 10 г/т, платиноидов около 1 г/т при отсутствии тугоплавких платиноидов и отношении палладия к платине равном 4-9. В образцах руд были установлены многочисленные зерна золота. По крупности выделений 55% золотин относится к среднему и мелкому золоту (500-100 мкм), пылевидные выделения размером 5-20 мкм составляют около 45%. Крупные золотины встречаются редко. Располагаются зерна золота в основном в гематитизированных сланцах около каверн с выщелоченными сульфидами и выделений углистого вещества, реже около тончайших кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков мощностью 0,2-0,5 до 1-3 мм. Еще реже вместе с сульфидами железа, меди и железа (пирита и халькопирита) в кварцевых прожилках.

Золото пластинчатое, лепешковидное и неправильной формы. Цвет золота светложелтый, желтый и бледножелтый, редко яркожелтый с розоватым оттенком. По составу относится к среднепробному золоту с содержанием 82-85% золота и 14-17% серебра. Палладий является характерной примесью золота, а его содержание составляет 0,05-0,3 мас.%. Учитывая выявленное высокое содержание палладия в руде (до 2 г/т) предполагается установление в ней и других палладийсодержащих и палладиевых минералов.

Следует отметить, что минералого-геохимические черты других ранее выявленных нами в пределах Ашкинско-Кырминской рудной зоны рудопроявлений (Кокуйского, Григорьевского) аналогичны Ашкинскому месторождению. Так содержание палладия в них достигает 0,5-1-3 г/т при содержании золота 0,5-2 г/т и близкой величине платино-палладиевых отношений.

Полученные в результате проведенных исследований данные подтверждают наличие на Урале разнообразных палладиеносных (золото-палладиеносных) рудных формаций, заслуживающих внимания и дальнейшего изучения, и неправомерность сведения проблемы уральского палладия к оценке золото-палладиевого оруденения в мафит-ультрамафитовых комплексах Платиноносного пояса Урала.

Колчеданные месторождения

Урал является одной из крупнейших мировых провинций по разведанным запасам медноколчеданных руд. Здесь насчитывается более ста месторождений, приуроченных к вулканогенным поясам различного возраста. По составу и генезису на Урале представлены

практически все известные типы колчеданных месторождений. По разведанным запасам руд, некоторые из них относятся к уникальным объектам, в которых запасы превышают 200–400 млн. тонн (Гайский ГОК..., 2004).

В 2004 году продолжались исследования по крупным Сафьяновскому, Узельгинскому и суперкрупным – Гайскому месторождениям (Молошаг и др., 2003, 2004; Прокин и др., 2003).

Наибольшее внимание было уделено исследованиям борнитсодержащих руд, как наиболее богатых медью и благородными металлами (Молошаг, Гуляева, 2004).

В настоящее время борнитовые руды обрабатываются на Александринском и Октябрьском (Бурибаевское РУ) месторождениях. Учалинским ГОКом намечается вскрытие Чебачьего месторождения. Наряду с этим некоторая часть запасов этих руд осталась в недрах на законсервированных подземных рудниках месторождений им. III Интернационала и Карабашского. Наиболее значимым в практическом и минералогическом отношении являлась ныне отработанная Стержневая линза Гайского месторождения (Гайский ГОК..., 2004).

С использования экспериментальных исследований безводных сульфидных систем при переменных значениях температуры и давления (летучести) паров серы нами были рассчитаны условия образования борнитовых руд. Для этого использовался электрум-сфалеритовый геотермометр, основу которого составляют данные по железистости сфалерита X_{FeS} и атомного количества серебра в самородном золоте $N_{\text{Ag}} = \text{Ag}/(\text{Au} + \text{Ag})$. Минимальные значения температуры и летучести серы позволяет оценить состав дигенита, на основе использования отношения избыточного количества серы S_2 к Cu_2S (Barton, 1973).

Геологическая обстановка залегания борнитовых руд и физико-химические условия образования борнитовых руд температура T , летучесть серы $\log fS_2$ свидетельствует о том, что их образование носило гипогенный характер (таблица 3).

Наряду с реакциями сульфидизации для интерпретации условий образования борнитовых руд нами использована диаграмма кислотность pH – летучесть кислорода $\log fO_2$, которая дает возможность отображать условия равновесия гидротермальных растворов с рудными и нерудными минералами при постоянной температуре. Для построения диаграммы $\log fO_2$ – pH используются суммарные концентрации серы, углерода и бария, а также калия, натрия, кальция, которые задаются в виде модельного раствора. Она показана на рисунке 1, где приведены линии равновесия рудообразующих минералов. Положение линий равновесия энаргита в полях устойчивости борнита и халькопирита находилось расчетным путем. Расчет летучести кислорода выполнялся на основе привлечения реакции паров серы с водой: $S_{2(\text{газ})} + 2 H_2O = 2 H_2S_{(\text{водный раствор})} + O_{2(\text{газ})}$.

На данном этапе исследований основное внимание уделялось исследованиям геохимии и минералогии серебра в борнитовых рудах (Молошаг, Гуляева, 2004). Основная доля серебра в рудах рассматриваемых месторождений концентрируется в борнитах, дигенитах и блеклых рудах, где его содержания составляют от десятых долей до полутора процентов. Для борнитов и блеклых руд Гайского месторождения данная тенденция подтвердилась повторными их анализами. В борнитовых рудах встречаются сульфиды меди и серебра, которые представлены штрмейеритом $\text{Ag}_{0.93}\text{Cu}_{1.07}\text{S}$, ялпайтом $\text{Ag}_{1.55}\text{Cu}_{0.45}\text{S}$ и маккинстритом $\text{Ag}_{1.2-x}\text{Cu}_{0.8+x}\text{S}$.

Наряду с минералами благородных металлов и меди наблюдаются минералы германия, ванадия и олова. Повышенные содержания этих элементов и галлия наблюдаются только в борнитсодержащих рудах. На Урале германий-оловянные сульфиды впервые были обнаружены на Гайском и Учалинском месторождениях. Они представлены германитом $\text{Cu}_{26}\text{Ge}_4\text{Fe}_4\text{S}_{31}$, колуситом $\text{Cu}_{26}\text{V}_2\text{As}_4\text{Sn}_2\text{S}_{32}$, реньеритом $\text{Cu}_{20}(\text{Zn}_{2-x}\text{Cu}_x)(\text{Ge}_{4-x}\text{As}_x)\text{Fe}_8\text{S}_{32}$. Нами они установлены также на месторождениях им. III Интернационала, Карабашского и Молодежного, подтверждены их находки на Гайском месторождении. Станноидит $\text{Cu}_8^+ \text{Fe}^{3+}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Zn}^{2+})\text{Sn}^{4+}_2\text{S}_{12}$ и моусонит $\text{Cu}_6\text{Fe}_2\text{SnS}_8$ образовались синхронно с борнитом и сфалеритом вплоть до кристаллизации дигенита. Они остаются устойчивыми и в ассоциации с дигенитом. Широкое распространение этих минералов в борнитовых рудах колчеданных месторождений Урала и других регионов дают основание считать, что наличие рассматриваемых минералов является типоморфным, генетическим признаком борнитовых руд (Молошаг, Гуляева, 2004).

Ванадий и мышьяк в кристаллических структурах данных минералов, а также энаргита Cu_3AsS_4 являются пятивалентными, т.е. находятся в высшей степени окисления. Структура энаргита

Таблица 3

Результаты электрум-сфалеритового и дигенитового методов определения температуры и летучести серы для колчеданных месторождений

Место- рождение	Образ- цы	N _{Ag}	X _{FeS}	T, °C	log f _{S2}	Место- рождение	Образ- цы	S ₂ изб. /Cu ₂ S	T, °C min	log f _{S2} min
Борнит – блеклорудная субфация						Энаргит-дигенитовая субфация				
Гай	501/ 74	0.2449	0.0010	280	-7.2	Гай	501/74	0.0208	240	-13.0
	502/ 76 - 1	0.1624	0.0020	364	-4.3	Вишн.		0.0271	155	-14.8
	502/ 76 - 2	0.2059	0.0020	330	-5.6	III Инт.	1306	0.0036	420	-12.5
	502/ 76 - 3	0.2285	0.0020	316	-6.2		1038	0.0145	300	-13.0
	536/ 78 - 1	0.2441	0.0009	278	-7.2		696	0.0062	380	-11.5
	536/ 78 - 2	0.2481	0.0009	276	-7.4		280	0.0037	410	-12.5
	536/ 78 - 3	0.1986	0.0009	306	-6.0	Кар.	13-1	0.0133	315	-12.2
	507/ 77	0.2705	0.0012	272	-7.8		13	0.0103	350	-13.1
III Инт.	1184	0.3338	0.0038	280	-8.4		13-8	0.0223	270	-13.2
	1184 / а	0.2526	0.0038	326	-6.4					
	1184 / б	0.3008	0.0038	298	-7.6					
	1184/в	0.3251	0.0038	285	-8.2					
	1184/г	0.2763	0.0038	312	-7.0					
Кар.	M-193	0.1741	0.0010	340	-3.0					

Примечание. Месторождения: Гай – Гайское, III Инт. – имени III Интернационала, Вишн. – Вишневское, Кар. – Карабашское

близка кристаллическим структурам рассмотренных выше сульфидов ванадия и германия. Она является производной от структуры вюртцита, в которой атомы металлов характеризуется тетраэдрической координацией. Энаргит встречается в борнитовых рудах месторождений им. III Интернационала, Карабашского и Молодежного. Анализ данного минерала из борнитовых руд Молодежного месторождения показывает наличие примесей германия, ванадия и олова. Присутствие энаргита в парагенезисе с минералами названных элементов, свидетельствует, что образование данных сульфидов происходило при повышенных значениях летучести кислорода. При 250°C ее значение составляет $10^{-34.6}$ атм., в то время как давление кислорода, соответствующее замещению халькопирита борнитом на два порядка ниже и составляет $10^{-36.4}$ атм. (рис. 3).

В образцах борнитсодержащих руд, содержащих дигенит, возможно присутствие ютенбогардита Ag_3AuS_2 , поскольку экспериментальные исследования показали, что соответствующие условиям его образования значения температуры и летучести серы частично перекрываются с полем устойчивости дигенита. Косвенным свидетельством этого является то, что в богатых серебром пробах руд месторождений им. III Интернационала (Сан-Донато) и Карабашского, где дигенит сопровождается сульфидами серебра: штрмейеритом, маккинстритом и джалпантом значительно возрастает величина отношения серебра к золоту.

Наличие примесей платины и палладия в минералах борнитовых руд Гайского месторождения, а также примесей платины и палладия в самородном золоте дают основание говорить об одновременном отложении золота и платиноидов в борнитовых рудах (Гайский ГОК..., 2004). В пользу этого свидетельствуют также экспериментальные данные по условиям переноса и отложения этих металлов в гидротермальных растворах, согласно которым области максимальных содержаний золота и платиноидов на диаграммах $\log fO_2 - pH$ в значительной степени совпадают.

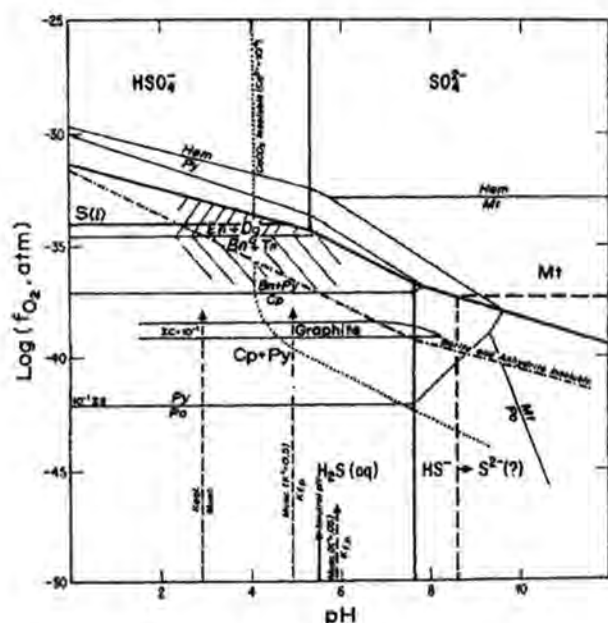


Рис. 3. Положение полей устойчивости борнит-теннантитовой и энаргит-дигенитовой ассоциаций в борнитовых рудах колчеданных месторождений при 250°C по [Cretag, Barnes, 1976] с дополнениями и упрощениями

Для колчеданных месторождений естественными путями поступления термальных рассолов являются зоны пострудных тектонических нарушений, которые детально изучены на широко известной Стержневой линзе Гайского месторождения. Исходя из отмеченных минералогических и геохимических параллелей состава борнитовых руд колчеданных и стратиформных месторождений, напрашивается вывод о важной роли элементарноорганических соединений в переносе и накоплении концентрации данных элементов при формировании руд колчеданных месторождений. Присутствие таких органических соединений, которые потенциально могут служить переносчиками и концентраторами благородных и редких элементов наблюдается при исследованиях подводного гидротермального рудообразования.

Серный перехват как основа формирования эндогенных сульфидных месторождений

В 2003 г. в основном завершена разработка физико-химических основ модели серного перехвата для эндогенного рудообразования (Малышев, 2004). Для эволюции высокотемпературных эндогенных флюидов определяющее значение имеют фазовые переходы «газ–жидкость». Одним из наиболее интересных компонентов эндогенных флюидов является сера. Так как ее критическая температура попадает в самый центр возможного температурного диапазона магматических расплавов, то в высокотемпературных процессах в зависимости от конкретных РТ-условий она может находиться как в жидком, так и в газообразном состояниях. Сброс серы во многом определяется «трассой» прохождения флюидов по РТ-диаграмме устойчивости серы и ее соединений. При пересечении РТ-условий зон серной отгонки равновесие многих высокотемпературных реакций, протекающих с участием газов группы серы, резко смещается в сторону сброса серы в жидкий конденсат. Именно здесь наиболее интенсивно протекают процессы массового сульфидообразования, т.к. в щелочной высокотемпературной среде молекулярная сера оказывается практически единственным и очень мощным окислителем для транспортируемых газами металлов.

При помощи физико-химического моделирования показано, что в зонах серной отгонки может иметь место довольно значительный эффект изотопной сепарации (до $\delta^{34}\text{S} = 20.262$). Все это делает невозможным использование изотопного состава серы как критерия оценки ее источников. Более того, имеющиеся аномалии в изотопном составе серы таких крупнейших сульфидных месторождений, как Норильские, легко объясняются этим эффектом без привлечения каких-либо предположений о контаминации коровой серы.

Установлено, что рудообразующая роль зон серного перехвата имеет первостепенное значение для образования в эндогенных условиях не только сульфидных руд, но и окисдных руд d- и



Рис. 4. Возможное влияние концепции серного перехвата на различные аспекты теории рудообразования

р-элементов. Закономерное изменение содержаний серы и температурных зон существования флюидогенерирующих расплавов не может не отразиться на процессах сульфидообразования, генетически связанных с магматическими расплавами разной основности. Для ультраосновных расплавов возможные зоны серной отгонки оторваны от температурной области соответствующих магм. Для основных магм возникает уникальная ситуация, когда область зон серной отгонки и температурная область возможного существования магматических расплавов частично пересекаются. Это обеспечивает возможность сброса избыточной серы с ее переводом в сульфидную форму непосредственно в магме. Далее с повышением кислотности расплава стартовые зоны серной отгонки в эндогенном флюиде сначала отрываются от температурной области существования флюидогенерирующей магмы, а затем все более удаляются от нее, все ближе примыкая к барьеру водной нейтрализации.

Эти особенности позволили условно выделить в порядке повышения кислотности флюидогенерирующих расплавов четыре группы сульфидных месторождений, формирование которых может быть обусловлено серным перехватом (рис. 4).

Возможны трансформации рудных концентраций из сульфидной формы в оксидную под воздействием высокотемпературных эндогенных флюидов. Это позволяет выделить три группы оксидных месторождений, для которых серный перехват мог играть определяющую роль в формировании рудных концентраций. Помимо этого особенности высокотемпературной геохимии серы имеют непосредственное отношение к проблеме образования эндогенных месторождений собственно самородной серы и к вопросам образования зон приповерхностного окисления сульфидных месторождений.

Крайняя простота и предельно высокое значение заставляют рассматривать все вышеизложенное на уровне первично-понятийных постулатов, на которые с необходимостью должна опираться теория рудогенеза.

Заключение

Исследовательские работы, проведенные творческим коллективом Института геологии и геохимии УрО РАН показывают, что потенциал многих ныне эксплуатируемых уральских месторождений может быть в значительной мере расширен за счет придания им статуса комплексных, вовлечение в оборот полезных компонентов, которые ранее уходили в «хвосты» обогащения или отходы металлургического передела. Эта уверенность базируется на глубоком изучении вещественного состава руд и вмещающих пород. На Урале в последние годы были выявлены и сейчас интенсивно изучаются неизвестные ранее палладиевые месторождения с сопутствующей золото-платиновой минерализацией, как среди основных и ультраосновных пород Платиноносного пояса, так и среди отложений черносланцевой формации Рифейского возраста.

Проведены ревизионные работы по хромитовым проявлениям Среднего Урала, которые показали высокое сходство состава хромшпинелидов и условий их образования с крупными месторождениями высококачественных хромитов в Кемпирсайском массиве (Казахстан). Базируясь на петрологических и геолого-структурных наблюдениях, часть из этих объектов следует признать малоперспективными для дальнейших поисков крупных хромитовых месторождений, однако они могут быть вовлечены в эксплуатацию как собственное, сравнительно дешевое сырье для производства феррохрома на уральских заводах.

На геотектонической основе разработана новая генетическая модель формирования крупных месторождений золота в коллизионных орогенах, указывающая на существенную роль мантийного вещества в привносе и переотложении золота. Показано, что все крупные месторождения золота являются полигенными, формируются в несколько этапов и имеют очень длительную историю развития, насчитывающую до 60 млн. лет.

В последнее время на Урале выявлены, неизвестные ранее молибден-медно-порфировые месторождения, связанные с островодужными и окраинно-континентальными стадиями развития орогена. Показана их существенная геохимическая специализация на рений, что значительно расширяет интерес к подобным объектам.

Данные проведенных исследований еще раз обращают внимание на необходимость комплексного подхода к изучению и эксплуатации уникальных по количеству и запасам колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с вулканогенными породами различного возраста. Исследования показали, что колчеданы содержат не только золото и серебро, но и разнообразные платиноиды, изучение условий образования, локализации и видового разнообразия которых является важной задачей для последующих исследований.

Литература

1. Аникина Е.В., Русин И.А., Кнауф В.В., Гарути Дж., Заккарины Ф., Пушкарев Е.В. Ассоциация минералов благородных металлов в клинопироксенитах южного блока Волковской интрузии на Среднем Урале // Ежегодник-2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 232-236.
2. Аникина Е.В., Русин И.А., Кнауф В.В., Гарути Дж., Заккарины Ф., Пушкарев Е.В., Берсенов С.Я. Новые данные о составе золото-палладиевого оруденения в ультрамафит-мафитовом разрезе южного блока Волковской интрузии на Среднем Урале // ДАН. 2004. Т. 396. № 3. С. 377-382.
3. Аникина Е.В., Русин И.А., Филлипов В.Н., Пушкарев Е.В., Берсенов С.Я. Благороднометальное оруденение в ультрамафитах Волковской интрузии на Среднем Урале: минералы и минеральные парагенезисы // Ежегодник-2002. Институт геологии и геохимии УрО РАН. 2003. С. 250-260.
4. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Прибавкин С.В., Воронина Л.К. Распределение галогенов в расслоенных габброидах Кусинской интрузии // Ежегодник-2002. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 224-227.
5. Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В., Холоднов В.В., Воронина Л.К. К минералогии ильменит-титаномагнетитовых руд Кусинского месторождения (хегбомид, шпинель) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 236-239.
6. Бочарникова Т.Д., Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Холоднов В.В. Новые данные о хегбомите Кусинского ильменит-титаномагнетитового месторождения на Южном Урале // Уральская минералогическая школа 2002. «Геохимия, минералогия и минерагения меди». Екатеринбург: УГТГА, 2003. С. 87-89.
7. Гайский ГОК; геология Гайского и Подольского медно-цинковых колчеданных месторождений на Урале. Екатеринбург: УГМК, ГТОК, Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. 148 с.

8. Грабежев А.И. Скарны Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения (Средний Урал) // Петрология. 2004. № 2. С. 176-190.
9. Грабежев А.И., Гмыра В.Г., Пальгуева Г.В. Гидроксилэлластадитовые метасоматиты из Гумешевского скарново-медно-порфирового месторождения (Средний Урал) // Доклады РАН. 2004. Т. 394, № 5. С. 659-661.
10. Грабежев А.И., Мурзин В.В., Молошаг В.П., Вигорова В.Г., Пальгуева Г.В., Гмыра В.Г. Тальк-сульфидно-карбонатные метасоматиты Гумешевского месторождения // Ежегодник-2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 319-324.
11. Малышев А.И. Рудные ловушки в магматическом сульфидообразовании // Доклады АН. 2004. Т. 396, № 3. С. 389-392.
12. Малышев А.И. Серный перехват в эндогенном рудообразовании // Вулканизм и геодинамика. Материалы докладов II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 544-550.
13. Малышев А.И., Малышева Л.К. Летучие в планетарной эволюции // Вулканизм и геодинамика. Материалы докладов II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 32-38.
14. Малышев А.И. Сера в высокотемпературных эндогенных процессах. Геохимия. (в печати).
15. Малышев А.И. Изотопная сепарация серы в зонах высокотемпературной отгонки // Доклады АН. (в печати).
16. Малышев А.И. Серный перехват в эндогенном рудообразовании // Геология рудных месторождений. (в печати).
17. Месторождения золота Урала / Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2001. 670 с.
18. Минерагения шовных зон. Часть 2. Дегтярско-Карабашская колчеданосная зона. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003. 69 с.
19. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Берлибле О.М. О температурном режиме формирования золотоносных метасоматитов месторождения Золотая Гора (Карабашское) // Ежегодник-2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 333-338.
20. Молошаг В.П., Викентьев И.В. Новые данные о минералогии золота в рудах колчеданных месторождений Урала // Эволюция внутриконтинентальных поясов: тектоника, магматизм, седиментогенез, полезные ископаемые: Материалы научной конференции (IX чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 193-198.
21. Молошаг В.П., Викентьев И.В. Минералогическая интерпретация результатов рационального анализа золота в рудах колчеданных месторождений Урала // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 203-210.
22. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Викентьев И.В., Буслаев Ф.П., Гуляева Т.Я. Физико-химические условия образования парагенетических ассоциаций сульфидных минералов колчеданных и медно-золото-порфировых месторождений Урала // Материалы Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей вузов геологического профиля – «Геохимия, минералогия и минерагения меди». 30.09 – 05.10. 2002. Екатеринбург: УГГА, 2003. С. 53-70.
23. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Гуляева Т.Я. Условия образования теллуридов в рудах колчеданных и медно-золото-порфировых месторождений Урала // Записки ВМО. 2002. Э. Ч. 131, № 5. С. 40-54.
24. Молошаг В.П., Гуляева Т.Я. Условия образования минералов редких и рассеянных элементов в борнитовых рудах колчеданных месторождений // Ежегодник-2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 309-316.
25. Молошаг В.П., Тесалина С.Г., Викентьев И.В., Оржеваль Ж.Ж., Гуляева Т.Я. Новые данные по минералогии руд Сафьяновского месторождения // Ежегодник-2002. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 196-202.
26. Поленов Ю.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н. Кварц-жильные образования горы Зайковой (Кочкарский рудный район, Южный Урал) как образования мультигеодинамических обстановок // Ежегодник-2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 338-342.
27. Прокин В.А., Молошаг В.П., Малогин В.А. Зональность Сафьяновского медноколчеданного месторождения // Ежегодник-2002. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 294-300.
28. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / Золоев К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 199 с.
29. Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д. Высокобарические окolorудные преобразования габброидов Кусинского массива // Ежегодник-2002. Информационный сборник научных трудов. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 118-123.
30. Ферштатер Г. Б., Холоднов В.В. Прибавкин С.В., Бородин Н. С., Бочарникова Т.Д. Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала // Геология рудных месторождений (в печати).

31. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В. Среднерифейский магматизм Башкирского антиклинория как возможный предвестник раскрытия Уральского палеоокеана // Материалы Международной конференции «Магматизм на пассивных окраинах Родины». Уфа, 2003. С. 6-9.
32. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В. Бородин Н.С. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 2. С. 112-128.
33. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании // Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. 400 с.
34. Чашухин И.С., Сурганов А.В., Гмыра В.Г., Чашухина В.А., Булыкин Л.Д. Закономерности состава акцессорной и рудообразующей хромшпинели в ультрамафитах Восточнотагильского массива // Ежегодник-2002 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 150-158.
35. Чашухин И.С., Сурганов А.В., Булыкин Л.Д., Гмыра В.Г., Чашухина В.А. Типизация хромитовых месторождений Среднего Урала на основе химического состава рудообразующих хромшпинелидов // Региональный конкурс РФФИ "Урал", Свердловская область. Результаты научных работ, полученные в 2002г. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2002. С. 434-437.
36. Чашухин И.С., Мамина В.М., Сурганов А.В., Чашухина В.А., Булыкин Л.Д., Гмыра В.Г. Закономерности состава акцессорной и рудообразующей хромшпинели в ультрамафитах Первомайского массива // Ежегодник-2003. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 206-217.
37. Fershtater G.B., Kholodnov V.V. The Riphean layered intrusions of the Western Urals and related ilmenite-titanomagnetite deposits // NGU Report no. 2001.042. GEODE field workshop 8-12th July 2001 on ilmenite deposits in the Rogaland anorthosite province, S. Norway. 2001. Pp. 40-44.
38. Garuti G., Pushkarev E.V., Zaccarini F., Cabella R., Anikina E.V. Chromite composition and platinum-group mineral assemblage in the Uktus Uralian-Alaskan type complex (Central Urals, Russia) // Mineralium Deposita. 2003. Vol. 38. N 3. Pp. 312-326.
39. Malyshev A.I. The liquid-gas transitions in high-temperature fluids and its role in the Earth crust formation // IUGG2003. Sapporo, Japan. June 30 – July 11, 2003. Vol. A. 175 p.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕНЕРАЦИИ И ТРАНСФОРМАЦИИ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

В.В.Масленников, В.А.Коротеев***

**Институт минералогии УрО РАН, Миасс*

***Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург*

На Урале за более чем полувековой период работ большого коллектива геологов отраслевых (ЦНИГРИ) и академических институтов (ИГЕМ РАН, Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, Ин-т геологии УНЦ (БФАН), Ин-т минералогии УрО РАН), производственных организаций (ПГО "Уралгеология" и "Башкиргеология") и университетов (МГУ, Ново-Черкасский) и Уральской горно-геологической академии установлены основные закономерности размещения медноколчеданных месторождений, показана их связь с определенными геологическими формациями силуро-девонского вулканизма, выявлена важная роль структурных, палеовулканических и литолого-стратиграфических факторов локализации оруденения, выявлены связи оруденения с определенными геологическими формациями. На конкретных примерах установлен комплекс ведущих признаков, позволяющих отличать колчеданные месторождения от других типов сульфидных месторождений (Иванов, 1966, 1983). Фундаментальные работы посвящены гидротермально-метасоматическим и метаморфическим изменениям руд и рудовмещающих пород, зональности рудных тел, минеральному составу, структурно-текстурным и геохимическим особенностям медноколчеданных руд. Выяснение положения оруденения в метаморфической колонке позволило использовать картирование метасоматических изменений для поисково-разведочных целей (Прокин, 1977). Особое внимание уделялось рассмотрению признаков гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных концепций колчеданообразования (Иванов, 1968; Жабин, 1978; Прокин и др., 1983 и др.).

В последние десятилетия появилось понимание ведущей роли гидротермально-осадочных процессов в формировании колчеданных месторождений. Гидротермально-осадочные гипотезы на первом этапе подтвердились обнаружением металлоносных рассолов и сульфидных отложений в Красноморском рифте, на втором этапе - открытиями придонных сульфидных построек - "черных курильщиков" в современных океанических рифтах и задуговых бассейнах. Эти открытия казалось бы должны были окончательно ответить на вопросы генезиса древних колчеданных месторождений. Однако в последнее время обозначилась проблема противостояния двух концепций гидротермально-осадочного колчеданообразования - модели "красноморских рассолов" и модели "черных курильщиков".

Сторонники "красноморской" модели ссылаются на пластообразную форму большинства рудных тел, наличие тонкой слоистости, залегание среди черных сланцев - индикаторов бескислородных бассейнов, а также указывают на обнаружение высококонцентрированных рассолов во флюидных включениях гидротермальных минералов (Скрипченко, 1972; Solomon, Walshe, 1979; Solomon et al., 2002). Сторонники модели "черных курильщиков" обращают внимание на холмообразную форму некоторых колчеданных залежей (Зайков, Масленников, 1987; Зайков, 1991; Масленников, 1991, 1999), наличие пригидротермальной фауны, требующей присутствия кислорода (Масленников, 1991, 1999; Авдонин, 1996; Кузнецов, Масленников, 2000; Little et al., 1997), а также на отложения рудокластических потоков (Жабин, 1978; Масленников, 1991, 1999) и продукты субмаринного окисления колчеданных руд (Масленников, 1999). Однако, главным аргументом сторонников второй модели является обнаружение труб "черных курильщиков". Находки труб "черных курильщиков" редки, но все же были сделаны на некоторых колчеданных месторождениях Кипрского (Oudin, Constantinou, 1983), Уральского (Масленников, 1991, 1999; Herrington et al., 1998) и Куроко (Scott, 1981; Zhikazono, Kusakabe, 1999; Тесалина и др., 1998) типов. Тем не менее, дискуссии между различными сторонниками этих двух моделей гидротермально-осадочного колчеданообразования не утихают до сих пор.

Не менее остро стоит проблема оценки роли придонного преобразования (гальмиролиза, диагенеза) с одной стороны и роли катагенеза и метаморфизма руд колчеданных месторождений - с другой. Достаточно устойчивым является мнение о значительной степени метаморфизованности

большинства колчеданных месторождений Урала и других регионов (Ярош, 1972). В качестве исключения приводятся лишь некоторые месторождения “хорошей” сохранности, такие как Блява (Заварицкий, 1950, 1943), Яман-Касы (Шадлун, 1942, 1950, 1991; Herrington et al., 1998; Зайков и др., 1995). Нередко полосчатость, высокая степень раскристаллизации сульфидов и разнообразные псевдоморфные замещения в рудах рассматриваются как признаки динамотермального метаморфизма. Возможность придонного преобразования руд обычно не рассматривалась. Лишь в ряде работ появлялись попытки выявления особенностей диагенеза (Ярош, 1972) и субмаринного гипергенеза (гальмиролиза) колчеданных руд (Масленников, 1999). Вместе с тем, многие черты строения и минерального состава, которые считались безусловными для обоснования “высокой” степени “метаморфизма”, обнаруживаются в рудах колчеданных месторождений, залегающих среди слабометаморфизованных толщ. Некоторые признаки “метаморфизма” нередко встречаются при изучении руд современных “черных курильщиков”. В связи с этим в последние годы перспективным для развития теории колчеданообразования стали реконструкции придонной минералогическо-геохимической дифференциации сульфидных отложений (Масленников, 1999).

Таким образом, остаются вопросы генетической и пространственно-временной оценки особенностей генерации и трансформации колчеданных месторождений в истории развития Уральского складчатого пояса. Термин “генерация колчеданных месторождений” охватывает процессы концентрирования рудного вещества, начиная от стадии зарождения колчеданосных флюидов, заканчивая различными способами отложения сульфидов на морском дне. Под термином “трансформация колчеданных месторождений” понимается вся совокупность процессов преобразования рудного вещества от стадии придонного преобразования колчеданосных флюидов до стадий гальмиролиза, диагенеза, катагенеза и метаморфизма колчеданных руд.

Очевидно, что поставленные проблемы могут решаться на основе общего анализа пространственно-временных моделей развития Урала, содержащего разнообразные по составу, строению и степени преобразования колчеданные месторождения. Другой подход заключается в сочетании рудно-фациального анализа разномасштабными минералогическо-геохимическими методами исследований руд. Данная статья посвящена рассмотрению полученных в последние годы сведений по формированию и преобразованию колчеданных месторождений Урала.

Обстановки генерации и трансформации колчеданных месторождений

В последние десятилетия, благодаря идеям А.В.Пейве, А.С.Перфильева, С.Н.Иванова, В.А.Коротеева, Л.Н.Зоненшайна, И.Б.Серавкина, В.М.Нечеухина, В.Н.Пучкова, М.Б.Бородаевской, А.И.Кривцова, Е.П.Ширая, А.Н.Барышева, В.В.Зайкова, К.С.Иванова, В.А.Прокина, Р.Г.Язевой, В.В.Бочкарева, А.Н.Барышева и авторов успешно развиваются, в основном, плито-тектонические концепции развития Урала, позволяющие использовать актуалистический подход для реконструкции геотектонических условий развития Урала и других колчеданосных регионов. Наиболее полной и обоснованной представляется модель С.Н.Иванова с соавторами (Формирование..., 1986), впоследствии в разных аспектах развитая в работах Е.И.Филатова и Е.П.Ширая (1988), К.С.Иванова (1998), В.В.Бочкарева и Р.Г.Язевой (2000), В.Н.Пучкова (2000), В.В.Зайков и др. (1993, 2001), И.Б.Серавкина и др. (2001), В.А.Коротеева и др. (2003), и др. Применительно к эволюции металлогении в геологической истории Урала большинством исследователей выделяются стадии: 1 – континентально-рифтогенная, 2 – океанического спрединга, 3 – островодужная, 4 – субдукционная, 5 – коллизионная, 6 – континентальная.

Континентально-рифтогенная стадия сульфидообразования проявилась в приосевой части рифтогена на фоне карбонатно-терригенного осадконакопления. В этот период формировались колчеданно-полиметаллические месторождения филизчайского типа (Нижне-Талотинское, Брусничное, Дальнее), как предшественники медно-цинково-колчеданных месторождений, связанных с базальтоидными формациями (Барышев, 1999). По-видимому, этот период являлся неблагоприятным для формирования высокотемпературных меденосных флюидов как минимум по двум причинам. Во-первых, отсутствовали благоприятные условия для развития высокотемпературных гидротермальных ячеек из-за значительных глубин залегания магматических очагов. Во-вторых, судя по осадочным фациям бассейны седиментации были мелководными с низкими гидростатическим давлениями. В то же время известно, что для формирования

высокотемпературных меденосных флюидов должны существовать значительные гидростатические давления, которые обеспечиваются значительными глубинами бассейна (Иванов, 1966).

Последующие силурийские и девонские вулканические комплексы океанического спрединга, которые по аналогии с современными СОХ, могли бы генерировать гидротермальные системы "черных курильщиков", судя по петрогеохимическим данным не сохранились, поглощенные субдукцией (Иванов и др., 2002).

Очевидно, что наиболее продуктивными для генерации колчеданных месторождений оказались риолит-базальтовые комплексы островодужного этапа. Колчеданное оруденение формировалось в различных палеогеографических обстановках: Сакмарском окраинном море, Тагильской, Западно- и Восточно-Магнитогорской дугах, Сибайском междугорном, Режевском, Орско-Домбаровском и Западно-Мугоджарском задуговых бассейнах (Зайков, 1991) (рис. 1).

Выделяются два главных периода колчеданообразования – силурийский и девонский (Медноколчеданные..., 1992), а также проблематичный - карбоновый (Контарь, 2001). В силурийский период образовались колчеданные месторождения Сакмарской и Тагильской зон, в девонский период происходило формирование колчеданных месторождений в других зонах. В среднем девоне на окраине палеоокеана формировалась наиболее выраженная островная дуга (ныне хребет Ирландия) (Коротеев и др., 2001). Считается, что в это же время началось закрытие Уральского палеоокеана с погружением океанической коры по зоне косой субдукции, положение которой трассируется Главным Уральским разломом. Восточнее островной дуги в результате вторичного спрединга развивалось тыловодужное расширяющееся глубокое море (ныне - основная часть Магнитогорского погружения). Некоторые исследователи полагают, что в результате внутридугового спрединга первоначально единая вулканическая дуга расщепилась на два фрагмента: Западно-Магнитогорский и Восточно-Магнитогорский с формированием соответствующего междугорного бассейна (Зайков, 1991). Не исключено, что Восточно-Магнитогорская дуга появилась в результате перескока зоны субдукции к востоку от Западно-Магнитогорской дуги (Медноколчеданные..., 1992), либо развивалась автономно (Вулканизм..., 1992).

Базальты, ассоциирующие с колчеданными месторождениями, (например, в Сакмарской зоне) несут петрогеохимические признаки как океанических, так и переходных между окраинно-морскими и островодужными известково-щелочными комплексами. По-видимому, не случайно колчеданосные базальт-натрилитовые комплексы (например блявинский) И.Б.Серавкиным называются предостроводужными и колчеданообразование в них связывается с возникновением рифтоподобных структур (Вулканизм..., 1992). Действительно, для отнесения колчеданосных базальт-натрилитовых комплексов, особенно силурийского периода, к островодужным нет достаточных оснований. Не исключено, что это - члены офиолитовой ассоциации, хотя и со своей спецификой, обусловленной заложением колчеданосных рифтов на океанической или энзиматической островодужной коре с неглубокими очагами плавления, что обусловило ярко проявившийся дефицит K_2O (Пучков, 2000). Очевидно, что образование кислых вулканитов может быть, а может и не быть сопряжено с заложением островных дуг, и зачастую, но не обязательно образует с ними непрерывную цепь событий.

Формирование окорудных кислых вулканитов, считающихся островодужными, может быть обусловлено продолжительным взаимодействием раскаленных базальтов с циркулирующими морскими водами, переплавлением апобазальтовых метасоматитов и с обособлением более низкоплавких кислых расплавов (Масленников, 1991, 1999). Подобный механизм автометасоматического формирования апобазальтовых кислых расплавов обоснован в последние годы экспериментально (Анфилов, 2002) и доказывается петрографическими исследованиями синрудных апобазальтовых плагитогранитов и риолитов, а также расчетами выноса и поступления в зону рудоотложения основного количества металлов (Прокин, 1981).

Палеовулканические реконструкции показывают, что значительная часть колчеданных месторождений, подобно современным "черным курильщикам" Западно-Тихоокеанского пояса, формировалась в зонах локального растяжения в глубоководных внутридуговых междугорных и задуговых бассейнах (Формирование..., 1986; Серавкин и др., 2001; Масленников, 1991, 1999; Вулканизм..., 1992; Зайков и др., 1993). Наличие зон растяжения является неперенным условием генерации колчеданосных гидротермальных систем. Именно в этих условиях возникали зоны

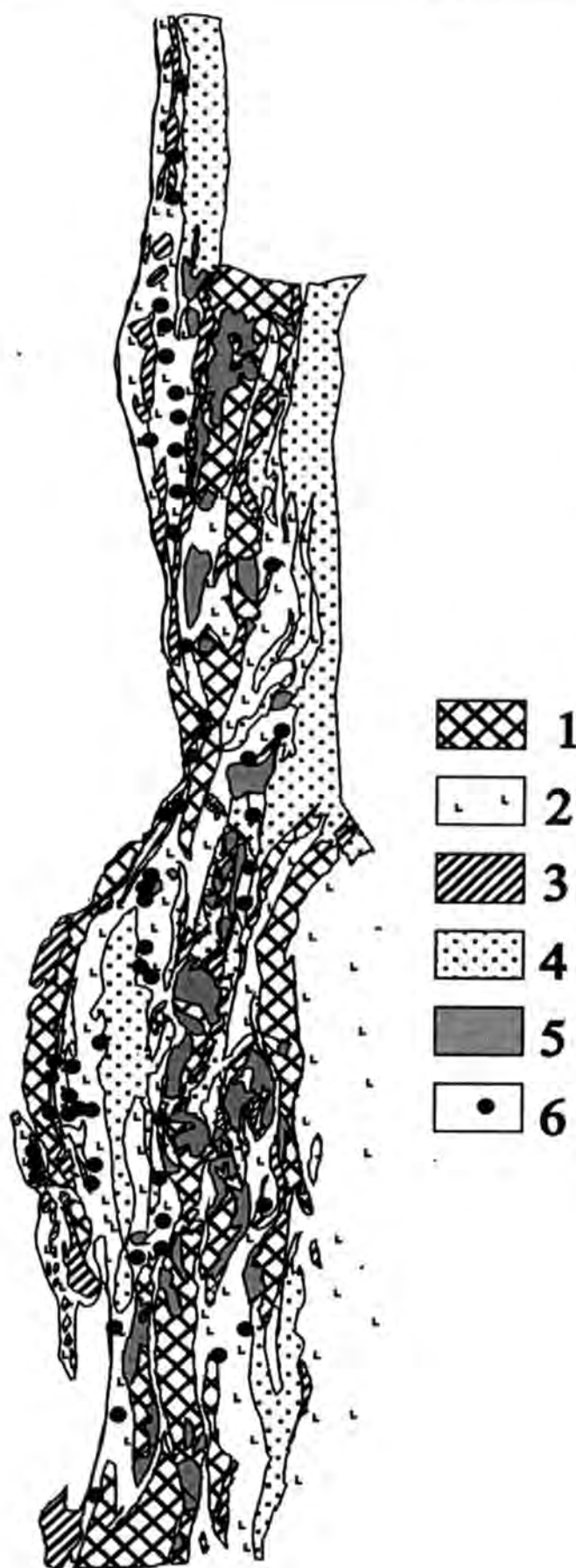


Рис. 1. Геологическая позиция колчеданных месторождений Урала (составлена по материалам Е.С.Контаря, 2001):

1 - метаморфические комплексы; 2 - палеозойские вулканические комплексы; 3 - ультрабазитовые и серпентинитовые комплексы; 4 - верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 5 - верхнепалеозойские гранитоидные комплексы; 6 - колчеданные месторождения

циркуляции морской воды, необходимые для окварцевания и плагиогранитизации пород в кровле малоглубинных базальтовых очагов, обеспечивавших генерацию высококонцентрированных гидротермальных флюидов, необходимых для колчеданообразования.

Медноколчеданные месторождения Урала, относящиеся, как впервые показал А.Н.Заварицкий (1950), к доорогенному периоду их развития, в основном образовались на дне глубокого моря (Иванов, 1966). Они претерпели в доскладчатый период вместе с вмещающими их толщами подводных вулканитов региональный метаморфизм, который ранее во всем мире безоговорочно приписывали орогенному периоду развития геосинклиналей. Явление доорогенного метаморфизма ныне подтверждено глубоководным бурением океанического дна.

В настоящее время установлено, что уже в синвулканическую стадию происходили деформации рудовмещающих горизонтов. В некоторых рудоносных разрезах наблюдается сочетание крутопадающих и горизонтальных колчеданных залежей. Примером является Маканское колчеданосное поле, залегающее на склоне поперечного поднятия в пределах локального внутридугового раздвига рифта в Южной части Западно-Магнитогорской островной дуги (Масленников, 1999). Реконструкция истории развития раздвига показывает возможность одновременного растяжения в его осевой части и сжатия в прибортовых частях грабена. В результате, наиболее

древние и удаленные от осевой части раздвига залежи оказываются крутопадающими, тогда как более молодые рудные тела, расчлененные растяжением на фрагменты, в осевой части имеют горизонтальное залегание. Очевидно, что деформации в краевой части грабена происходили при внедрении даек и экструзивно-эффузивных тел в его осевой части.

В целом, региональные динамометаморфические преобразования колчеданных месторождений происходили на разных этапах развития Урала. Установлено чередование режимов сжатия и растяжения, сменяющих друг друга с перекрытием во времени. Сжатие в одной мегазоне может сопровождаться растяжением в другой (Иванов и др., 2002).

В наиболее сжатых участках колчеданные залежи имеют крутое падение или даже запрокинутое залегание (Дегтярское, Сафьяновское, Барсучий Лог). Возможно, эти месторождения попали в S-образную зону обдукции, где были метаморфизованы, а в смыкающем крыле S-образной зоны приобрели опрокинутое залегание. Значительное количество S-образных зон "субдукции-обдукции" в последние годы реконструировано на Урале А.Н.Барышевым (1999).

Предполагается, что значительные динамометаморфические трансформации большей части колчеданных месторождений произошли в позднем девоне-перми в связи с коллизионной стадией развития Уральского складчатого пояса. Особенно ярко коллизионные процессы преобразования руд проявились на Среднем Урале. В отличие от большинства колчеданосных комплексов Южного Урала, колчеданосная Тагильская мегазона оказалась прижатой с востока к области коллизионного шва Среднего Урала (Платиноносный пояс и Салатимская зона) поясом верхнедевонских карбоновых коллизионных диорит-гранитных массивов Восточно-Уральской зоны. Большинство колчеданных месторождений Среднего Урала, приближенных к Восточно-Уральскому гранитоидному поясу несут признаки метаморфизма. Колчеданные месторождения, расположенные к востоку от гранитоидного пояса (Сафьяновское, Султановское), сохраняют обильные колломорфные текстуры – индикаторы хорошей сохранности колчеданных руд.

Напротив, на Южном Урале как силурийские (Сакмарская зона), так и девонские (Магнитогорская зона) колчеданные месторождения, оказались значительно удалены от восточного гранитоидного пояса и поэтому оказались неметаморфизованными (рис. 1). Очевидно, что степень метаморфизма колчеданных руд на Южном Урале уменьшается в обратном направлении с востока на запад от Домбаровской зоны (метаморфизм хлорит-актинолитовой фации на Летнем, Осеннем, Весеннем, Зимнем месторождениях) до Сакмарской зоны, где колчеданные месторождения (Блява, Яман-Касы, Комсомольское) не обнаруживают признаков метаморфизма (Заварицкий, 1950, 1943; Ярош, 1972; Шадлун, 1991, 1942; Зайков и др., 1995; Масленников, 1999). Промежуточными, но все же низкими степенями метаморфизма характеризуются рудовмещающие толщи и колчеданные месторождения Магнитогорской мегазоны. Преобразования многих из них достигали лишь стадий позднего катагенеза- раннего метагенеза (пренит-пумпеллиитовой фации).

Предполагается, что находящиеся в центральной и западной частях колчеданосные зоны, уже к верхнему палеозою сползшие с востока, далеко отошли от верхнепалеозойского линейного магматического пояса, сохранились амагматическими, неметаморфизованными и, в связи с этим, были непродуктивными в отношении наложенного жильного и вкрапленного гидротермально-метаморфогенного оруденения. С другой стороны - в восточных зонах Южного Урала с колчеданосными зонами сопряжены многочисленные проявления медно-порфировой и золоторудной минерализации (Коротеев и др., 2001).

Вместе с тем, отличить субдукционно-обдукционные, коллизионные деформации толщ от синвулканических без детальных реконструкций применительно к каждому месторождению часто представляется затруднительным. Очевидно, кинематическая модель деформации колчеданных месторождений в каждом случае должна реконструироваться отдельно, причем, вероятно не всегда одно и то же месторождение получит однозначную трактовку.

Способы придонного накопления сульфидного материала

Анализ придонных гидротермальных сульфидных фаций и микрофаций позволяет выделить следующие разновидности: 1) гидротермально-осадочные корки и глобулярные слои; 2) гидротермально-метасоматические; 3) гидротермальные трубы "курильщиков"; 4) гидротермальные трубы "диффузеров" и пористые "диффузионные" плиты; 5) пригидротермальные биолититы; 6)

гидротермально-регенерированные. Текстурно-структурное минералогическое и геохимическое изучение этих фаций позволяет получить главные представления о процессах придонного накопления сульфидов.

Гидротермально-осадочные корки сохранились на многих колчеданных месторождениях Урала. Особенно широко они представлены в кровле холмообразных залежей (Сибай, Блява, Комсомольское, Яман-Касы, Октябрьское, Озерное, Чебачье и др.). Корки имеют колломорфное почковидное или ламинарное строение. Кроме тонкодисперсного пирита, колломорфные корки нередко содержат прослой фрамбоидального пирита и друзовидные радиально-лучистые агрегаты марказита. Гораздо реже встречаются пирит-сфалеритовые и халькопирит-сфалеритовые разности. По выпуклой почковидной поверхности корок и по ориентированному "присыпкам" фрамбоидального пирита, частично заполнившим полости, определяется гравитационный верх корки (Жабин, 1978). В некоторых корках обнаруживаются нитевидные бактериоморфные микроструктуры (Масленников, 1999). В ряде случаев корки колломорфного пирита встречаются среди кремнистых и пелитовых околорудных отложений в ассоциации с прослоями колломорфных пиритовых глобулей. Предполагается, что такие глобули образовались на месте частиц "черных дымов" (Масленников, 1991). Однако, кристаллы пирротина, которые обычно слагают суспензии черных дымов, в колломорфных рудах не сохраняются. Редкие кристаллики первичного пирротина пока обнаружены лишь в виде пойкилитов в зернистых рудах и рудокластах на месторождении Яман-Касы. Предполагается, что отложение колломорфных корок происходило из высококонцентрированных растворов, возможно, при участии коллоидной серы и бактерий. В отличие от других рудных фаций и микрофаций, сложенных дисульфидами железа, колломорфные пириты характеризуются аномальными содержаниями Au, Ag, Tl, Mn, Pb, As.

Гидротермально-метасоматические фации колчеданных руд выделялись многими исследователями (Ярош, 1972). Обычно, основное внимание уделялось признакам замещения сульфидами вулканических пород основного состава (Ярош, 1972; Коротеев и др., 1983). Не отрицая очевидных признаков сульфидизации вулканических стекол следует заметить, что во многих случаях сульфидами замещались агрегаты гидротермально-осадочного ангидрита. В таблитчатых псевдоморфозах тонкодисперсного пирита по ангидриту сохранились типичные признаки спайности, деформации и расщепления кристаллов. Однако, в ряде случаев, такие псевдоморфозы не отличимы от псевдоморфоз пирита и марказита по кристаллам пирротина. Апоангидритовые и апопирротинные пиритовые руды являются неперменной составляющей современных сульфидных построек. Тонкодисперсные апоангидритовые руды были широко распространены на колчеданных месторождениях Блява и Яман-Касы. Обломки таких руд, частично замещенные теннантитом, встречаются в сульфидных песчаниках Сафьяновского месторождения. Однако, по-видимому, на большинстве колчеданных месторождений Урала, такие руды превращены в зернистые массивные агрегаты пирита, не содержащие признаков первичного ангидрита.

Трубы курильщиков. В последние годы на Октябрьском, Александринском и Яман-Касинском, Таш-Тау колчеданных месторождениях Южного Урала обнаружены сульфидные трубы, "черных курильщиков" (Масленников, 1991, 1999; Масленников и др., 1997; Herrington et al., 1998; Масленников, Зайков, 1998; Little et al., 1997; Масленникова и др., 2002, 2003). В 2003 нами впервые были обнаружены образцы реликтов труб черных курильщиков на Сафьяновском месторождении. Особая зональность труб отражает высокотемпературные условия рудообразования (Naumon, 1983), возможные лишь на больших океанических глубинах.

Несомненное сходство зональности древних и современных сульфидных труб указывает на единство процессов минералообразования независимо от возраста "черных курильщиков". Единая концепция, касающаяся роста сульфидных труб "черных курильщиков", может быть представлена следующими образом.

Вырывающиеся из труб суспензии сульфидных "дымов", сложенных, главным образом, частицами пирротина, в меньшей степени, пирита и халькопирита, рассеивались и растворялись в водной толще с образованием окисных железистых флокул, которые очень медленно оседали (Лисицын и др., 1990). Лишь незначительная часть вещества участвовала в росте труб. История роста труб крайне сложна и включает этапы нагревания и остывания. На первоначальном этапе формировалась ангидритовая трубка. Обрастание ангидритовой скорлупы, окружающей

гидротермальную струю, происходило в двух противоположных направлениях: канал трубы зарастал изокубанитом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом (вюртцитом) и кварцем; экстерьер трубы обрастал детритовидным, ботриоидальным и колломорфным сажистым пиритом. Дендритовидные структуры показывают, что минералообразование происходило быстро (Бортников и др., 1993). Синхронно с образованием колломорфной пиритовой оболочки происходило лавинное осаждение Au, Ag, Pb, Tl, As и Mn (Масленникова и др., 2003).

По мере запечатывания пор в оболочке трубы усиливались восстановительные свойства среды минералообразования и происходило нарастающее нагревание слоев, образованных в низкотемпературных условиях. Этот процесс сопровождался прогрессирующим замещением ангидрита тонкодисперсным пиритом, сфалеритом и субгедральным марказитом, марказита - халькопиритом и эвгедральным пиритом. В это же время продолжалось интенсивное зарастание канала трубы друзовым халькопиритом и изокубанитом. По мере ослабления гидротермального потока происходило кондуктивное остывание трубы, которое приводило к последовательному заполнению канала трубы сфалеритом, марказитом, галенитом, ангидритом, кварцем или баритом.

Наиболее изученными к настоящему времени являются трубы курильщиков из медно-цинково-колчеданного месторождения Яман Касы. Собрана коллекция труб более 500 образцов (Масленникова и др., 2003). По составу трубы подразделены на три группы, образующие непрерывный ряд: 1) медно-колчеданные; 2) медно-цинково-колчеданные; 3) колчеданно-полиметаллические. Оболочки труб сложены колломорфным пиритом, марказитом, сфалеритом или их сочетаниями с нарастанием содержаний сфалерита и галенита в данном ряду. Внутренняя стенка труб представлена друзовым халькопиритом и/или изокубанитом. Осевые каналы труб заполнены пиритом, халькопиритом, марказитом, сфалеритом, галенитом, кварцем, баритом или карбонатом. По последовательности минералообразования, установленной в 6-9 микротекстурно-минералогических зонах (микрофациях), реконструирована история роста и преобразования труб каждого типа. В обобщенной модели выделяются пять этапов, которые по аналогии с современными курильщиками условно обозначены по цветам гидротермальных "дымов": 1) начальный этап "белого" курильщика - формирование ангидритовой трубчатой скорлупы; 2) прогрессивный этап "серого" курильщика - обрастание наружной поверхности колломорфным пиритом, частичное замещение ангидрита массивным тонкодисперсным пиритом или сфалеритом; 3) основной этап "черного" курильщика - центростремительный рост друзового халькопирита и изокубанита с сопряженным центробежным ростом тонкодисперсного и колломорфного пирита, замещение последнего сфалеритом или халькопиритом, субгедральным марказитом и эвгедральным пиритом со стороны внутренней части оболочки трубы; 4) регрессивный этап "серого" курильщика - обрастание внутренней стенки халькопиритовой зоны сфалеритом с вкрапленностью теннантита, почковидными агрегатами марказита, карбонатов и друзовым галенитом; 5) конечный этап "белого" курильщика - заполнение осевого канала ангидритом, баритом или кварцем, частичное замещение колломорфного пирита и марказита в оболочке диагенетическим халькопиритом.

Предполагается, что история формирования зональности "зрелых" труб отражает полный цикл от нагревания до температур выше 270°C и до полного остывания до температур океанической воды. По данным плазменного масс-спектрометрического лазерного микроанализа (LA-ICP-MS) аномальные содержания Mn, Tl, As, Pb, Ag, Au и Ba сосредоточены в наружной колломорфной пиритовой оболочке, очевидно, за счет "лавинного" осаждения микроэлементов из концентрированных высокотемпературных растворов на поверхность труб при резком переходе к низкотемпературной окислительной среде окружавшей океанической воды (Масленникова и др., 2003). По направлению к внутренней части труб с увеличением степени перекристаллизации колломорфного пирита эти химические элементы исчезают (гидротермально-регенерированная микрофация в зоне "рафинирования" сульфидов). Аномальные содержания Au, Ag, Bi, иногда Co в халькопиритовой зоне связаны с включениями теллуридов. Золото и теллуриды (фробергит, сивьянит, гессит, колорадоит, алтаит, теллурувисмутит, волинскит, теллур, теллуры кобальтин, леллингит) концентрировались в маломощных сегментах, очевидно, на участках максимального кондуктивного остывания труб. Отложение золота и теллуридов происходило во время роста кристаллов халькопирита в интерстициях между ними, вероятно, в пограничных

среднетемпературных условиях ($<230^{\circ}\text{C}$ по сиванит-теллуromому геотермометру), благоприятных для отложения сфалерита и марказита.

Обогащение оболочки труб изотопно легкой серой (Масленникова, 2002) не противоречит модели придонного окисления части избыточного гидротермального сероводорода с переходом изотопно тяжелой серы в сульфаты, а изотопно легкой серы – в элементарное коллоидное состояние, способствующее формированию колломорфного и фрамбоидального пирита.

Кроме труб “черных курильщиков”, нередко встречаются трубки, которые, по аналогии с современными курильщиками, могут быть отнесены к “серым” и “белым” разновидностям. В серых курильщиках сфалерит преобладает над халькопиритом. Сфалерит образует оболочку труб и заполняет общинный канал. Слой халькопиритовой инкрустации как правило маломощный. К “белым курильщикам” могут быть отнесены пирит-сфалерит-кварцевые разновидности труб.

Диффузеры Наиболее широко “диффузеры” представлены в осевой части Ново-Сибайской залежи. Диаметр труб составлял 10-15 см, однако для некоторых из них он, вероятно, превышал 1 м. Нередко диффузеры в виде фрагментов встречаются в грубообломочных рудокластитах. Особенно много их оказалось на Сафьяновском месторождении. Так же как и современные аналоги, фрагменты труб состоят из колломорфной оболочки и пористой друзовой внутренней инкрустации. Кроме преобладающего пирита в трубах встречается кварц, иногда сфалерит. Гораздо чаще встречаются сплошные участки руд, сложенные пористым колломорфным и друзовым пиритом и марказитом (Яман-Касы, Сибай, Сафьяновское). В целом, диффузеры – это новые и еще недостаточно изученные рудные фации колчеданных месторождений Урала. Можно предполагать, что они в пространстве и во-времени сменяют трубы “черных курильщиков” за счет смены струйного способа быстрого поступления гидротерм на медленный диффузный по мере созревания сульфидных построек. Очевидно, в этот же период формировались “диффузионные” плиты, ассоциирующие с гидротермально-осадочными колломорфными корками.

Пригидротермальные биолититы представлены разнообразными фациями сульфидизированной фауны, представленной вестиментиферами, полихетами, бивальвиями, гастроподами, моноплакофорами, беззамковыми брахиоподами (Масленников, Зайков, 1998; Масленников, 1991, 1999). Ранее считалось, что оруденелая фауна является надежным признаком метасоматического происхождения колчеданных руд. Однако, позднее было установлено, что сульфидизация пригидротермальной фауны происходила в придонных условиях (Авдонин, 1994; Масленников, 1999) в такой последовательности: 1) обрастание колломорфным пиритом; 2) выгнивание тела; 3) гидротермальная или диагенетическая инкрустация полости сульфидами, баритом или кварцем или заполнение сульфидными песками и кремнистыми илами.

Гидротермально-регенерированные руды преобладают в осевой части холмообразных сульфидных построек (Сибай, Озерное, Узельга-2 и 4, Яман-Касы, Блява, Сафьяновское, Чебачье, Ново-Учалинское и др.). Выделение этой фации тесно связано с гипотезой “зонной чистки” и гидротермально-метаморфических преобразований рудных залежей. Эта гипотеза получила признание и развитие в трудах по месторождениям Урала (Медноколчеданные..., 1992; Прокин и др., 1983), Алтая (Авдонин, 1994) и Японии (Ohmoto, 1996). Считается, что по мере диффузного поступления гидротермальных флюидов через рудную залежь в результате процессов кислотного выщелачивания халькопирита и сфалерита или нагревания происходит формирование массивных существенно-пиритовых разностей руд. В результате этих процессов Cu и Zn последовательно переносятся к кровле холма, где вновь осаждаются в виде сфалерита и халькопирита. Данная гипотеза подтверждается результатами проведенного нами рудно-фациального анализа колчеданных залежей Урала. Установлено, что массивные руды могут образоваться как по колломорфным коркам, так и по брекчиевидным рудам, реликты которых нередко встречаются в ядерной части рудных тел.

В целом, в придонных гидротермальных условиях особенности генерации и трансформации руд во многом зависят от изменений температуры, pH и окислительно-восстановительных параметров гидротерм (Еремин, 1983). Последовательное отложение халькопирита и сфалерита возможно вследствие различия температур, при которых достигается насыщение раствора относительно меди и цинка + свинца. Такие температуры составляют 300°C и 270°C , соответственно (Solomon, Walshe, 1879). Массовое отложение гидротермальных сульфидов меди (халькопирита и

изокубанита) в трубах “черных курильщиков” происходит при падении температур ниже 270°C. При еще более низких температурах отлагаются колломорфный пирит (p-тип) и марказит (менее 210°C) (Murowchick, Barnes, 1979). Именно падение температур гидротермальных растворов считается причиной возникновения зональности колчеданных залежей: в нижней части рудные тела обогащены халькопиритом, в верхней - отношение сфалерита к халькопириту возрастает. Кондуктивное охлаждение обусловило и минералогическую зональность палеогидротермальных сульфидных труб “черных курильщиков”. Падение температуры гидротермальных растворов имеет принципиальное значение для отложения акцессорной минерализации, в частности, теллуридов и самородного золота (Jaireth, 1991).

Возрастание температур растворов имеет значение для синхронной трансформации руд. Повторный нагрев руд со стороны лежащего бока – неперемнная история разрастающихся колчеданных залежей. Например, появление пирита с проводимостью n-типа связано с нарастанием в растворе иона S^{2-} за счет диссоциации комплексированного иона S_2^{2-} на ионы S^{2-} . Уменьшение в растворах S_2^{2-} и нарастание ионов S^{2-} приводит сначала к появлению пирита с дефицитом серы (n-тип), а затем пирротина или халькопирита (Ракчеев, 1989). Условия повторного нагрева, очевидно, благоприятствуют образованию гидротермально-регенерированных руд с формированием пирита n-типа, ассоциирующего с вторичным гидротермальным халькопиритом. При переходе к лежащему боку рудных залежей пириты r-типа постепенно сменяются пиритами n-типа или пирротинном. Возникновение подобной зональности может быть объяснено нарастанием температур минералообразования в глубоких частях колчеданной залежи.

Степень окисленности H_2S и других восстановленных соединений в гидротермальных флюидах определяется с одной стороны объемом окисляющих морских вод, смешивающихся с гидротермальным потоком, с другой – способностью пород к сдерживанию процессов окисления. Несомненно, ярко выраженной буферизирующей способностью к кислороду обладают ультрабазиты и базальты, содержащие Fe^{2+} и черные сланцы, насыщенные органическими веществами. Очевидно, нарастающему окислению флюидов почти не препятствуют дациты и риолиты. При избытке H_2S относительно суммы металлов возможность к образованию сульфидов получают практически все элементы, участвующие в растворе. Избыток сероводорода окисляется до элементарной серы, появление избытка которой является необходимым условием для формирования пирита и марказита. При относительном дефиците H_2S возможность фиксации металлов в виде сульфидов должна убывать в ряду по степени уменьшения халькофильности элементов (по Гольдшмидту): $Ag^+ - Cu^+ - Hg^{2+} - Cu^{2+} - Pb^{2+} - Cd^{2+} - Bi^{3+} - Co^{2+} - Zn^{2+} - Fe^{2+} - Mn^{2+}$. Предполагается, что маложелезистые медистые и барит-полиметаллические месторождения с высоким содержаниями Ag , Pb , Zn образованы при дефиците H_2S , по сравнению с пиритовыми залежами.

Присутствие H_2Te (или HTe^-) имеет важное значение для отложения разнообразных теллуридов Fe , Co , Bi , Pb , Hg (Яман-Касы, Сибай, Озерное, Учалы, Новые Учалы, Узельга-2 и 4). Однако, очевидно, что при дефиците H_2Te (или HTe^-) формируется лишь теллурид серебра (обычно гессит – Александринское, Таш-Тау месторождения на Южном Урале), обладающий, по сравнению с другими металлами, наибольшим сродством к теллуру. При этом Pb , Bi , Hg участвуют в составе сульфидов или сульфосолей, а золото встречается в самородном виде.

Вместе с тем, рудно-фациальный анализ показывает, что особенности состава руд определяются не только окисленностью гидротермальных флюидов, но и процессами последующего придонного преобразования.

Трансформация руд за счет придонных процессов

Гидротермальные сульфидные постройки с начала своего накопления на дне Уральского палеоокена, так же как и современные “черные курильщики”, подвергались процессам придонного преобразования. Смешение гидротермальных флюидов с морской водой может происходить не только в подрудной толще, но и в пределах рудной залежи. Это явление, приводящее к преобразованию минералов, получило название “пригидротермальный гальмиролиз” или “мезогенез” (Масленников, 1996, 2001), в процессах которого, в отличие от собственно гальмиролиза (субмаринного гипергенеза), участвуют как морской O_2 , так и гидротермальный H_2S . Рудные фации, включая зоны пригидротермального выщелачивания и обогащения, образовавшиеся из смешанных

гипогенных и гипергенных растворов целесообразно выделять как “мезогенные”. Диффузное поступление восстановительных гидротерм, очевидно, некоторое время сдерживало процессы субмаринного гипергенеза (гальмиролиза). В условиях окисления гидротермального сероводорода происходило более быстрое выщелачивание сульфидов и разрушение колчеданных руд. Очевидно, эта дезинтеграция руд была тем сильнее, чем более окисленными были гидротермы и чем более продолжительным был процесс придонного преобразования.

Как и современные аналоги, палеозойские гидротермальные корки, образующие сульфидные постройки Уральского палеоокеана, в присутствии морской воды растворялись, рассыпались или замещались лимонитом и гематитом. Под действием сейсмических толчков и растворения растрескавшиеся трубы обрушались. Весь рудокластический материал скапливался в виде холма. История разрушения сульфидных холмов отражается в регрессивно-прогрессивном строении рудокластических выклинок (Яман-Касинское, Сибайское, Александринское и др.) (Масленников, 1999). Дистальные рудные турбидиты, образующие нижнюю часть таких выклинок, очевидно, отлагались на значительном расстоянии от первоначально небольшого сульфидного холмика. В зрелую стадию по мере разрастания холма скатывающийся грубообломочный рудокластический материал легко достигал первоначальных флангов палеогидротермального поля, где отлагался в виде коллювиальных брекчий и проксимальных турбидитов. По мере затухания гидротермальной деятельности и замедления скорости роста сульфидного холма по отношению к его эрозии снижалась потенциальная энергия, определяющая скорость движения автокинетических рудокластических потоков. На поздней стадии развития палеогидротермального поля происходило длительное окисление и рассыпание сульфидного холма с образованием сульфидных песков и алевролитов. Сейсмические толчки в этом случае не приводили к формированию обильного грубообломочного коллювия, и тонкий сульфидный песок переносился слабыми автокинетическими потоками на фланги пологого сульфидного холма.

Продукты разрушения подразделяются на несколько литодинамических типов или рудных фаций: 1) рудный элювий; 2) рудный коллювий; 3) рудные флюксотурбидиты; 4) проксимальные рудные турбидиты или грейдиты; 5) ритмиты – переслаивание осадков и дистальных рудных турбидитов. Кластогенные руды могут слагать полностью рудные залежи (Александринское, Балта-Тау) или располагаться на выклинивании сульфидных холмов в виде ритмично-слоистых горизонтов мощностью 0,5–5 м (Яман-Касы, Новый Сибай). Изучение строения рудных выклинок с подразделением на сульфидные циклиты и ритмиты позволило понять закономерности, отражающие обязательную историю роста и разрушения сульфидного холма Яман-Касинского медноколчеданного месторождения.

В отличие от гидротермально-осадочных слоистых руд мелкообломочные *рудокластические слои* сложены кристаллами, обломками агрегатов колломорфных образований и кристаллов пирита, друзового и инкрустационного халькопирита и сфалерита, сегрегациями халькопирита, борнита, сфалерита, магнетита и гематита, замещившими пирит. В кровле слоев можно обнаружить примесь оруденелых радиолярий и сгустки фрамбонального пирита. Мелкие фрагменты пирита часто замещаются кварцем, поэтому цемент пиритовых песчаников – базальный кварцевый. Степень замещения сульфидных фрагментов кварцем, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и гематитом увеличивается в кровле слоев. Обломочная природа сульфидных слоев подтверждается следующими признаками: 1) срезанием зональности кристаллов и текстурным рисунком рудных обособлений; 2) совместным нахождением обломков различного состава, текстуры и структуры; 3) уменьшением размера обломков с удалением от холмообразной части рудной постройки в фациальном ряду: рудные брекчии – рудные гравелиты с градационной слоистостью, характерной для проксимальных турбидитов, – сульфидно-пелитолитовые ритмиты, типичные для отложений дистальных турбидитов; 4) присутствием обломков вулканитов, не замещенных сульфидами; 5) специфическими знаками нагрузки в подошве слоев, свойственными турбидитам. Часто наблюдается ритмичное переслаивание тонкообломочных кластогенных сульфидных прослоев с хлоритолитами, гиадокластогенными песчаниками, кремнистыми, гематит-кремнистыми породами и углеродистыми пелитолитами.

Нередко рудокластические ритмично-слоистые руды в значительной степени преобразованы и поэтому на ряде месторождений типичные слоистые рудокластиты могут быть интерпретированы как гидротермально-хемогенно-осадочные, гидротермально-метасоматические или даже как

полосчатые динамометаморфические типы. Такие полосчатые руды нередко обогащены цветными металлами, представленными халькопиритом, борнитом, теннантитом, галенитом и сфалеритом. Возможны два варианта Cu-Zn-Pb обогащения сульфидных турбидитов: 1) повторный гидротермально-метасоматический и 2) диагенетический.

Наиболее распространены представления о первом способе обогащения колчеданных руд цветными металлами (Колчеданные..., 1979). Предполагается, что отложение цветных металлов происходит при просачивании повторных порций гидротермальных растворов через слой сульфидного существенно пиритового осадка. Не отрицая теоретической возможности такого процесса, все же следует заметить, что в ряде случаев конкретной реализации этой модели противоречат следующие факты: 1) ритмично-слоистый характер Cu-Zn-Pb обогащения; 2) отсутствие признаков метасоматоза в нерудных осадках, переслаивающихся с сульфидами; 3) закономерная асимметричная зональность распределения металлов и соответствующих им минералов в ритмах; кровля слоев обогащена галенитом или сфалеритом, халькопиритом, подошва - реликтовым рудокластическим пиритом; 4) литологический и гранулометрический контроль состава сульфидной минерализации; 5) присутствие синрудных рудокластов ритмично-слоистых руд; 6) сохранность нерудных прослоев, не затронутых "сквозными" гидротермальными потоками.

В ряде случаев, придонные преобразования рудокластических осадков являются интенсивными - они превращаются в прослои, сложенные кристаллами, конкрециями, фрамбоидами или сегрегациями сульфидов (пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, теннантита, халькозина). Отличить их от гидротермально-метасоматических и гидротермально-осадочных и региональных осадочно-диагенетических прослоев порой бывает трудно. Иногда остаются лишь специфические знаки нагрузки (механоглифы) в подошве рудных слоев (верхняя граница сульфидов с осадками - постепенная).

На стадии придонного преобразования рудокласты сажистого, колломорфного и фрамбоидального пирита, содержащие повышенные концентрации цветных металлов, превращались в кристаллически-зернистые агрегаты и затем в эвгдральные кубические кристаллы с пойкиллитами минералов цветных металлов (колчеданные месторождения Яман-Касы, Сибай, Александринское, Бакр-Тау, Таш-Тау и др.). В идеальном случае последовательность минералообразования представляется следующей: халькопирит-сфалерит-пиритовые рудокластиты первоначально замещались халькопиритом, затем сфалеритом, борнитом, теннантитом и галенитом. В преобразованных рудах почти полностью исчезали теллуриды. Их место занимали сульфиды и сульфосоли тех же металлов. Процесс гальмиролиза завершался формированием гидроокисных фаз, которые в стадию позднего диагенеза и катагенеза превращались в гематит и магнетит.

Установлена зависимость между гранулометрическим и минеральным составами преобразованных рудокластитов: пиритом обогащены грубообломочные слои, халькопиритом - среднеобломочные, сфалеритом и галенитом - тонкообломочные. Эта зависимость отражает более высокую зрелость придонных преобразований тонкообломочных рудокластических осадков по сравнению с крупнообломочными. Очевидно, сульфидные пелитолиты интенсивнее замещались галенитом и сфалеритом по сравнению с грубообломочными рудокластитами. Это объясняет причины полиметаллической специализации тонкослоистых колчеданных залежей (III Интернационала, Джуса, Балта-Тау, Бабарык).

Для оценки влияния диагенеза на геохимическую дифференциацию микроэлементов проведен плазменный масс-спектрометрический лазерный микроанализ (LA-ICP-MS) гидротермальных кластогенных и диагенетических сульфидов (Яман-Касы, Александринское, Молодежное, Таш-Тау, Бакр-Тау, Сибай, Талганское, Маук, Зимнее, Балта-Тау, Сафьяновское). Некоторые микроэлементы отражают геохимическую специализацию руд месторождения в целом. Такими, например, оказываются пириты месторождения Маук, обогащенные кобальтом, и сульфиды Александринского месторождения, обогащенные молибденом.

В других случаях, например, в слабо преобразованных турбидитах месторождения Яман-Касы, удалось определить некоторые особенности распределения микроэлементов в различных микроструктурных типах рудокластов. Обломки гидротермально-осадочных корок колломорфных, фрамбоидальных и сажистых пиритов, хорошо сохранившиеся в некоторых слоях сульфидных песчаников на месторождении Яман-Касы, характеризуются аномальными содержаниями (в г/т): Mn

(76-360), Ag (16-492), Au (3.2—47.5). Максимальные содержания Tl (25.5-53.7 г/т) характерны для метакolloидных марказитовых рудокластов. В ранне-диагенетических монокристаллах пирита, образовавшихся на месте исходных рудокластов, содержания этих элементов на 1-2 порядка ниже. Еще на порядок меньшими содержаниями этих микроэлементов характеризуются поздне-диагенетические или катагенетические пириты, представленные прожилками, пересекавшими литифицированный осадок. В сульфидных песчаниках, значительно преобразованных в стадию диагенеза, обломки сажистого апоангидритового пирита, так же как и обломки колломорфного и фрамбоидального пирита, отсутствуют. Можно было бы предположить, что в таких прослоях содержания Au, Bi, Ag, Pb должны быть минимальными. Однако, в целом, в преобразованных сульфидных турбидитах содержания рассеянных элементов обычно не уменьшаются, а иногда даже значительно возрастают. Это связано с переходом основной части рассеянных элементов из пиритов в псевдоморфные халькопириты, сфалериты или галениты.

Часть рудокластов, сложенных гидротермальным друзовым халькопиритом, является относительно чистой от микрокримесей. Исключение составляют гидротермальные халькопириты, содержащие теллуриды (Яман-Касы). Они характеризуется аномально высокими содержаниями Au, Ag, Bi, иногда Co (Масленникова и др., 2003). В отличие от гидротермальных халькопиритов, во многих псевдоморфных ранне-диагенетических разностях, кроме аномальных концентраций Ag (105-272 г/т), Bi (151-922 г/т), Ag (10-74 г/т), Co (21-652 г/т), появляются высокие содержания Mn (149-1331 г/т), Tl (11.1-21.4 г/т) и As (190-1237 г/т). В более поздних борнитах, теннантитах и галенитах особенно выражено накопление Ag (191-627 г/т) (Александринское, Балта-Тау, Молодежное).

Таким образом, в придонных условиях происходили существенные преобразования сульфидов. Гидротермально-осадочные колломорфные, сажистые и фрамбоидальные пириты, богатые рассеянными элементами, окислялись и растворялись. Их место занимали кристаллически-зернистые разности, обедненные Au, Ag, Tl, Mn. Напротив, вторичные халькопириты, борниты, теннантиты и галениты приобретали аномальные содержания элементов. Очевидно, что в уже придонных условиях начинались процессы дифференциации благородных металлов.

О признаках метаморфизма и придонного преобразования колчеданных руд

Выявлению признаков метаморфизма руд колчеданных месторождений Урала посвящены работы А.Н.Заварицкого (1950), С.Н.Иванова (1950), Т.Н.Шадлун (1942, 1991), П.Я.Яроша (1972), В.П.Молошага (2004). Основные признаки процессов придонного преобразования и метаморфизма руд включают разнообразные микроструктурные и минералогические особенности руд. Была установлена зависимость степени метаморфизма вмещающих пород и колчеданных руд. Было показано, что признаками слабого метаморфизма колчеданных месторождений являются присутствие колломорфных текстур, марказита, вюртцита, изокубанита, мельниковит-пирита. Признаками метаморфизма считались катакlastические структуры в пиритах, исчезновение зональности в сульфидах, появление полисинтетических двойников в сфалеритах и халькопиритах, однонаправленно удлинённых кристаллов, наличие теннантит-борнит-, пирротин- и арсенопиритсодержащих рудных "метаморфических" фаций. Было обращено внимание, что близко расположенные рудные залежи, залегающие среди сланцев, имеют более пластообразную вытянутую форму и более преобразованы по сравнению с теми, которые залегают среди плотных вулканических пород. Более того в одном и том же теле руды более метаморфизованы на выклинках, по сравнению с центральными зонами. При этом предполагалось, что руды, богатые халькопиритом и сфалеритом, легко подвергались перекристаллизации с формированием динамометаморфических полосчатых текстур.

Литолого-минералогические исследования руд метаморфизованных и неметаморфизованных колчеданных месторождений Урала, а также данные по современному колчеданообразованию показывают, что многие признаки метаморфизма, ранее считавшиеся несомненными, оказываются конвергентными.

Это в первую очередь касается катакlastических структур и текстур, широко распространенных на неметаморфизованных и слабо метаморфизованных колчеданных месторождениях (Блява, Яман-Касы, Молодежное, Сибай, Сафьяновское и др.). Признаки катаклаза особенно свойственны колломорфным коркам, однако нередко они встречаются и в массивных рудах,

особенно в рудокластических горизонтах. В отличие от тектонических трещин, обычно характеризующихся однонаправленной ориентировкой, наблюдаемые трещины часто имеют радиальную или концентрическую ориентировку с признаками шелушения отщепляющихся "скорлупок". Очевидно, что руды имели внутренние напряжения, в результате разгрузки которых появлялись трещины. Растрескивание отдельных кристаллов, очевидно, связано с известным явлением автогетерометрии. Подобные трещинки возникают при длительном хранении руд неметаморфизованных месторождений и широко представлены в пиритах зон континентального гипергенеза колчеданных месторождений (Масленников, Зайков, 1991). Следует заметить, что в метаморфизованных месторождениях признаки растрескивания руд исчезают (например, на Маукском, Дегтярском, Левихинском). Их место занимают ориентированные в одном направлении "такситовые" агрегаты зерен пирита, халькопирита и сфалерита, что является убедительным признаком динамометаморфизма руд.

Появление полисинтетических двойников сфалерита, очевидно, также не является несомненным признаком динамометаморфизма руд. Сфалеритовый цемент с полисинтетическими двойниками зерен пирита – неперенный спутник слоистых сульфидных руд, залегающих как в деформированных (III Интернационала, Джуса, Барсучий Лог), так и в недеформированных (Александринское, Яман-Касы) вулканогенных толщах. На месторождении Яман-Касы полисинтетические двойники сфалерита появляются в новообразованных сегрегациях сфалерита в сульфидных песчаниках. Количество их в разных слоях различно, несмотря на почти равное содержание цинка, и подчиняется литологическим характеристикам слоев. Например, количество таких сегрегаций возрастает в мелкообломочных слоях и в кровле рудокластических ритмов. Наибольшее их количество наблюдается в слоях, в значительной степени преобразованных в стадию гальмиролиза и диагенеза. В таких слоях исчезают неустойчивые к придонным преобразованиям гидротермальные рудокласты, содержащие марказит, апоангидритовый тонкодисперсный пирит ("мельниковит-пирит"), колломорфные пиритовые и сфалерит-пиритовые корки. Напротив, появляется новообразованный халькопирит, частично заместивший рудокласты. В таких прослоях сохраняются лишь наиболее устойчивые к растворению реликты кристаллов гидротермального пирита. В некоторых прослоях появляются кристаллы незонального пирита. Разная степень преобразования сульфидных слоев свидетельствует о придонном, а не о метаморфическом преобразовании руд, обычно стремящимся к гомогенизации среды. Онтогенетические исследования агрегатов полисинтетических двойников сфалерита показывают их ростовую природу. Нередко они корродируют сфалеритовые рудокласты, располагаясь вдоль трещинок растрескивания. В отличие от деформационных двойников, ориентировка которых подчиняется определенным направлениям, ростовые двойники разноориентированы, иногда заполняют пустоты, образуют радиальные агрегаты и ритмичное переслаивание со слоями колломорфного сфалерита, обрастают агрегатами зонального гидротермального сфалерита, содержащего халькопиритовую эмульсию.

Минеральный состав колчеданных руд также не может служить признаком метаморфических процессов. Например, борнитовые руды, считающиеся метаморфической фацией, широко распространены в современных "черных курильщиках", наряду с дигенитом и другими нестехиометрическими сульфидами меди (Габина, 2004). Во многих случаях они вместе с гидроксидами или без них замещают первичные гидротермальные сульфиды в условиях субмаринного гипергенеза (поля Рейнбоу, Броккен-Спур, Логачев). Это же относится и к псевдоморфному халькопириту, замещающему пирит. Количество такого халькопирита всегда больше в слоистых рудах и в кровле отдельных ритмов. Последнее свидетельствует о литологическом контроле псевдоморфного халькопирита, очевидно связанного с процессами придонного преобразования каждого слоя. Все вышесказанное относится и к борниту, гематиту, магнетиту и бариту.

В настоящее время остается проблема оценки температур гидротермального, метаморфического и придонного минералообразования (Бортников, 1995). Палеотемпературы, рассчитанные на основе существующих минералогических геотермометров, показывают относительно высокие температуры минералообразования 150–500°C и более (Викентьев и др., 2004; Молошаг и др., 2004). Очевидно, что в ряде случаев эти расчеты дают температуры метаморфизма, в других отражают первичные гидротермальные условия и в третьих могут быть существенно

искаженными в виду неравновесности среды придонного минералообразования, влияния pH, Eh, соотношений содержаний элементов в исходных растворах и других факторов.

Седиментологическое разнообразие колчеданных месторождений Урала

Большинство классификаций колчеданных месторождений основано на выявлении взаимосвязи рудных и магматических формаций с учетом структурных, палеовулканических и геодинамических условий их формирования и анализа минералогических признаков месторождений. Во многих классификациях все многообразие как коррелируемых, так и независимых второстепенных признаков, учитывается путем выделения эталонных типов колчеданных месторождений. Таким образом, появились рудно-формационные типы месторождений – кипрский, куроко, уральский, баймакский, домбаровский и другие, каждый из которых был связан с определенной формацией – базальтовой (кипрский, бесси, домбаровский), риолит-базальтовой (уральский), андезит-дацитовый (куроко, баймакский) (Колчеданные..., 1979; Иванов, 1983; Бородаевская и др., 1977; Кривцов, 1999; Медноколчеданные..., 1985, 1988, 1992; Горжевский и др., 1986; Меднорудные..., 1987; Филатов, Ширай, 1988; Prokin, Buslaev, 1999; Контарь, Либаева, 1997; Контарь, 2001; Масленников, Зайков, 1998; Зайков и др., 2001; Еремин и др., 2000).

Рудно-формационные классификации, во многом удобные при сравнительном анализе однокорпусных колчеданных месторождений, не учитывают полициклического строения колчеданосных разрезов – на разных литолого-стратиграфических уровнях в пределах единой структуры могут располагаться рудные залежи, которые существенно различаются по минеральному составу и геохимическим особенностям и могут быть в связи с этим отнесены к разным формационным типам. Влияние фактора цикличности может быть снято, если классифицировать не месторождения, а отдельные рудные залежи.

Многие колчеданные залежи, приуроченные к одним и тем же структурам и однотипным формациям, характеризуются существенными различиями. Эти различия касаются формы, рудно-фациальных, минералогических и геохимических особенностей рудных тел. Очевидно, что объяснить разнообразие колчеданных месторождений можно только на основе генетических методов анализа. Такие методы включают морфологический и литологический анализ колчеданных месторождений.

Традиционный морфологический анализ колчеданных залежей рассматривал в основном тектонические факторы вариаций формы рудных тел. Рудные тела были подразделены на линзообразные, пластообразные, лентовидные разности и их деформированные аналоги. Большое значение придается тектоническому будинированию и пластическому уплощению колчеданных залежей. Вместе с тем и этот подход не привел к объяснению причин различной формы рудных залежей, залегающих в недеформированных комплексах.

Другой подход включает реконструкцию рельефа придонных сульфидных построек. Этот подход позволил выделить придонные сульфидные холмы в качестве представителей современных “черных курильщиков” (Зайков, 1991). Сульфидные отложения, образующие колчеданные месторождения, несут морфологические, рудно-фациальные и палеоэкологические признаки, характерные для сульфидных построек, обнаруженных в срединно-океанических и задуговых зонах спрединга (Авдонин, 1994; Зайков, Масленников, 1987; Шадлун, 1991; Зайков, 1991; Масленников, 1991, 1999; Herrington et al., 1998). Сходство колчеданных месторождений с ныне действующими “черными курильщиками” позволяют использовать результаты прямых наблюдений для создания моделей морфогенеза древних сульфидных тел.

Термин “морфогенез” предусматривает совокупность процессов развития форм рельефа, включая процессы зарождения, роста, разрушения, переотложения и субмаринного преобразования (гальмиролиза) продуктов разрушения придонных сульфидных построек. Рудно-фациальный анализ ряда колчеданных месторождений Урала показал, что форма рудных залежей и соотношения придонных гидротермальных и рудокластических фаций взаимосвязаны. Чем больше рудокластических мелкообломочных фаций присутствует в залежи, тем более пластообразной оказывается ее форма (рис. 2).

Наиболее простой величиной для оценки степени разрушения холмообразных сульфидных построек может служить отношение средней длины залежи (L) к ее максимальной мощности (M). По

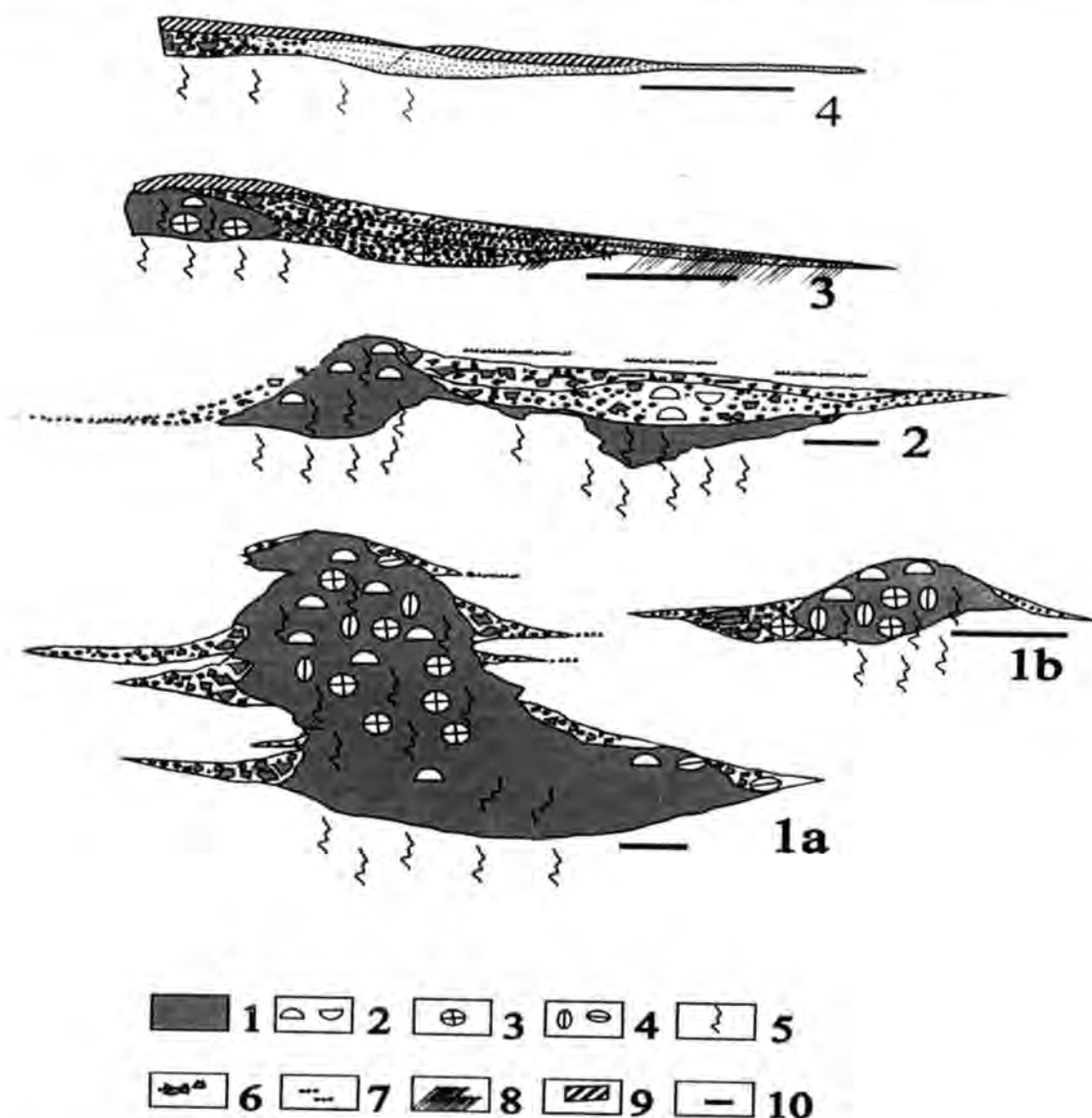


Рис. 2 Морфогенетический ряд колчеданных месторождений Урала: 1а - Сибай; 1б - Яман-Касы, 2 - Учалы (по данным (Минеральные..., 1994) с дополнениями); 3 - Александринское; 4 - Балта-Тау;

1 - гидротермально-регенерированные руды, массивные с реликтами колломорфных и брекчиевидных текстур; 2 - гидротермально-осадочные колломорфные сульфидные корки (слева) и их фрагменты (справа); 3 - гидротермальные трубчатые каналы ("кондуиты") трубы курильщиков и диффузеров и их фрагменты; 4 - оруденелая фауна и ее фрагменты (справа); 5 - жильные фации; 6-8 - сульфидные рудокластиты: 6 - коллювиальные агломератовые брекчии, 7 - проксимальные гравийные турбидиты; 8 - дистальные псаммитовые турбидиты; 9 - баритовые, хлорит-баритовые, иногда гематит-баритовые гальмиролитические фации; 10 - хлорит-гематитовый пелитовый матрикс в рудокластитах

соотношению рудных фаций и форме залежей построен следующий непрерывный ряд, включающий четыре морфогенетических типа (морфотипа) колчеданных месторождений:

1. Слабо разрушенные гидротермальные сульфидные холмы с крутыми склонами, с преобладанием гидротермальных массивных руд и элювиальных рудных брекчий над мелкообломочными рудокластическими фациями (Ново-Сибайское, Озерное, Яман-Касинское, Комсомольское, Ново-Шемурское), L/M=2-4.

2. Умеренно разрушенные гидротермальные сульфидные холмы с пологими склонами, переходящие в чашеобразные линзы с преобладанием грубообломочного рудокластического материала над мелкообломочным (Блявинское, Узельгинское, Чебачье, Учалинское, Молодежное, Жарлы-Аша, Приорское), $L=4-7$.

3. Сильно разрушенные реликтовые гидротермальные сульфидные холмы, переходящие в протяженные пластообразные залежи с преобладанием мелкообломочного рудокластического материала (Александринское, Таш-Тау, Октябрьское, Талганское, XIX партсъезда, им. III Интернационала, Сафьяновское), $L/M=8-14$.

4. Переотложенные пластообразные и лентовидные залежи с преобладанием мелкообломочных рудокластиков и полосчатых продуктов их придонного преобразования (Джуса, Балта-Тау, Барсучий Лог, Летнее, Зимнее, Акжарская группа, Маукское, Восточно-Семеновское, Восточно-Молодежное), $L/M=15-40$ и более.

В этом же ряду увеличивается относительный объем субмаринных гипергенных рудных фаций, наследующих зоны придонного окисления (магнетитовые, гематитовые), выщелачивания (кварцевые, баритовые) и повторного моносльфидного обогащения (халькопиритовые, сфалеритовые, борнитовые, галенитовые, теннантитовые и др.), постепенно исчезают колломорфные руды, ухудшается степень сохранности фрагментов труб "черных курильщиков" и сульфидизированной фауны, увеличивается степень диагенетической дифференциации и раскристаллизации сульфидов. В пределах выявленного морфогенетического ряда колчеданных залежей установлена закономерная смена минералов от неустойчивых в окислительных условиях к более устойчивым. Например, теллуриды Bi, Hg, Pb, Ag, Au сменяются сульфидами и сульфосолями этих металлов и самородным золотом. В качестве показателя гипергенно-седиментологической зрелости сульфидных построек предлагается использовать величину Ag/Te . Коэффициент корреляции (r) Ag/Te к L/M , рассчитанный для 40 колчеданных месторождений Урала, равен +0,68.

В целом, выделенные морфогенетические типы колчеданных залежей не вполне соответствуют рудно-формационным типам колчеданных месторождений Урала. Уральский рудно-формационный тип содержит все морфотипы колчеданных залежей. В Кипрском типе встречаются второй и третий морфотипы, в типе Куроко – преобладают третий и четвертый морфотипы, и, наконец, для типа Бесси характерен четвертый морфотип. Анализ колчеданных месторождений Мира показывает еще более широкое морфогенетическое разнообразие рудно-формационных типов колчеданных месторождений.

Одной из причин, определяющих степень разрушения колчеданных руд, является продолжительность экспозиции сульфидных построек на морском дне. Сопоставление распространенности морфотипов рудных залежей в силуро-девонских осадочно-вулканогенных бассейнах Урала показывает следующие тенденции. Сульфидные постройки первого и второго морфотипов преобладают в Сакмарском окраинно-морском бассейне, для Магнитогорского островодужного бассейна характерны все морфотипы колчеданных месторождений при преобладании второго и третьего. В Тагильском и в Восточно-Уральском задуговых бассейнах преобладают рудные залежи третьего и четвертого морфотипов. В полициклических разрезах (Гайский, Верхнеуральский, Бурибайский рудные районы) наблюдается смена вверх по разрезу морфотипов колчеданных залежей от первого и второго к третьему и четвертому.

В целом, эти тенденции коррелируют с изменением режимов вулканизма и осадконакопления. Колчеданные залежи первого и второго морфотипов связаны с компактными зонами растяжения, характеризующимися высокой гидротермальной активностью и непродолжительными перерывами в вулканической деятельности. Вероятно, продолжительность этих перерывов была недостаточна для полного разрушения сульфидных холмов и развития осадконакопления. Рудные залежи этих морфотипов обычно перекрыты эффузивами. Слоистые пачки встречаются лишь на выклиниваниях рудных тел. Рудные залежи третьего морфотипа часто перекрываются вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. В четвертом морфотипе вулканогенно-осадочные отложения занимают еще более значительное место. Нередко они встречаются как висячем, так и в лежащем боках рудных залежей.

Таким образом, по форме рудных тел, соотношению рудных фаций и минералогическим особенностям выделены морфогенетические типы колчеданных залежей.

образующие единый ряд. Этот ряд отражает степень разрушения сульфидных построек и полноту переотложения и придонного преобразования рудокластических отложений.

Заключение

Формирование колчеданных месторождений Урала происходило в преддуговых, внутридуговых и задуговых локальных зонах растяжения, благоприятных для взаимодействия пород кровли малоглубинных магматических очагов с циркулирующей морской водой. Основным источником рудного вещества служили раскаленные базальты апикальных частей малых магматических очагов. Базальты взаимодействовали с инфильтрующимися морскими водами с образованием альбит-кварцевых пород (апобазальтовых плагิโอгранитов) с переходом Fe, Zn и Cu в гидротермальные флюиды. Подрудные ультрабазиты служили источников Co, а кислые вулканы – Pb. Предполагается, что основным поставщиком серы, также как и в современных гидротермальных системах, являлась морская вода, и, возможно, микровключения сульфидов, содержавшиеся в базальтах и ультрабазитах.

Накопление колчеданных руд происходило на поверхности дна в результате гидротермально-осадочных и гидротермально-инкrustационных процессов по моделям “черного курильщика” или “диффузера”. Рудообразование сопровождалось отложением каркасных руд и гидротермально-осадочных колломорфных корок. Микрорудно-фациальная зональность труб показывает, что рост труб проходил полный цикл от нагревания до остывания с отложением гидротермально-осадочных, гидротермально-инкrustационных, гидротермально-метасоматических и гидротермально-регенерированных сульфидов. Общая рудно-фациальная зональность многих колчеданных залежей свидетельствует о смене стадии черных курильщиков стадией диффузного поступления рудоносных флюидов по мере “созревания” и синхронного разрушения сульфидных построек.

Процессы трансформации колчеданных залежей подразделяются на придонные и эпигенетические, при этом первые включают гидротермальную регенерацию руд (зонной чистки), первичный гальмиролиз и разрушение в сульфидной постройке, а также повторный гальмиролиз и диагенез рудокластических отложений. Гидротермальная регенерация руд приводила к преобразованию гидротермально-осадочных корок и формированию на их месте гомогенных массивных руд в ядре сульфидных построек.

При первоначальном гальмиролизе происходило синхронное с рудообразованием разрушение сульфидных построек. На флангах сульфидных холмов отложения рудокластических потоков подвергались повторному гальмиролизу. Повторный гальмиролиз сопровождался не только “простым” окислением сульфидов, но и, также как известное явление субаэрального гипергенеза, являлся причиной как выщелачивания цветных металлов из рудокластитов, так и существенного обогащения тонкообломочной части руд такими полезными компонентами как Cu, Zn, Pb, Au, Pb. Направления основных тенденций минералообразования определялись исходным составом рудокластитов и составом примесей осадочного материала. В стадию диагенеза происходила раскристаллизация тонкодисперсных сульфидов.

Некоторые деформации колчеданосных разрезов и содержащихся рудных тел, очевидно, проявлялись уже на синвулканической стадии. Однако, явление синвулканического метаморфизма руд требует дальнейших обоснований. Признаки катагенеза и раннего метакатагенеза руд представлены замещениями сульфидов кристаллическими агрегатами серицита и хлорита и, иногда, частичным переотложением сульфидов в виде жилок в литифицированных породах и рудах. Процессы более глубокого метаморфизма колчеданных месторождений, очевидно, доминировали в период формирования надсубдукционного и коллизионного гранитоидного пояса Урала. На Южном Урале с удалением от этого пояса степень “контактово-регионального” метаморфизма руд и рудовмещающих пород существенно снижается. Как и было показано ранее, в большей степени метаморфизованными оказались колчеданные месторождения Среднего Урала (Заварицкий, 1950; Ярош, 1972; Шадлун, 1950), приближенные к гранитоидному поясу и находящиеся в участках наибольшего субдукционно-обдукционного или коллизионного сжатия. Заметные признаки метаморфизма, выразившиеся в тотальной перекристаллизации и появлении такситовых текстур руд, появились на амфиболитовой ступени динамометаморфизма.

На основе результатов рудно-фациального анализа неметаморфизованных сульфидных построек авторами предлагается морфогенетическая типизация колчеданных залежей. Данная типизация более точно отражает корреляцию рудно-фациальных, минералогических и геохимических особенностей колчеданных залежей по сравнению с традиционной рудно-формационной классификацией. Стремление понять причины разнообразия колчеданных месторождений является важным стимулом для дальнейшего совершенствования моделей генерации и трансформации колчеданных месторождений.

Авторы благодарят проф. В.А.Прокина и проф. В.В.Зайкова за многолетнее плодотворное сотрудничество, без которого было бы невозможно получить многие приведенные результаты. Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проект 02-05-64821), и по Программе приоритетных фундаментальных исследований Президиума РАН (проект "Генерация и трансформация рудных месторождений в процессе развития Уральского складчатого пояса").

Литература

1. Авдонин В.В. Реликты черных курильщиков в рудах колчеданных месторождений // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург. УрО РАН, 1996. С. 148-152.
2. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М., 1999. 263 с.
3. Бородаевская М.Б. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 152 с.
4. Бортников Н.С. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций в рудах гидротермальных месторождений цветных и благородных металлов: Автореферат на соискание степени д. г.-м. н., М.: ИГЕМ, 1995. 54 с.
5. Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2000. 256 с.
6. Викентьев И.В., Юдовская М.А., Молошаг В.П., Чадченко А.В. Благородные металлы в рудах Учалино-Александринского района (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: Имин УрО РАН, 2004. Т. 2. С. 14-24.
7. Вулканизм Южного Урала. / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. М.: Наука, 1992. 189 с.
8. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н., Константинов Р.М. Магматические и рудные формации. М.: Недра, 1986. 211 с.
9. Еремин Н.И. Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: МГУ, 1983. 256 с.
10. Еремин Н.И., Вергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканической ассоциации // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 177-190.
11. Заварицкий А.Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях // Колчеданные месторождения Урала. М.: АН СССР, 1950. С. 7-18.
12. Жабин А.Г. Онтогенез минералов. Агрегаты. М.: Наука, 1979. 261 с.
13. Зайков В.В. Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин. М.: Наука, 1991. 206 с.
14. Зайков В.В., Масленников В.В. О придонных сульфидных постройках на колчеданных месторождениях Урала // Доклады АН СССР. 1987. Т. 293. № 1. С. 181-184.
15. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В. Вулканизм и металлоносные отложения девонской островодужной системы Южного Урала. Екатеринбург, 1993. 146 с.
16. Зайков В.В., Шадлун Т.Н., Масленников В.В., Бортников Н.С. Сульфидная залежь Яман-Касы (Южный Урал) - руины древнего "черного курильщика" на дне Уральского палеоокеана // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 6. С. 511-529.
17. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: Имин УрО РАН, 2001. 315 с.
18. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
19. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Смирнов В.Н., Слободчиков Е.А. Рифтогенез на Среднем Урале. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 91 с.
20. Иванов С.Н., Прокин В.А., Долматов Г.К. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала // Закономерности размещения полезных ископаемых на Урале. Свердловск: УФ АН СССР, 1962. С. 129-154.
21. Иванов С.Н., Курицына Г.А., Ходякович Н.А. Новые данные о генезисе колчеданных месторождений Урала // Генетические проблемы руд: Доклады советских геологов на XXI сессии МГК. М., 1960. С. 100-105.
22. Иванов С.Н. Изучение зон роста зерен пирита в колчеданных месторождениях Урала // Западное Всесоюзное минералогическое общество. 1950. Ч. 79. В. 2. С. 113-126.

23. Иванов С.Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем // Доклады АН СССР, серия геологическая. 1966. Т. 169. № 1, 2, 3. С. 177-181.
24. Иванов С.Н. О гидротермально-осадочном рудообразовании // Геология рудных месторождений. 1968. № 1. С. 128-132.
25. Иванов С.Н. Введение // Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 3-14.
26. Колчеданные месторождения мира // Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Кривцов А.И. и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
27. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
28. Контарь Е.С. Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов по Уральскому региону, 2001. 133 с.
29. Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кориневский В.Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ РАН, 1986. 205 с.
30. Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н. Рудогенез и геодинамика в палеозойской истории Урала // Литосфера. 2003. № 1. С. 50-61.
31. Ракчеев А.Д. Новые Физико-химические методы изучения минералов, горных пород и руд. М.: Недра, 1989. 230 с.
32. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
33. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Наука, 1972. 217 с.
34. Кривцов А.И. Металлогения андезитовидных вулканоплутонических поясов. М.: ЦНИГРИ, 1999. Ч. II. 268 с.
35. Кузнецов А.П., Масленников В.В., Зайков В.В. Пригидротермальная фауна Силурийского палеоокеана Южного Урала // Известия РАН, серия биологическая. 1993. № 4. С. 525-534.
36. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
37. Масленников В.В. Литологический контроль медно-колчеданных руд. Свердловск: УрО РАН, 1991. 139 с.
38. Масленников В.В. Типы колчеданосных палеогидротермальных полей // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С.152-162.
39. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
40. Масленников В.В., Зайков В.В. О разрушении и окислении сульфидных холмов на дне Уральского палеоокеана // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319. № 6. С. 1434-1437.
41. Масленникова С.П. Изотопный состав серы в сульфидных трубах из медно-цинково-колчеданных месторождений Яман-Касы и Александринское (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов. Миасс:Имин Уро РАН, 2002. С. 212-215.
42. Масленникова С.П., Масленников В.В., Данюшевский Л.В., Ларж Р. Геохимическая зональность палеогидротермальных труб черных курильщиков из медно-цинково-колчеданного месторождения Яман-Касы по данным плазменного масс-спектрометрического лазерного анализа (LA-ICP-MS) сульфидов // Уральский минералогический сборник. Миасс: Имин УрО РАН, 2003. № 12. С. 1-6.
43. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / Под ред. Смирнова В.И. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288с.
44. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Под ред. Смирнова В.И. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1988. 241 с.
45. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования. / Под ред. Иванова С.Н. и Прокина В.А. Екатеринбург: УрО РАН, 1988. 307 с.
46. Меднорудные месторождения - типы и условия образования / Под ред. Кривцова А.И. и др. М.: Недра, 1987. 197 с. (ЦНИГРИ).
47. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината / Серавкин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н.. Уфа: Башкирское книжное изд-во, 1994. 328 с.
48. Молошаг В.П., Грабежев А.И., Викентьев И.В., Гуляева Т.Я. Выделение фаций рудообразования сульфидных руд на примере колчеданных и медно-золото-порфировых месторождений Урала // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: Имин УрО РАН, 2004. Т. I. С. 217-224.
49. Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
50. Прокин В.А., Ярош П.Я., Рудницкий В.Ф. Модель формирования колчеданных месторождений Уральского типа // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск, 1983. Т. 2. С. 102-108.
51. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

52. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
53. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 144 с.
54. Формирование земной коры Урала. / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. М.: Наука, 1986. 248 с.
55. Шадлун Т.Н. О некоторых сростаниях сульфидов, характерных для современных и древних колчеданных руд // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 4. С. 110–118.
56. Шадлун Т.Н. О колломорфных структурах руд месторождения Яман-Касы на Южном Урале // Зап. ВМО. 1942. № 3-4. С. 151-159.
57. Шадлун Т.Н. Особенности минерального состава, текстур и структур руд некоторых колчеданных месторождений Урала // Колчеданные месторождения Урала. М., 1950. С. 117-147.
58. Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 240 с.
59. Haymon R.M. Growth history of hydrothermal black smoker // Nature. 1983. Vol. 301. Pp. 695-698.
60. Herrington R.J., Maslennikov V.V., Spiro B., Zaykov V.V., Little C. Ancient vent chimney structures in paleozoic massive silfides of the Urals // Modrn ocean floor processes and the geological Ricord. London. Geological Society. Special Publication, 1998. N 148. Pp. 241-258.
61. Jaireth S. Hyddrothermal geochemistry of Te, Ag₂Te and AuTe₂in epithermal prcious metal deposits // EGRU Contribution. 1991. Vol. 37. Pp. 1-21.
62. Little C.T.S., Herrington R., Maslennikov V.V., Morris N.J., Zaykov V.V. Silurian high-temperature hydrothermal vent community from the southern Urals, Russia // Nature. 1997. Vol. 385. N 9. Pp. 3-6.
63. Murowchick J.B. & Barnes H.L. Marcasite prcipitation from hydrothermal solution // Geochim and Cosmochim Acta. 1986. Vol. 50. Pp. 2615 -2629.
64. Ohmoto H. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective // Ore Geology Reviews. 1996. N 10. Pp. 135 - 177.
65. Oudin E. & Constantinou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // Nature. 1984. Vol. 308. Pp. 349-353.
66. Prokin, V.A. & Buslaev F.P. Massive copper-zink sulphide deposits in the Urals // Ore Geology Reviews. 1999. N 14. Pp. 1-69.
67. Scott S.D Small chimneys from Japanese Kuroko deposits // In Seminars on Seafloor Hydrothermal Systems (Goldie R., Botrill T.J.) Geosci. Can. 1981. N 8. Pp. 103-104.
68. Shikasono N. & Kusakabe M. Mineralogical Characteristics and Formation Mechanism of Sulfate-sulfide Chimney from Kuroko Area, Mariana Trough and Mid-Ocean Ridges // Resource Geology Special Issue. 1999. N 20. Pp. 1-11.
69. Solomon M., Walshe D. The formation of massive sulphide deposits on sea floor // Economic Geology. 1979. Vol. 69. Pp. 947-973.
70. Solomon M., Tornos F., Gaspar O.S. Explanation for many of the unusual features of the massive sulphide deposits of Iberian pyrite belt // Geology. 2002. Vol. 30. N 1. Pp. 87-90.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КРУПНЕЙШИХ НА УРАЛЕ ГАЙСКОГО МЕДНОКОЛЧЕДАННОГО И КОЧКАРСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ

И.Б.Серавкин*, С.Е.Знаменский*, А.М.Виноградов**

*Институт геологии Уфимского НЦ РАН, Уфа

**Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

Различные аспекты связи эндогенного рудообразования с особенностями глубинного строения земной коры рассмотрены в книге, вышедшей под редакцией академика В.И.Смирнова (Глубинные ..., 1986). Уралу в ней посвящены 3 статьи, в которых показаны закономерности достаточно общего характера, не касающиеся отдельных месторождений. Л.Н.Овчинниковым и его соавторами (1986) установлена прямая зависимость между мощностью, подъемом поверхности базальтового слоя, увеличением средней основности земной коры Урала и положением колчеданных месторождений (Cu), а также закономерная позиция месторождений других металлов (Au, Fe, Ti, Cr) по отношению к максимуму этих параметров базальтового слоя. В.М.Нечеухин и его соавторы (1986) показали влияние особенностей глубинного строения на металлогению основных зон Урала и, в частности, отчетливую приуроченность оруденения фемического профиля к зонам максимального погружения поверхности М и подъёму поверхности «гранулит-базитового» слоя (Нечеухин и др., 1986, с. 150). И.Б.Серавкин и А.А.Цветкова (1986) установили преобладающие медную и медно-цинковую специализацию колчеданных месторождений в фемических блоках Магнитогорского мегасинклинория, в отличие от золото-колчеданно-полиметаллической специализации его сали-фемических сегментов. А.М.Виноградовым и А.Я.Ярошем (1975) показана приуроченность рудных узлов фемического профиля к пересечениям квазиспрединговых и квазитрансформных зон, прослеживаемых на Южном Урале по геофизическим данным.

Сведения о глубинном строении золоторудных гигантов мира, как правило, ограничиваются интервалом в сотни м – первые км от дневной поверхности (Константинов и др., 2000).

Гайское медноколчеданное и Кочкарское золоторудное месторождения, каждое в своём генетическом классе, относятся, соответственно, к суперкрупным и крупным месторождениям мира. Гайское месторождение по запасам руды и меди вообще является самым крупным в мире среди колчеданных месторождений так называемого Уральского (Cu-Zn) типа, уступая по запасам руды только Холодинскому месторождению Забайкалья другого (Филизчайского) типа, а по запасам суммы металлов (Cu+Zn+Pb) – полиметаллическим гигантам Австралии, залегающим в терригенных толщах. Из колчеданных месторождений вулканической ассоциации Гайское месторождение уступает по сумме металлов (но не по запасам руды) лишь наиболее крупным месторождениям пояса Абитибби (Кидд-Крик Уральского типа) и Иберийского пиритного пояса (Рио-Тинто типа Кууроко) (таблица 1). Кроме того, руды Гайского месторождения содержат 566,4 т золота (подсчет запасов по состоянию на 1.01.1991 г.), что позволяет считать его сверхкрупным золоторудным объектом: по данным Ю.Г.Сафонова (1997) к категории сверхкрупных относятся месторождения с запасами золота от 500 до 1000 т.

Рудное золото на Кочкарском месторождении разрабатывается с 1862 г. (Бородаевский и др., 1984). По опубликованным материалам с 1845 по 1917 г.г. добыто 59792 кг россыпного и рудного золота (Сазонов и др., 1999). По неофициальным данным всего на месторождении за период около 150 лет добыто примерно 300 т металла. По запасам золота Кочкарское месторождение является вторым по крупности на Урале после Березовского и входит, по размерности Ю.Г.Сафонова, в группу крупных золоторудных объектов мира. Месторождение разведано шахтами до глубины 740 м, отдельными скважинами – до 1,5 км. При этом оруденение с востока и на глубину не оконтурено, так что реальные запасы его могут быть и больше.

Таблица 1

Запасы руды и металлов в крупнейших месторождениях колчеданного типа
(по неопубликованным данным Е.С.Контаря)

Месторождение	Регион	Возраст	Типы колчеданных м-ний	Запасы				
				Руды (млн. т)	Меди (тыс. т)	Цинка (тыс. т)	Свинца (тыс.т)	Меди+ Цинка + Свинца (млн.т)
Гайское**	Ю.Урал	D ₁ ems	Уральский	473.4	6305.8	2298.7		8.6
Гайское*	Ю.Урал	D ₁ ems	— — —	469.3	6816	3225		10.0
Учалинское*	Ю.Урал	D ₂ e	— — —	115.9	1257	4139.4		5.4
Сибайское*	Ю.Урал	D ₂ e	— — —	112	1106.4	1740.7		2.8
Норанда (8 мес- торождений)	Канадский щит, пояс Абитиби.	AR	Уральский	103.7	2214	1550		3.8
Норанда ***	— — —	— — —	— — —	215	1900	1200		3.1
Кидд-Крик	Канадский щит, пояс Абитиби.	— — —	— — —	152	3714	9120	304	13.1
Кидд-Крик *** (на 1976 г.)	— — —	— — —	— — —	111				
Рио-Тинто	Иберийский пиритный пояс	C	Куроко	450	3285	4995	2520	10.8
Риддер-Сокольное	Рудный Алтай	D ₂	— — —	218.5	828.3	3417.8	1565.6	5.8
Брокен-Хилл	Австралия	PR	Филизчайский	180	360	23220	21240	44.8
Маунт-Айза	Австралия	PR	— — —	270.6	5460	5422	6273	17.1
Салливан	Британская Колумбия, Канада	PR ₃	— — —	160	288	9440	9760	19.5
Гуаймае	Калифорнийский залив	соврем.	Филизчайский	3.75	3.7	2.06	3.75	0.9
Атлантис-II	Красное море	соврем.	— — —	83	10.60	2860	80	2.9

Примечание. * — по данным В.В.Зайкова; В.В.Масленникова и др. (1998) (добытые + запасы по кат. A+B+C₁+C₂); ** — по данным Гайского ГОКа (запасы по кат. B+C₁+C₂ на 1.01.1991 г.); *** — по данным (Колчеданные ..., 1984)

Глубинное строение, металлогения Магнитогорской зоны и положение в ней Гайского месторождения

Гайское медноколчеданное месторождение расположено в южной части западного борта Магнитогорской зоны (синформы или синклиория), представляющей южноуральский сегмент колчеданосного зеленокаменного пояса Урала, входящего в его палеоокеанический сектор (Пучков, 2000; Серавкин, 2002). В Магнитогорской синформе обычно выделяются следующие структурно-формационные (с.-ф.) и металлогенические зоны (с запада на восток): I — Главного Уральского разлома (ГУРа), II — Западно-Магнитогорская, III — Центрально-Магнитогорская и IV — Восточно-Магнитогорская, которые подразделяются на более дробные с.-ф. единицы. Колчеданные месторождения локализованы в следующих с.-ф. зонах второго порядка: I-1 — Присакмарской, II-1 — Таналыкской (Тубинско-Гайской), II-2 — Южно-Ирендыкской, II-3 — Узункыро-Сибайско-Орской, IV-1 — Учалинско-Александринской, IV-2 — Ащебутакской и IV-3 — Джусинско-Домбаровской (рис. 1). Размещение колчеданных месторождений в вулканических комплексах различного состава показано на рисунке 1, а положение их в разрезе и типизация по рудно-формационному принципу — в таблице 2. Подавляющее большинство колчеданных месторождений всех стратиграфических уровней локализовано в вулканических постройках центрального типа, представленных стратовулканами, осложненными кальдерами (Юбилейное, Сибайское и др.) или кальдеро-вулканами с центральными кислыми аппаратами (Подольское, Гайское и др.) (Серавкин, 1986; Серавкин, Косарев, 1983), что

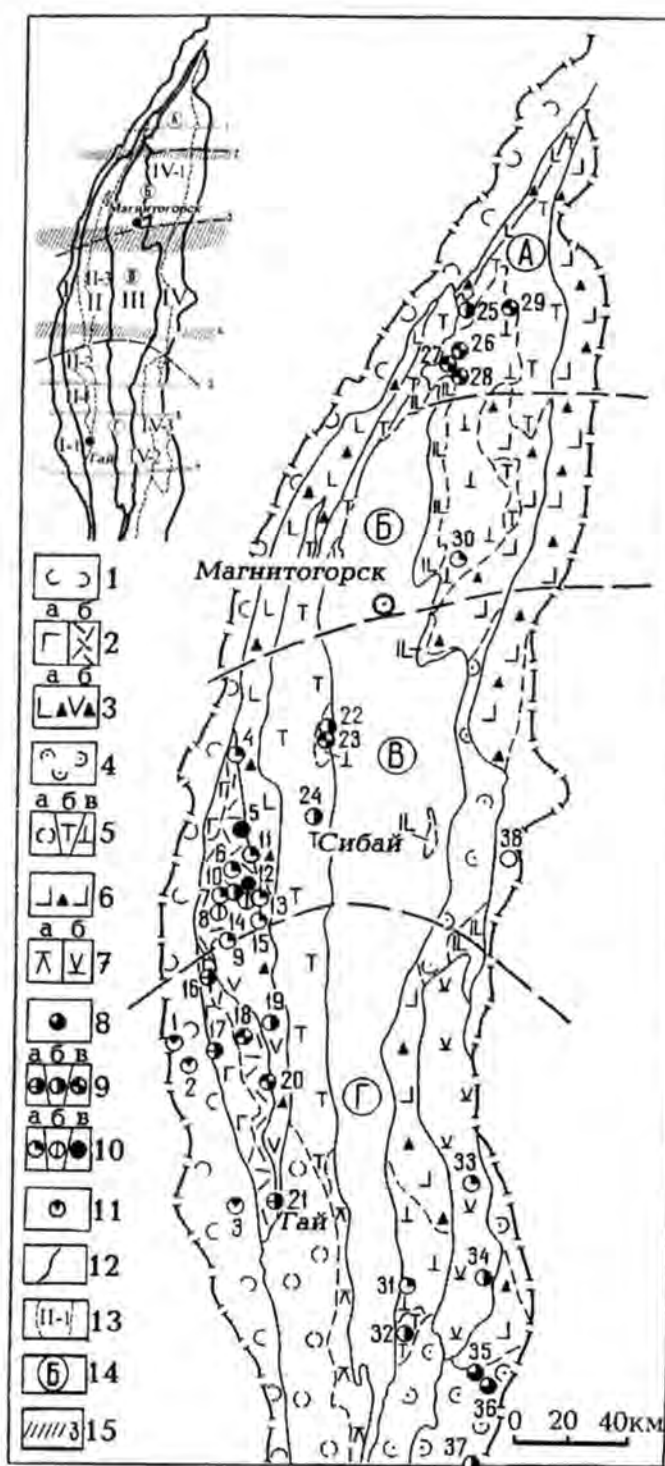


Рис. 1. Размещение колчеданных месторождений в вулканических комплексах Магнитогорского мегасинклиналя:

формации: 1 – базальтовая (O-S); 2 – базальт-риолитовая (D_1 ems); контрастный (а) и непрерывный (б) комплексы; 3 – андезит-базальтовая (D_1 - D_2 e); базальт-андезит-базальтовый (а) и гибридный базальт-андезит-риолитовый (б) комплексы; 4 – базальтовая (D_1 ems); 5 – базальт-риолитовая (D_2); базальтовый (а), контрастный (б) и непрерывный (в) комплексы; 6 – андезит-базальтовая (D_2); 7 – базальт-андезит-риолитовая: Юсинский (а) (D_2) и Джусинский (б) (D_{1-2}) комплексы;

колчеданные месторождения: 8 – медноколчеданные (Домбаровский тип), 9 – цинково-медноколчеданные, $Cu > Zn$ (а), медно-цинковоколчеданные, $Cu < Zn$ (б) и медно-цинковоколчеданные с полиметаллической минерализацией (в) (Уральский тип); 10 – золото-колчеданно-полиметаллические (а), золото-барит-полиметаллические (б) и золото-колчеданные (в) (Баймакский тип); 11 – кобальт-медно-цинковоколчеданные (Ивановский тип); названия колчеданных месторождений: 1 – Ивановское, 2 – Дергамышское, 3 – Ишкининское, 4 – Тубинская группа, 5 – Куль-Юрт-тау, 6 – Уваряж, 7 – Бакр-тау, 8 – Горная Байкара, 9 – Майское, 10 – Таш-тау, 11 – Таналык-Баймакское, 12 – Семёновское, 13 – Юлалинское, 14 – Туба-Каин, 15 – Балта-тау, 16 – Юбилейное, 17 – Бурибайское, 18 – Маканская группа, 19 – Подольское, 20 – Мамбетовское, 21 – Гайское, 22 – Бакр-Узяк, 23 – Южный Бакр-Узяк, 24 – Сибайское, 25 – Учалинское, 26 – Озерное, 27 – Узельгинское, 28 – Молодежное, 29 – Таш-Яр, 30 – Александринское, 31 – Иссыргужинское, 32 – Западно-Ащевутацкое, 33 – Джусинское, 34 – Барсучий Лог, 35 – Летнее, 36 – Осеннее, 37 – Весеннее, 38 – Амурское. Схема районирования: 12 – границы Магнитогорской зоны и с.ф. зон 1^{го} порядка (названия в тексте); 13 – границы и номера колчеданосных зон (названия в тексте); 14 – поперечные блоки: А – Учалинский, Б – Магнитогорско-Верхнеуральский, В – Баймакско-Кацбахский, Г – Орско-Джусинский; 15 – широтные дислокации: 1 – Буйдинская, 2 – Белорецкая, 3 – Агаповская, 4 – Юлалинская, 5 – Подольская, 6 – Новочеркасская, 7 – Орская

позволило разработать типовую модель колчеданных месторождений Уральского типа, формировавшихся в субмаринных кальдерах в результате рециклинга и извлечения металлов из подрудных пород с последующим отложением в сульфидных залежах на морском дне (Серавкин, Косарев, 2001). Эти модели положены в основу развития технологии геофизических исследований при прогнозировании и поисках крупных колчеданных месторождений (Виноградов, 2004).

Основными геодинамическими обстановками формирования колчеданных месторождений Южного Урала являются предостроводужная, обстановка задугового бассейна и, в меньшей мере, ранняя островодужная. Большинство месторождений Уральского типа сформировалось в предостроводужных условиях и задуговых бассейнах в связи с вулканизмом контрастной риолит-базальтовой формации, комплексы которой локализовались в вулканических трогах, в условиях растяжения. Несколько более поздняя золото-колчеданно-полиметаллическая минерализация (Баймакский тип) и вмещающие её непрерывные комплексы образовались в ранних островодужных обстановках, контролируясь сколовыми зонами, возникавшими в условиях прогрессирующего сжатия (Серавкин, 2002).

Гайское медноколчеданное месторождение обладает исключительно сложным строением, изученным до глубин 1500-1600 м. Блок рудовмещающих (D_1 ems) и надрудных вулканогенных пород (D_1 - D_2 ef) надвинут на вулканогенно-осадочные отложения (D_2 zv) и интенсивно деформирован серией взбросов крутого восточного падения, связанных с основным надвигом. Отличительной особенностью месторождения, обусловленной первично вулканическими условиями его происхождения, является многоэтажная система линзовидных колчеданных тел, последовательно формировавшихся в субмаринной кальдере синхронно с заполнением ее вулканогенным комплексом (Бородаевская и др., 1981). Рудные тела наиболее высокого гипсометрического уровня расположены на северном и южном участках, где они отработаны карьерами.

Общее падение рудовмещающих пород и колчеданных линз восточное под углом около 60-65°. В рудовмещающей толще намечается 3 основных стратиграфических уровня, на которых линзовидные рудные тела залегают согласно с напластованием (рис. 2А). Исключение составляет «Стержневая» линза, ныне отработанная, имевшая сложную воронкообразную форму, с пологой кровлей, согласной с контактом рудовмещающей и надрудной толщ, и крутой корневой частью, секущей напластование. В современной структуре, имеющей брахиантиклинальное строение, сохранился лишь фрагмент борта субмаринной кальдеры. О первичных размерах рудовмещающей вулканической постройки, возможно, дает представление кольцевая структура диаметром около 50 км, дешифрируемая на аэро-космических снимках, в центре которой расположено Гайское месторождение (рис. 2Б).

Примечательно, что по данным пространственного сейсмического зондирования с использованием промышленных взрывов (Халевин, Виноградов, 1976) эпицентр рудовмещающей вулканической постройки расположен в центре куполовидного поднятия опорного отражающего горизонта (рис. 3Б).

Амплитуда поднятия составляет 4-6 км, глубина от дневной поверхности – порядка 5 км. О природе глубинной структуры можно высказать ряд предположений. Вероятна её связь с поверхностью материнского магматического очага, продуцировавшего рудоносный вулканический комплекс. Не исключается связь куполовидного воздымания акустических неоднородностей с участком земной коры, характеризующимся повышенной динамической неустойчивостью, вызванной глубинными тектоническими системами разного уровня, служившими проводниками магм и флюидов. В эпицентре воздымания, зафиксированного акустически выраженными границами фронта метаморфизма, могла формироваться рудотранспортирующая гидротермальная колонна, в верхней части которой осуществлялась её разгрузка.

Ни одно из крупных южноуральских месторождений (Учалинское, Сибайское, Подольское и др.) не обладает столь развитой многоэтажной рудно-магматической системой, столь крупными размерами рудовмещающей вулканической постройки и такими запасами руд, как Гайское месторождение, превышающее по запасам руд крупные южноуральские месторождения в 3-5 раз (таблица 1). Оценка роли глубинного строения Гайского месторождения базируется на сейсмических и гравиметровых исследованиях, выполненных в Магнитогорской зоне. Наибольший интерес представляют сейсмические профили, полученные методами ГСЗ и ОГТ, и интерпретация

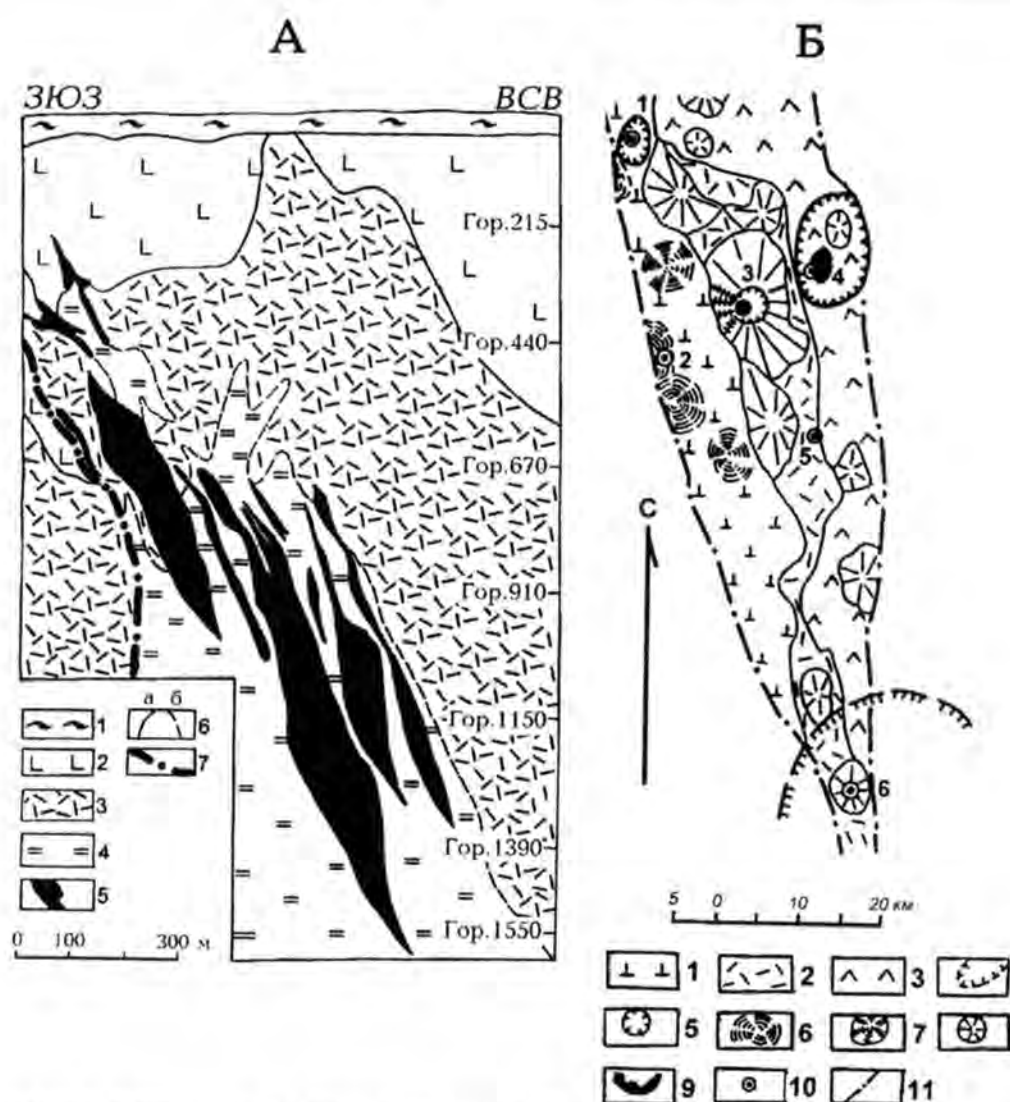


Рис. 2. А. Геологический разрез Гайского медноколчеданного месторождения по профилю 115 (по данным геологов Гайского ГОКа с упрощениями и дополнениями автора):

1 – рыхлые отложения и кора выветривания, 2 – надрудный базальт-андезибазальтовый комплекс (D_1 - D_2 е), 3 – рудовмещающий андезит-андезидацит-риодацитовый (преимущественно риодацитовый) комплекс (D_1 ems), 4 – серицито-кварцевые метасоматиты, 5 – колчеданные рудные тела, 6 – границы: вулканических комплексов (а) и метасоматитов (б), 7 – разрывные нарушения;

Б. Палеовулканологическая схема южной части Тубинско-Гайской с.-ф. зоны (Вулканизм ..., 1992):

1-3 – вулканогенные формации: 1 – риолит-базальтовая, 2 – базальт-андезит-риолитовая, 3 – базальт-андезибазальт-андезит-риолитовая (гибридная); 4-9 – вулканоструктуры: 4 – Гайская кольцевая структура, установленная по данным дешифрирования аэро-космических фотоснимков (Косарев, Серавкин, 1983), 5 – кальдеры, 6 – щитовые риолит-базальтовый палеовулканы, 7 – базальт-андезибазальтовые стратовулканы, 8 – стратовулканы дифференцированного состава, 9 – кислые экструзивные постройки; 10 – колчеданные месторождения: 1 – Юбилейное, 2 – Бурибайское, 3 – Маканские и Октябрьское, 4 – Подольское, 5 – Мамбетовское, 6 – Гайское; 11 – разломы

Стратиграфическое положение и главные типы
вулканогенных колчеданных месторождений Южного Урала

Вулканогенные колчеданные месторождения локализованы на 3^х стратиграфических уровнях (Медноколчеданные ..., 1985; 1988; 1992; Вулканогенная металлогения ..., 1994; Контарь, 2001; Серавкин, 2002):

Силурийском	Свиты Месторождения блявинская (S ₁ In-D ₁ ? bl) – Блявинское, Комсомольское, Яманкасинское сакмарская (O-S) – Ивановское, Дергамышское, Ишкининское
Раннедевонском	баймак-бурибаевская (D ₁ ems b-br) нижняя подсвита (b-br ₁) – Бурибайское, Юбилейное верхняя подсвита (b-br ₂) – Маканская гр., Гайское, Бакр-тау, Таш-тау, Балта-тау киембаевская (D ₁ ems kmb) – Летнее, Осеннее ирендыкская (D ₁ -D ₂ e ir) – Подольское
Среднедевонском	Карамалыташская (D ₂ e, kr) – Учалинское, Сибайское, Узельгинское, Александринское улутауская (D ₂ zv ul) – верхние рудные тела им. XIX партсъезда

Установлены главные типы вулканогенных колчеданных месторождений (Медноколчеданные ..., 1988; Контарь, Либарова, 1997; Зайков и др., 2001; Herrington et al., 2002; Серавкин, 2002a)

Типы		Рудные формации	Рудовмещающие формации	Примеры
Уральский	1 ^я подтип 2 ^я подтип	Zn-Cu (Zn < Cu) Cu-Zn (Zn > Cu)	Базальт-риолитовая	Юбилейное Учалинское
Баймакский (близкий к Куроко)		Au-Ba-Pb-Cu-Zn	Базальт-андезит-риолитовая	Бакр-тау
Домбаровский (близкий к Кипрскому)		Co-Zn-Cu	Базальтовая	Летнее
Ивановский (близкий к Атлантическому)		Co-Cu	Базальт-ультрабазитовая	Ивановское

гравиметровых данных, выполненная с расчетами аномалий силы тяжести при различных радиусах осреднения. По данным геофизиков Башкирской геофизической экспедиции, расчетная плотностная и сейсмическая модель строения Магнитогорской синформы по профилю Темиртау-Куйбышев представляет собой трогообразную структуру, в центральной части которой легкие массы, отождествляемые с кристаллическим фундаментом и гранито-гнейсовым слоем коры, отсутствуют. Здесь отмечается подъем раздела К и вероятное присутствие пород корово-мантийного смешения. Граница М фиксируется на глубинах около 50 км, несколько понижаясь в центре структуры (Серавкин, Цветкова, 1986) (рис. 4).

Пройденный севернее по международному проекту профиль Урсейс-95 в принципе показал аналогичную картину строения Магнитогорской зоны (Berzin et al., 1996; Пучков, 2000) (рис. 5А).

По данным Урсейс-95 сохраняются её синформное строение, восточное падение ГУРа и присутствие области корово-мантийного смешивания. Работ по телесеизмической томографии на Южном Урале не проводилось, но телесеизмический профиль был пройден через Средний Урал в 500 км севернее профиля Урсейс-95 (Poupinet et al., 1997). Получена ясная картина распределения средних скоростей Р-волн до глубины 250 км, свидетельствующая о присутствии 2^х литосферных сегментов: высокоскоростного западного (Восточно-Европейская плита) и низкоскоростного восточного (Уральская плита). Западная и восточная границы Тагильской синформы отмечены двумя высокоскоростными телами, соответствующими сутурным зонам в бортах синформы. Границы между Восточно-Европейской и Уральской плитами и между океаническим и континентальным

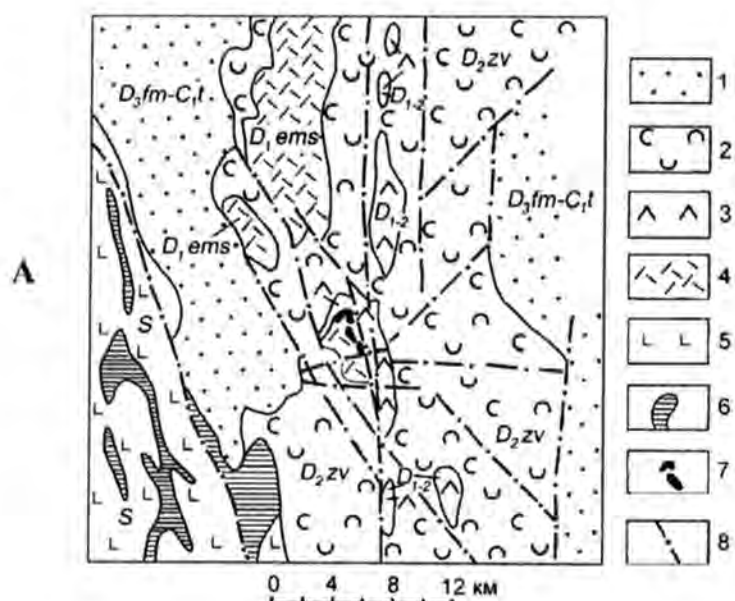
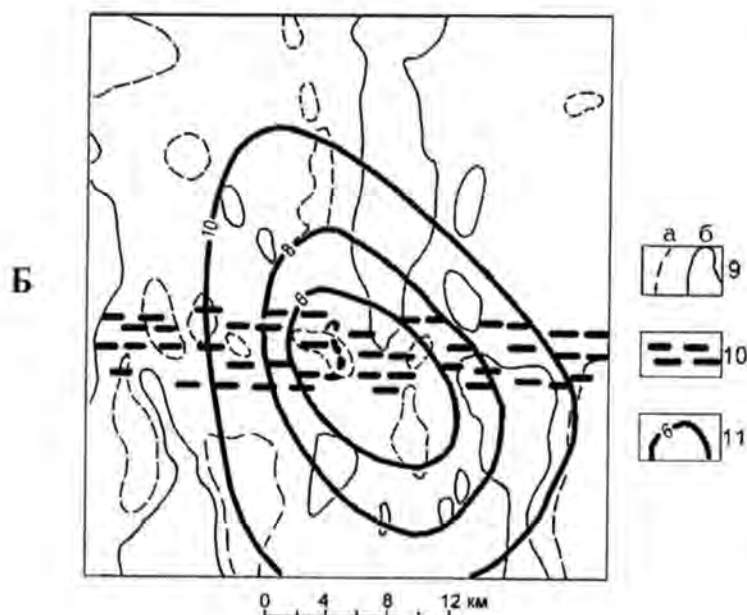


Рис. 3. А. Схематическая геологическая карта Гайского рудного района (по материалам Е.С.Конгара, В.Т.Тищенко и геофизическим данным):

1 – граувакковые песчаники зилаирской свиты ($D_3 \text{ fm-C}_1 t$); 2 – вулканомиктовые отложения улутауской свиты ($D_2 \text{ zv}$); 3 – андезибазальты ирендыкской свиты (D_{1-2}); 4 – риолиты, дациты, андезиты и базальты баймак-бурибаевской свиты ($D_1 \text{ ems}$); 5 – спилиты, базальты, кремнистые сланцы, алевролиты сакмарской свиты (S); 6 – серпентиниты; 7 – колчеданнит залежи; 8 – разрывные нарушения;



Б. План остаточных аномалий гравитационного поля и результаты пространственного сейсмического зондирования Гайского рудного района (по А.М.Виноградову, с упрощениями):

9 – контуры остаточных аномалий силы тяжести (а – отрицательные, б – положительные); 10 – зона разграничения блоков земной коры, выделяемая по замыканиям локальных аномалий и изменению структуры поля; 11 – изолинии опорного отражающего горизонта (в км), по данным пространственного сейсмического зондирования

секторами Урала (по ГУРу) по телесеismicкому образу – субвертикальные до глубины 100 км, но авторы (Roupinet et al., 1997), используя данные по сейсмическим исследованиям, выполненным на Среднем Урале другими методами, в том числе, методом ГСЗ по профилю GEON (Juhlin et al., 1995), дали геологическую интерпретацию разреза, в принципе близкую к полученной по Урсейс-95 (рис. 5Б).

Обработка гравиметровых наблюдений сотрудниками Башкирской геофизической экспедиции (А.А.Цветкова, В.И.Решетнева, М.Е.Вавилов) дала следующие результаты: 1) максимальная мощность земной коры, более 50 км, отмечается в южной трети Магнитогорского мегасинклинория; этому блоку соответствует положительная аномалия силы тяжести с $R_{\text{оср}}=30$ км, известная также под названием орского максимума (Берлянд, 1993); в центре отмеченного блока выделяется ареал с мощностью коры более 55 км; 2) существенно базальтовым палеовулканическим поясам отвечают локальные положительные аномалии силы тяжести с $R_{\text{оср}}=10$ км; 3) в продольном направлении по строению земной коры Магнитогорская зона разделяется на 4 блока, границы которых примерно

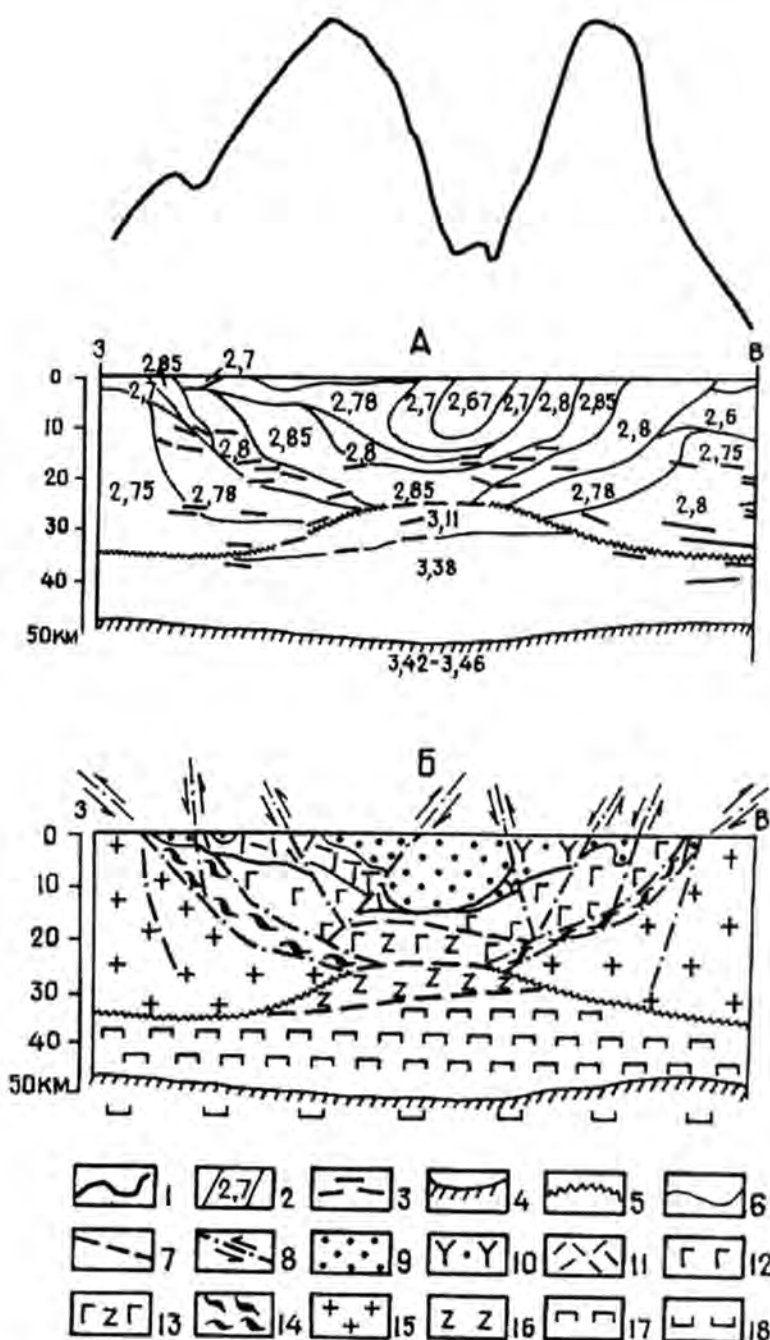


Рис. 4. Геолого-геофизический разрез Магнитогорской синформы по линии I-I' (рис. 6) по профилю Куйбышев–Темиртау (Серавкин, Цветкова, 1986)

А. качественное распределение аномалеобразующих плотностных масс и геофизический разрез (по А.А.Цветковой, с привлечением материалов Б.А.Хрычева);

Б. геологическая интерпретация (по И.Б.Серавкину): 1 – наблюдаемая кривая Δg с плотностью промежуточного слоя 2.3 г/см³ (в условном уровне); 2 – значения плотностей блоков пород; 3 – отражающие горизонты; 4 – раздел М; 5 – Раздел К; 6 – границы разноплотностных блоков и геологических образований; 7 – постепенные границы; 8 – разломы и направления перемещений; 9 – осадочные и вулканогенно-осадочные формации (D₃-C₂); 10 – вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы (C₁); 11-13 – вулканогенные формации (S₂-D₃): 11 – дифференцированного, 12 – существенно базальтового, 13 – габбро-базальтового состава; 14 – серпентинитовый меланж; 15 – гранито-гнейсовый слой коры (кристаллический фундамент); 16, 17 – гранулит-базитовый слой коры (метаморфизованные породы оphiолитовой ассоциации); 16 – пониженной, 17 – повышенной плотности; 18 – вещество верхней мантии

соответствуют широтным дислокациям – ступеням гравитационного поля, сейсмических и других геофизических параметров, а также дислокациям поверхностного геологического строения (рис. 6).

Гайское месторождение приурочено к краю эпицентра локальной аномалии силы тяжести, и к флангу максимума мощности коры (55 км). Интересно, что аналогичное положение занимает и известное скарново-магнетитовое месторождение горы Магнитной, также расположенное в блоке с повышенной мощностью земной коры (рис. 5). При более детальном анализе гравитационного поля с использованием снятия регионального поля, выделяются элементы локальной упорядоченности, отражающие главные особенности положения Гайской рудовмещающей структуры (рис. 3Б). Прежде всего, рельефно проявлена субширотная зона скрытых тектонических дислокаций, выделяемая по замыканиям остаточных аномалий и перераспределению структуры полей северного и южного



Рис. 5. А. Основные структуры земной коры по данным профиля Урсейс-95 (Пучков, 2000);

Б. Схематический разрез через Средний Урал, составленный с учётом данных поверхностной геологии, ОГТ и широкоугольной сейсмики, совмещённых с результатами телесеизмической томографии (Roupinet et al., 1997). Низко-скоростная Уральская плита показана серым цветом: 1 – пермский передовой прогиб, 2 – рифейско-палеозойские осадки, 3 – перидотиты и серпентиниты (сутурные зоны), 4 – вулканические островодужные комплексы, 5 – докембрийское основание, 6 – литосферная мантия. УФНЗ – Уральская фронтальная надвиговая зона, ГУР – Главный Уральский разлом

блоков. Субмеридиональной цепочкой глубоких отрицательных аномалий остаточного поля прослеживаются центры наименее плотных кислых вулканических пород. Один из них, расположенный в зоне скрытых субширотных тектонических дислокаций, отвечает непосредственно Гайской рудовмещающей структуре. К юго-востоку от неё наблюдается до сих пор неизученная аномалия, возможно связанная с отчлененным блоком Гайского палеовулкана, перекрытого улутаускими вулканомиктовыми образованиями. Выходы на эрозионный срез базальтов и андезитобазальтов фиксируются интенсивными положительными аномалиями остаточного поля. Таким образом, результаты гравirazведки, рассматриваемые совместно с данными магнитометрии и электроразведки, существенно уточняют геологическую позицию Гайского рудного района (рис. 3А).

Приведенные данные согласуются с результатами продольного геосейсмического разреза, составленного Баженовской экспедицией, по профилю Нижний Тагил – Орск (южная часть), показывающего значительное увеличение мощности глубинного корового комплекса, интерпретируемого как протогора или нижний, гранулит-базитовый, слой коры. К участку

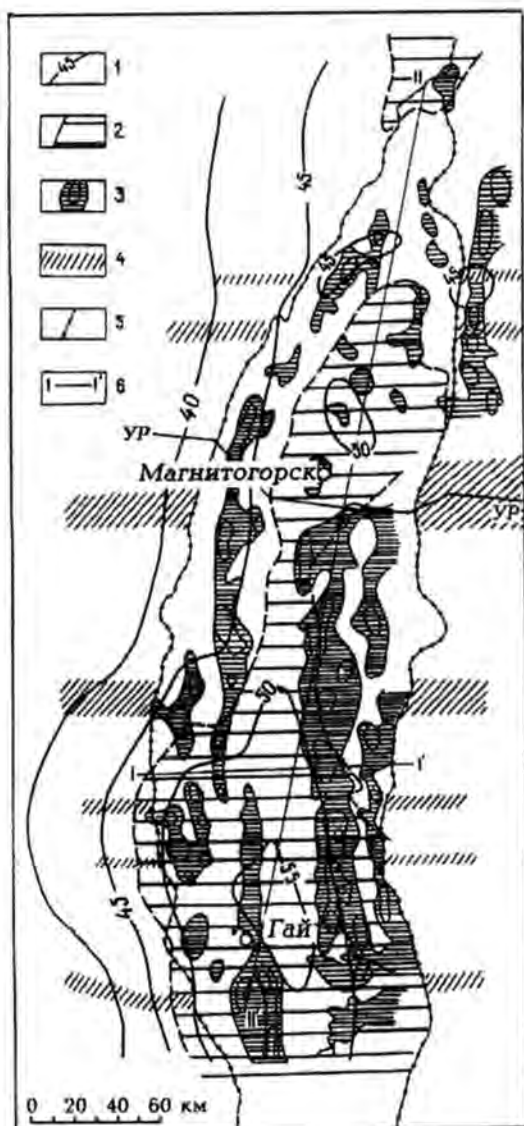


Рис. 6. Геофизическая схема Магнитогорской синформы (по А.А.Цветковой, В.И.Решетневой, М.Е.Вавилову (Серавкин, Цветкова, 1986)):

1 – изолинии мощности земной коры (в км); 2 – осреднённые положительные аномалии силы тяжести ($R_{\text{ср}}=30$ км); 3 – локальные положительные аномалии силы тяжести ($R_{\text{ср}}=10$ км) и их эпицентры; 4 – широтные дислокации (на площади синформы не показаны); 5 – границы Магнитогорской синформы; 6 – линии профилей: I-I' – Темиртау-Куйбышев, II-II' – Нижний Тагил-Сибай (южная часть), Ур-Ур' – Урсейс-95

максимальной мощности протокры, кровля которой воздымается в Сибайско-Орском блоке в южном направлении до глубин около 15 км, приурочено Гайское месторождение (рис. 7).

Закономерности размещения колчеданных месторождений разных типов в вулканогенных комплексах не исчерпываются ранее установленной преимущественно медной и медно-цинковой специализацией фемических (северной части Учалинского и Орско-Джусинского) и преобладающей полиметаллической специализацией сали-фемических (южной части Учалинского и Баймакско-

Кацбахского блоков Магнитогорской зоны (Серавкин, 1986). Более определенные закономерности в выясненной в последнее время палеовулканической и металлогенической зональности колчеданосных поясов. Зональность выражена в закономерной смене по латерали рудовмещающих вулканогенных комплексов

различного состава: базальтового → контрастного базальт-риолитового → непрерывного базальт-андезит-риолитового → сложно дифференцированного базальт-андезит-базальт-андезит-риодацитового. Соответственно, в перечисленных комплексах развиты существенно медные, медно-цинковые и золото-колчеданно-полиметаллические месторождения (Серавкин, 2002). Указанная зональность не является строго латеральной: вулканические комплексы и содержащиеся в них месторождения последовательно омолаживаются в перечисленном выше порядке, не выходя, однако, за рамки определенного возрастного уровня (нижнедевонского или среднедевонского, таблица 2). По отношению к простиранию вулканического пояса установлена зональность 2^х типов: 1 – поперечная, ориентированная вкрест простирания пояса; 2 – продольная, направленная вдоль его простирания. Оба типа зональности хорошо выражены в поясах раннедевонского возраста: Таналыкском (Тубинско-Гайском) и Джусинско-Домбаровском (рис. 1).

В Таналыкском поясе проявилась зональность обоих типов. Продольная металлогеническая зональность выражена в смене с юга на север по простиранию пояса Гайского медноколчеданного месторождения (Cu подтип Уральского типа) месторождениями Бурибай-Маканского рудного района (Cu и Cu-Zn подтипы Уральского типа, №№ 16-20 на рисунке 1) и, затем, золото-колчеданно-полиметаллическими месторождениями Баймакского рудного района (Баймакский тип, №№ 4-15 на рисунке 1). Поперечная зональность того же пояса наиболее четко наблюдается в Бурибай-

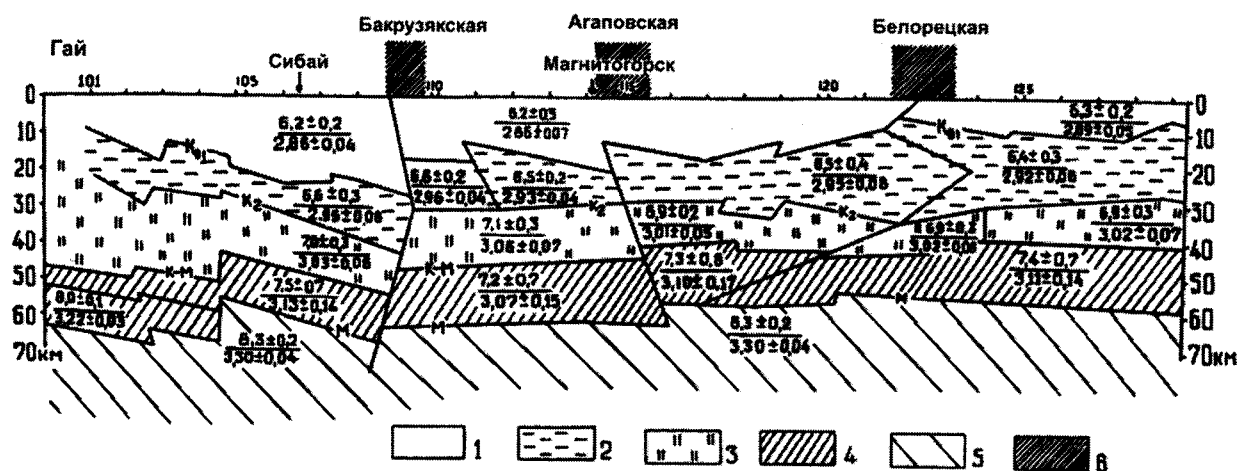


Рис. 7. Продольный геосейсмический разрез по профилю Нижний Тагил-Сибай (южная часть), по данным Баженовской экспедиции:

1 – палеозойские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации; 2 – комплекс основания уралид; 3 – глубинный коровый комплекс (протогора); 4 – переходная зона между корой и верхней мантией; 5 – верхняя мантия; 6 – широтные геолого-геофизические дислокации; K_{01} , K_2 , $K-M$, M – геофизические разделы; цифры в контурах геофизических блоков: в числителе – скорости упругих волн, в знаменателе – средние плотности пород

Маканском рудном районе. Здесь с запада на восток базальтовый и базальт-риолитовый комплексы нижней подсвиты баймак-бурибаевской свиты (D_1 ems b-br₁), вмещающие Юбилейное и Бурибайское месторождения (Cu-подтип Уральского типа №№ 16, 17 на рисунке 1), сменяются базальт-андезит-риолитовым комплексом верхней подсвиты баймак-бурибаевской свиты (D_1 ems b-br₂), содержащие колчеданные месторождения Маканского рудного поля и Мамбетовское месторождение, совмещающие медноколчеданную и полиметаллическую минерализацию (№№ 18, 20 на рисунке 1), и далее сменяются сложно дифференцированным комплексом ирендыкской свиты (D_1 - D_2 eir), вмещающем Подольское месторождение Уральского типа (№ 19 на рисунке 1) и полиметаллическое, существенно сфалеритовое, Восточно-Подольское рудопоявление. Рассмотренная поперечная зональность возникла в связи с миграцией вулканизма с запада на восток, обусловленной, как представляется, процессом субдукции, по сейсмофокальной зоне восточного падения. В результате сформировался латерально-возрастной ряд магматических комплексов, образованных палеовулканами разного типа (рис. 2Б) и поперечные цепочки колчеданных месторождений (рис. 1, 2Б).

Продольная зональность «в чистом виде» проявилась в Джусинско-Домбаровском поясе, на восточном крыле Магнитогорской синформы (рис. 1, зона IV-3). Здесь с юга на север сменяются: базальтовый комплекс киембаевской свиты (D_1 ems km), вмещающий Летнее и Осеннее месторождения Домбаровского типа, Акжарский базальт-риолитовый комплекс (D_1 ?), содержащий группу одноименных рудопоявлений Уральского типа, базальт-андезит-риолитовые комплексы (D_1 ems- D_2 e) месторождений Барсучий Лог и Джусинское, первое из которых имеет «смешанный» металлогенический профиль, а второе принадлежит к Баймакскому типу. Средние металлогенические характеристики месторождений (отношения содержаний металлов в рудах) в этом ряду закономерно меняются следующим образом: Летнее – $Zn/Cu=0.42$, $Pb/Cu=0.01$, присутствуют Co ($>0.4\%$) и магнетит; Акжарское – $Zn/Cu=0.8$, $Pb/Cu=0.06$, присутствует магнетит; Барсучий Лог – $Zn/Cu=1.5$, $Pb/Cu=0.25$, присутствуют золото, серебро, кобальт и барий; Джусинское – $Zn/Cu=1.1$, $Pb/Cu=0.44$, присутствуют золото, серебро и барий.

Таким образом, в южной половине Магнитогорской зоны на раннедевонском стратиграфическом уровне отчётливо проявилась продольная металлогеническая зональность, выраженная, в частности, в увеличении доли свинца в месторождениях с юга на север, что прямо коррелируется с уменьшением мощности «гранулит-базитового» слоя коры и погружением его поверхности в том же направлении. Общее увеличение «полиметалличности» руд в северном направлении сопровождается и ростом Zn/Cu отношения. Зональность Джусинско-Домбаровского пояса, представляющего собой в структурном отношении локальный трог (Вулканизм ..., 1992), объясняется нами раскрытием рифтоподобной структуры по простиранию с юга на север. По-видимому, аналогичный механизм действовал и в Тубинско-Гайском поясе, о чём свидетельствуют разломы рифтогенного типа меридионального простирания, контролировавшие базальтовый, риолит-базальтовый вулканизм и размещение медной минерализации (Серавкин, 2002а). Совмещение рифтогенного и субдукционного механизмов привело к формированию сложной зональности Тубинско-Гайского пояса. Рассмотренная продольная зональность колчеданосных поясов проявилась и на среднедевонском стратиграфическом уровне, но её вектор здесь был ориентирован в противоположном направлении, с севера на юг. Так в Учалинско-Александринском поясе (рис. 1, зона IV-1) в этом направлении сменяются следующие комплексы карамалыташской свиты (D_2 e kr): базальт-риодацитовый, вмещающий Учалинское и Новоучалинское месторождения Уральского типа, андезибазальт-риодацитовый, содержащий группу месторождений Верхнеуральского рудного района также Уральского типа, но имеющих заметные количества блёклых руд и галенита, базальт-риодацитовый комплекс, тесно связанный с вышележащей базальт-андезит-риодацитовый серией улутауской свиты (D_2 zv ul), содержащий Бабарыкинское и Александринское месторождения Баймакского типа. В рудах перечисленных месторождений закономерно меняются отношения средних значений Zn/Cu и Pb/Cu и в том же направлении (с севера на юг) увеличиваются содержания борнита, барита, блёклых руд и благородных металлов (Учалинское: $Zn/Cu=3.9$; $Pb/Cu=0.03$; Узельгинское: $Zn/Cu=3.3$; $Pb/Cu=0.07$; Александринское: $Zn/Cu=1.2$; $Pb/Cu=0.17$).

Суммируя приведенные данные о металлогенической зональности Магнитогорской синформы, в совокупности с геофизическими материалами, можно предположить, что фемические блоки земной коры с преобладающим медным профилем колчеданного оруденения были сформированы в результате подъёма мантийного вещества, обусловившего рифтогенез в предостроводужной и задуговой обстановках. При этом, раскрытие рифтогенных структур развивалось от областей подъёма мантийного вещества (мантийных диапиров или малоглубинных, астеносферных плюмов), расположенных на южном и северном флангах Магнитогорской зоны, в направлении к её центру. В раннем девоне развивался южный диапир и раскрытие рифтов происходило в северном направлении, в среднем девоне – северный диапир, эволюция которого привела к раскрытию рифтов и миграции вулканизма Учалинско-Александринской с.-ф. зоны, в южном направлении. Процессы преддугового и задугового рифтогенеза циклично (в раннедевонско-эйфельском и эйфельско-живетском циклах) сменялись обстановкой сжатия, проявлением субдукции и формированием вулканических островодужных комплексов, которые были продуктивны на колчеданное оруденение лишь в отдельных блоках.

О процессе подъёма вещества мантии, прежде всего, свидетельствует присутствие корово-мантийной смеси или переходной зоны между корой и мантией с промежуточными расчётными значениями плотности пород ($3.2-3.13$ г/см³) и скоростей упругих волн ($7.2-8.0$ км/сек), а также «размытые» границы К и М в основании Магнитогорской синформы. Эти данные установлены независимыми гравиметровыми и сейсмическими исследованиями по профилям Темиртау–Куйбышев, Урсейс-95 и продольному профилю Нижний Тагил–Сибай (рис. 4, 5А, 5Б и 7). Кроме того, в центре Магнитогорской синформы намечается прогиб раздела М, которому соответствует подъём границы К. Другими словами, под Магнитогорской синформой мощность «гранулит-базитового» слоя коры увеличена как за счёт прогиба поверхности мантии, так и за счёт воздымания поверхности «гранулит-базитового» слоя. Увеличение мощности нижней коры отмечается не только в поперечном сечении синформы, но и в продольном направлении, достигая максимума в южном блоке, где мощность нижней коры вместе с промежуточным слоем составляет 45-50 км. Кроме того, в этом блоке отмечаются максимальные плотность и скорости упругих волн

переходной зоны (рис. 7). При анализе геофизических данных, в их приложении к девонским структурам, следует учитывать, что в основных чертах общая структура Магнитогорской синформы сформировалась в коллизионную стадию (C_1 -P), основным магматическим событием которой на этой территории было формирование нижнекаменноугольного вулканического пояса в Центрально-Магнитогорской с.-ф. зоне. Вместе с тем, коллизионные деформации сжатия привели к значительному горизонтальному сокращению ширины Магнитогорской зоны, но не нарушили первоначального взаимного расположения ее с.-ф. зон, т.к. максимальные горизонтальные перемещения отмечаются по зонам меланжа в бортах синформы, главным образом, по ГУРу, который на коллизионной стадии служил зоной обдукции офиолитовых комплексов на край Восточно-Европейской плиты. (Вулканизм ..., 1992; Пучков, 2000; Серавкин, Знаменский, Косарев, 2003). Кроме того, значительное сокращение площади Магнитогорской зоны предполагается за счёт поглощения океанических комплексов по зоне субдукции восточного падения, следы которой находятся также в зоне Главного Уральского разлома (Серавкин, 1997; Иванов, 1998).

Глубинное строение Восточно-Уральской мегазоны и положение в ней Кочкарского месторождения

Восточно-Уральская мегазона представляет собой, по данным В.Н.Пучкова (2000), коллаж блоков докембрийской континентальной коры и пластин офиолитовых и островодужных комплексов, перекрытый осадочным чехлом и прорванный гранитоидными интрузиями. В мегазоне выделяются: Восточно-Уральское поднятие – южноуральский сегмент «главной гранитной оси Урала» и Восточно-Уральский прогиб – вулканический пояс, включающий раннепалеозойские рифтогенные, среднепалеозойские островодужные и более поздние окраинноконтинентальные вулканогенные комплексы.

Восточно-Уральское поднятие – зона развития золоторудных месторождений, из которых основное промышленное значение имеют жильные и прожилково-вкрапленные золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые месторождения, ассоциирующиеся с гранитоидами тоналит-гранодиоритового ряда (D_3 - C_1): Кочкарско-Новотроицкое, Светлинское, Айдырлинское, Кумакское, Синий Шихан и др. Меньшее значение имеют золото-вольфрам-молибденовые месторождения, связанные с позднепалеозойскими гранитами (Восток, Пороховское, Возрождение и др.).

Кочкарское рудное поле объединяет Кочкарское и Новотроицкое жильные золото-полисульфидно-кварцевые месторождения. Оно расположено на территории города Пласт Челябинской области в пределах Пластовского массива плагиогранитов (C_1), относящегося к тоналит-гранодиоритовой формации. Массив, вытянутый в близмеридиональном направлении на расстояние около 35 км при максимальной ширине 10 км, залегает в зоне сопряжения структур Восточно-Уральского поднятия и одноименного прогиба. Рудовмещающим является северный относительно приподнятый блок массива, ограниченный разломами северо-западного простирания (Бородаевский и др., 1984). Этот блок насыщен разнообразными по составу дайками, подавляющее большинство которых преобразовано в «табашки» – метаморфические породы, состоящие, главным образом, из биотита, амфибола, полевых шпатов, серицита, кварца и карбонатов (Черемисин, Бородаевский, 1979) (рис. 8).

В пределах месторождения Кочкарь, занимающего северный фланг рудоносного блока, преобладают крутопадающие дайки «табашек» северо-восточного и субширотного простирания. В южной части блока, в пределах Новотроицкого месторождения, развиты в основном близвертикальные дайки северо-западного и субширотного направлений.

Золотоносные кварцевые жилы локализованы в сколовых нарушениях сдвигового типа, которые в значительной мере наследуют более древнюю дайковую систему (Kisters et al., 2000). Жилы развиты преимущественно вдоль контактов или внутри даек «табашек». На рудном поле разведано более 1000 жил. По современным кондициям промышленное значение имеют около 50 из них (Сазонов и др., 1999). Жилы характеризуются значительными размерами по простиранию, достигающими 1,5 км и более. По падению отдельные рудные тела прослежены до глубины 900 м от современной поверхности. Средняя мощность жил составляет 0,4-0,9 м, достигая в раздувах 5-6 м.

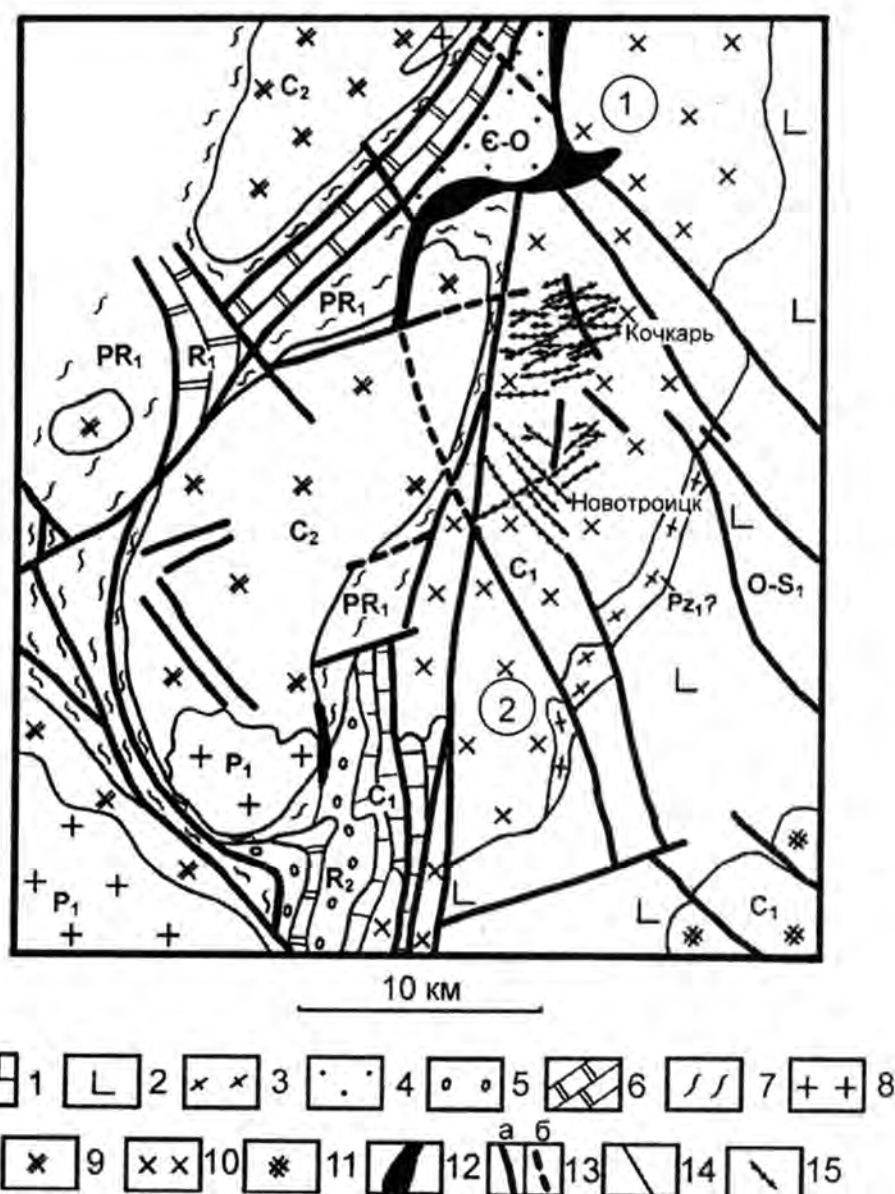


Рис. 8. Геологическая схема окрестностей Кочкарского рудного поля (по данным А.В.Моисеева, Е.А.Белгородского и геологической службы ОАО «Южуралзолото» с дополнениями С.Е.Знаменского);

1 – известняки (C_1); 2 – вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы ($O-S_1$); 3 – плагиогранито-гнейсы ($PZ_1?$); 4 – аркозовые песчаники и конгломераты ($\epsilon-O$); 5 – известковистые конгломераты (R_2); 6 – мраморы с прослоями плагиосланцев (R_1); 7 – гранито-гнейсы (PR_1); 8 – граниты Джабык-Санарского гранит-лейкогранитового комплекса (P_1); 9 – гранито-гнейсы Варшавского гранито-гнейсового комплекса (C_2); 10 – плагиограниты Пластовского тоналит-гранодиоритового комплекса (C_1); 11 – диориты и плагиограниты Портнягинского диорит-плагиогранитного комплекса (C_1); 12 – серпентиниты; 13 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 14 – геологические границы; 15 – кварцевые жилы. Арабскими цифрами в кружках обозначены массивы: 1 – Коелгинский, 2 – Пластовский

Жилы Кочкарского месторождения содержат 3-5% сульфидов и 10-12 г/т золота, на Ново-Троицком месторождении количество сульфидов превышало 10%, этот объект разрабатывался на золото и мышьяк. Содержания золота были крайне неравномерными, иногда достигали 1000 г/т.

Механизм формирования разрывов, вмещающих дайки «табашек» и золотоносные кварцевые жилы, в отличие от доминирующих представлений о штамповом формировании Пластовского массива, обусловленном вертикальным воздействием магматического очага (Бородаевский, Черемисин, 1981; Сазонов и др., 1999), авторами и их немецкими коллегами трактуется иначе: установлена связь разрывных деформаций массива с региональным режимом горизонтального сжатия, господствовавшим на коллизионном этапе развития Южного Урала (Kisters et al., 2000). Полученные геолого-структурные данные свидетельствуют о существенной «оторванности» во времени процессов магма- и рудообразования и о парагенетической связи золотого оруденения с гранитоидами, являющимися производными регионального метаморфизма.

Глубинное строение Восточно-Уральской мегазоны изучено менее детально, чем соседней с запада Магнитогорской зоны.

На площади листа N-41-XIII в масштабе 1: 200 000, в пределах которого расположен Пластовский плагиогранитный массив, вмещающий Кочкарское золоторудное поле, сейсмические исследования до настоящего времени не проводились. В пределах южноуральского сегмента Восточно-Уральского поднятия выполнены глубинные сейсмические исследования по Троицкому профилю методом ГСЗ и профилю «Урсейс-95» методами ОГТ и ГСЗ, профили расположены соответственно в 40 и 100 км к югу от Пластовского массива.

По данным сейсмических исследований по профилю «Урсейс-95», поверхность Мохо под Центральным доменом, включающим Магнитогорскую синформу и Восточно-Уральское поднятие, полого погружается на запад (Пучков, 2000) (рис. 5 А). Глубина её залегания по разным оценкам составляет 50-53 км (Carbonell et al., 1998), 55-58 км (Berzin et al., 1996) и 60 км (Knapp et al., 1996). В сейсмической записи поверхность Мохо выражена плохо, что, как отмечалось выше, вероятно, связано с развитием в нижней коре коро-мантийной смеси.

По Троицкому профилю ГСЗ глубина залегания поверхности Мохоровичича определена как 40 км (Тевелев, Кошелева, 2002). На этом профиле фиксируется куполообразное поднятие мантии (рис. 9).

По результатам интерпретации сейсмических данных по указанным выше профилям в пределах Восточно-Уральского поднятия намечается подъём поверхности Мохо в северном направлении, что согласуется с материалами Г.Я.Дементьева (1983), выполнившего для Среднего и Южного Урала корреляционный анализ гравиметровых и сейсмических данных. Согласно исследованиям Г.Я. Дементьева (1983), поверхность Мохо в зоне профиля «Урсейс-95» располагается на глубинах 45-50 км, а в районе Троицкого профиля – 40-45 км. Пластовский массив залегает над поперечным субширотным поднятием мантии с глубиной залегания поверхности Мохо 40 км и выше.

Основные выводы

По приведенным выше данным, особенностями глубинного строения крупнейших на Южном Урале рудных месторождений можно считать:

- 1) увеличение мощности и подъем поверхности «гранулит-базитового» слоя коры и куполовидное поднятие в верхней коре в районе Гайского медноколчеданного месторождения;
- 2) подъем поверхности верхней мантии (границы Мохоровичича) – в сегменте литосферы, вмещающем Кочкарское золото-полисульфидно-кварцевое месторождение;
- 3) относительную длительность процессов рудообразования, что выражается на Гайском месторождении в формировании уникальной многоэтажной системы мощных рудных линз, а на Кочкарском месторождении - в образовании протяженной по простиранию и падению и обширной по площади дайково-жильной свиты, а также в многоэтапности формирования оруденения, образовавшегося, вероятно, в длительно существовавшем термостатическом поле, обусловленном разновозрастным гранитоидным магматизмом.

Авторы благодарны З.И.Родичевой за помощь в оформлении рукописи статьи.

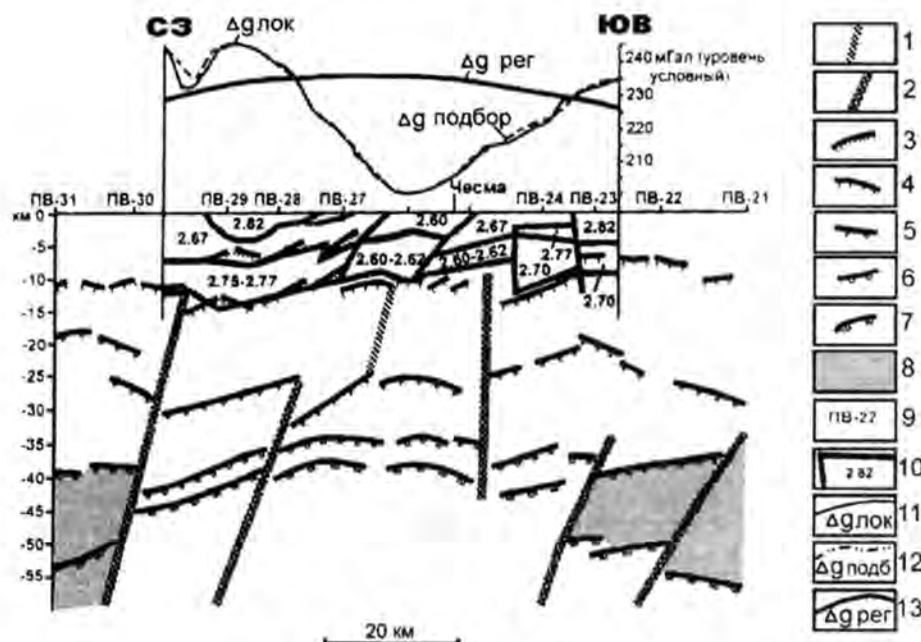


Рис. 9. Геолого-геофизический разрез по линии Троицкого профиля ГСЗ (Тевелев, Кошелева, 2002):

1-8 – основные элементы геолого-геофизического разреза: 1, 2 – предполагаемые глубинные разломы, разделяющие крупные блоки: 1 – земной коры, 2 – земной коры и верхней мантии; 3 – промежуточные границы в пределах сейсмо-структурного этапа (ССЭ); 4-7 – поверхности: 4 – 2-го ССЭ (древнего фундамента микроконтинента), 5 – 3-го ССЭ, 6 – 4-го ССЭ (переходной зоны от коры к верхней мантии), 7 – Мохоровичича; 8 – мегакомплексы с аномальными свойствами ($V_s=7.25$ м/с², $\sigma=3.13$ г/см³); 9 – пункты взрыва; 10-13 – элементы плотностной модели верхних частей разреза: 10 – элементарное тело с постоянной плотностью, 11 – локальная составляющая гравитационного поля, 12 – гравитационный эффект от набора элементарных тел, 13 – региональная составляющая гравитационного поля

Литература

1. Берлянд Н.Г. Карта глубинного строения земной коры Урала. Масштаб 1:1 000 000. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 120 с.
2. Бородаевская М.Б., Требухин В.С., Никешин Ю.В. Рудная зональность и условия образования Гайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Советская геология. 1981. № 1. С. 50-58.
3. Бородаевский Н.И., Черемисин А.А. Соотношения локальных и региональных полей напряжений как возможная основа типизации рудных полей Урала // Вопросы типизации золоторудных месторождений и районов и принципы прогнозирования золотого оруденения. М.: ЦНИГРИ, 1981. С. 93-99.
4. Бородаевский Н.И., Черемисин А.А., Яновский В.И., Покусаев В.И. Кочкарское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. М.: Недра, 1984. Т. 1. С. 54-97.
5. Виноградов А.М. Геополя и колчеданы. Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 176 с.
6. Виноградов А.М., Ярош А.А. Закономерности размещения колчеданного оруденения на Южном Урале и их использование при прогнозировании и поисках месторождений // Вопросы разведочной геофизики. Свердловск: Изд. Горного института, 1975. С. 37-45.
7. Вулканизм Южного Урала. / Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
8. Глубинные условия эндогенного рудообразования / Отв. ред. академик Смирнов В.И. М.: Наука, 1986. 271 с.
9. Дементьев Г.Я. Субширотные деформации в глубинной структуре геосинклинальной области Среднего и Южного Урала (по геофизическим данным) // Разломы земной коры Урала и методы их изучения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 79-83.
10. Зайков В.В., Масленников В.В., Новоселов К.А. и др. Материалы к путеводителю по колчеданным месторождениям Южного Урала. Миасс: ИМин. УрО РАН, 1998. 81 с.

11. Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМин. УрО РАН, 2001. 315 с.
12. Иванов К.С. Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого-Беньофа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 75-78.
13. Колчеданные месторождения зарубежных стран. М.: Наука, 1984. 216 с.
14. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.
15. Контарь Е.С. Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция», 2001. 133 с.
16. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
17. Косарев А.М., Серавкин И.Б. Кольцевые структуры Южного Урала // Поиски скрытого колчеданного оруденения на Урале. М.: Наука, 1983. С. 50-59.
18. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологические условия размещения / Прокин В.А., Первов В.П., Попов Г.А. и др. / Отв. ред. Смирнов В.И. Свердловск: УрО РАН, 1985. 288 с.
19. Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / Прокин В.А., Нечеухин В.М., Буслаев Ф.П. и др. / Отв. ред. Смирнов В.И. Екатеринбург: УрО РАН, 1988. 239 с.
20. Медноколчеданные месторождения Урала: Условия формирования / Прокин В.А., Иванов К.С., Маслов В.А. и др. / Отв. ред. Иванов С.Н., Прокин В.А. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 312 с.
21. Нечеухин В.М., Дымкин А.М., Ананьева Е.М., Берлянд Н.Г., Рыжий Б.П., Таврин И.Ф. Особенности соотношения металлогении Урала с глубинным строением и типами земной коры // Глубинные условия эндогенного рудообразования. / Отв. ред. академик Смирнов В.И. М.: Наука, 1986. С. 147-156.
22. Овчинников Л.Н., Лутков Р.И., Корытов Ф.Я. Глубинные факторы размещения рудных месторождений Урала // Глубинные условия эндогенного рудообразования / Отв. ред. академик Смирнов В.И. М.: Наука, 1986. С. 138-146.
23. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
24. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Кочкарское рудное поле // Месторождения золота Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1999. С. 252-269.
25. Сафонов Ю.Г. Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геолого-генетические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 25-40.
26. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
27. Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32-47.
28. Серавкин И.Б. Палеовулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Литосфера. 2002. № 1. С. 37-60.
29. Серавкин И.Б. Минерагения Южного Урала // Литосфера. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2002. № 3. С. 19-37.
30. Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42-64.
31. Серавкин И.Б., Косарев А.М. Палеовулканическая история формирования Подольского рудного поля и месторождения (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 1983. Т. 25. № 5. С. 72-86.
32. Серавкин И.Б., Косарев А.М. Модели колчеданосной рудно-магматической системы и колчеданного месторождения Уральского типа // Смирновский сборник-2001. М.: Изд. Фонда им. академика Смирнова В.И. РАЕН, 2001. С. 118-151.
33. Серавкин И.Б., Цветкова А.А. Типы колчеданосных районов Магнитогорского мегасинклинория в связи с его глубинным строением // Глубинные условия эндогенного рудообразования / Отв. ред. академик Смирнов В.И. М.: Наука, 1986. С. 157-172.
34. Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.
35. Халевин Н.И., Виноградов А.М. О структуре земной коры района Гайского медноколчеданного месторождения // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 24-28.
36. Черемисин А.А., Бородаевский Н.И. О зональности гидротермального метаморфизма на одном из рудных полей Урала // Метасоматические формации и фации. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 65-69.
37. Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Perez-Estaun A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // Science. 1996. Vol. 274. Pp. 20-222.

38. Carbonell R., Lecerf D., Itzin M. et al. Mapping the Moho beneath the Southern Urals with wide-angle reflections // *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. N 22. Pp. 4229-4232.
39. Juhlin C., Kashubin S., Knapp J.H., Makovsky V., Ryberg T. Project conducts seismic reflection profiling in the Ural mountains // *EOS* 76. 1995. Pp. 193-197.
40. Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Tessalina S.G., Orgeval J.J. and Taylor N.A. Massive Sulfide Deposits in the South Urals: Geological Setting Within the Framework of the Uralide Orogen // *Mountain Building in the Uralides. Geophysical Monograph* 132. Copyright 2002 by the American Geophysical Union, Washington, DC, 2002. Pp. 155-182.
41. Kisters A.F.M. Meyer F.M., Znamensky S.E., Seravkin I.B., Ertl R.G., Kosarev A.M. Structural controls of lode-gold mineralization by mafic dykes in late-Paleozoic Granitoids of Kochkar district, Southern Urals, Russia // *Mineralium Deposita*. 2000. Vol. 35. Pp. 157-168.
42. Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D. et al. Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling // *Science*. 1996. Vol. 274. Pp. 226-228.
43. Poupinet G., Thouvenot F., Zolotov E.E., Matte Ph., Egorkin A.V., Rackitov V.A. Teleseismic tomography across the middle Urals: lithospheric trace of an ancient continental collision // *Tectonophysics* 276. 1997. Pp. 19-33.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ЭПОХИ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ РОССЫПНЫХ ТИТАНО-ЦИРКОНИЕВЫХ ГИГАНТОВ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Н.А.Шило, Н.Г.Патык-Кара*, Л.З.Быховский***

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва
**Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья, Москва

Известно, что устоявшихся критериев отнесения того или иного месторождения к категории крупных и суперкрупных, как указывают многие исследователи – Р.Лазничка (1983), Д.В.Рундквист (Геологические..., 1994; Крупные..., 1996; Уникальные..., 1996; Рундквист, Кравченко, 1996), Я.Кутина, Пей Ронгфу и др., не имеется. Наиболее распространенными являются два подхода: геохимический, в основе которого лежит оценка уровня концентрации полезного компонента по отношению к его кларку и/или региональному геохимическому фону (А.Е.Ферсман, Н.И.Сафронов, П.Лазничка, Л.Н.Овчинников и Н.А.Солодов, Е.В.Плющев и др.), и геолого-экономический, учитывающий долю месторождения в запасах и производстве данного вида сырья (Орлов, 1991).

В.П.Орлов указывает, что "...целесообразна оценка месторождений в виде двух характеристик: запасов и мощности годовой добычи, исходя из нормативного срока обеспеченности. Второй способ классификации возможен по критерию сопоставления с годовой добычей данного полезного ископаемого в стране и мире" (Орлов, 1991). Понятие крупности месторождения в этом смысле отражает уровень освоенности минерально-сырьевой базы и потребность народного хозяйства и поэтому динамично во времени. Например, крупные месторождения по своим запасам ориентировочно соответствуют 0.5 годовой добычи страны (в цитируемой работе) и около 0.1-0.15 мировой добычи. Уникальные же месторождения это единичные объекты, запасы каждого из которых как минимум сопоставимы с годовой добычей Мира или страны на дату его открытия. По этим критериям, как будет показано ниже, среди комплексных россыпных месторождений титана и циркония России к числу суперкрупных (гигантских) объектов относятся Ярегское россыпное месторождение титана (запасы соответствуют 13-летней, а с учетом запасов категории С₂ – 25-летней мировой добыче) и Центральное титано-циркониевое месторождение (запасы соизмеримы с 4-летней мировой добычей). Кроме того, по крайней мере, три месторождения могут быть отнесены к категории крупных объектов.

Еще более неясным, с нашей точки зрения, является понятие "уникальности" месторождения (Крупные..., 1996), в котором соединены две характеристики: неординарность масштабов (запасов и пр.) и уникальность генетическая (структурная, позиционная, минеральная и пр.), что, строго говоря, не точно. Хотя все месторождения-гиганты возникают в условиях "аномальной" геологической среды и отличаются по совокупности условий формирования от аналогичных рядовых месторождений, уникальные обстановки далеко не всегда реализуются в возникновении аномально крупных месторождений. Поэтому, в дальнейшем мы будем использовать для определения последних термин "суперкрупные месторождения", или "месторождения-гиганты", как это делают П.Лазничка, Я.Кутина, Пей Ронгфу и др.

Состояние проблемы

Титан и цирконий принадлежат к стратегическим видам минерального сырья, они широко используются как во многих отраслях народного хозяйства, так и в высоких технологиях, появление и развитие которых было стимулировано научно-технической революцией второй половины XX века. Их мировое потребление за несколько десятков лет, в основном с конца 40-х годов прошлого века, выросло в сотни тыс. раз; такого бурного роста не знает история ни одного другого металла. На фоне достаточно широкого спектра генетических типов месторождений обоих металлов, комплексные прибрежно-морские россыпи (ПМР) тяжелых минералов – heavy mineral placers (другие определения: mineral sands, титано-циркониевые, редкометалльно-титановые россыпи) являются во всем Мире главным источником получения циркона (более 95%), практически единственным источником

получения рутила и важнейшим (более 70%) – ильменита. Кроме того, из этих россыпей могут извлекаться монацитовые, ксенотимовые, силлиманит-дистеновые, ставролитовые, гранатовые и другие концентраты; значительную ценность представляет также нерудная составляющая месторождений, в особенности кварцевые и кварц-полевошпатовые пески, доля которых в суммарной стоимости продукции может быть весьма высокой.

Помимо комплексных ПМР, связанных с современными побережьями океанов и морей, значительную роль в суммарных запасах и ресурсах титана и циркона играют ископаемые россыпи, связанные с древними осадочными формациями – от среднего палеозоя до миоцена. Именно ископаемые ПМР составляют основу минерально-сырьевой базы титановых минералов и циркона на территории России и других стран СНГ, являясь важнейшим промышленным типом месторождений этих видов сырья. Достаточно напомнить, что до распада СССР и в настоящее время единственным источником получения цирконовых и рутиловых концентратов и одним из главных источников получения ильменитовых концентратов является Малышевское месторождение миоценового возраста в Украине, поставляющее указанные концентраты и в Россию.

Всего на территории России известно несколько десятков титано-циркониевых россыпных объектов, в том числе более 20 месторождений данного промышленного типа, важнейшие из которых располагаются в пределах двух россыпных крупных мегапровинций – Восточно-Европейской (Центральное, Лукояновское, Кирсановское, Бешпагирское, Унечское и др.) и Западно-Сибирской (Туганское, Тарское, Георгиевское, Ордынское и др.) (Быховский, Зубков, 1996; Россыпные..., 1997; Быховский и др., 1998). К ним следует добавить Ярегское месторождение титановых песков, которое является палеороссыпью по своему генезису, но по условиям отработки (шахтным способом) и переработки руд отнесено к коренным месторождениям. Ни одно из этих месторождений не отрабатывается, хотя необходимость их освоения для развития отечественной промышленности общепризнанна, что нашло отражение в Федеральной программе «Руда», утвержденной Правительством России. В числе перечисленных объектов крупнейшее в Море по запасам титана и уникальное по составу титано-нефтяное (лейкоксеновое) месторождение Ярега, а также Центральное месторождение, которое входит в первую тройку комплексных титано-циркониевых месторождений Мира по запасам рудных песков и занимает 6-е место по запасам титановых минералов в Море (таблица 1). Значительно меньшими разведанными запасами обладают Лукояновское и Бешпагирское месторождения, хотя в пределах их россыпных полей имеются значительные резервы прироста запасов.

Сравнительный анализ россыпных месторождений титановых минералов и циркона Мира показывает, что крупнейшие россыпные месторождения Австралии, ЮАР, США, Индии по запасам рудных песков и содержаниям рудных минералов сопоставимы с российскими россыпями. Однако, по сравнению с зарубежными аналогами, известные россыпные месторождения России характеризуются зачастую менее благоприятной экономико-географической позицией, более сложными горно-геологическими и гидрологическими условиями разработки и худшими технологическими свойствами руд (малой размерностью рудных минералов, глинистостью песков). К тому же, концентраты ряда месторождений имеют «нестандартный» состав – лейкоксеновый на Яреге (50% TiO_2 , 50% SiO_2) и гематит-хромит-ильменитовый на Лукояновском месторождении, для которых на сегодня отсутствует эффективная технология переработки. Указанные факторы делают отечественные россыпные месторождения титана и циркония, в том числе и гиганты (Ярега), менее конкурентноспособными по сравнению с зарубежными аналогами.

Настоящая статья представляет собой обобщение современного видения проблемы оценки и освоения комплексных титано-циркониевых россыпей на территории России и, прежде всего, в пределах Восточно-Европейской мегапровинции. В основе ее лежат исследования, выполненные сотрудниками группы россыпных месторождений ИГЕМ РАН, а также отделом редких металлов ВИМСа. Ее цель – сравнительный анализ наиболее перспективных объектов и определение граничных условий и параметров среды, обеспечивающих возникновение и сохранность масштабных титано-циркониевых палеороссыпей, принадлежащих к разряду крупнейших месторождения рудных песков Мира.

Таблица 1

**Крупнейшие россыпные месторождения титана и циркония России
в сравнении с зарубежными аналогами**

Месторождение, страна	Подтвержден- ные запасы песков, млн. т	Содержание в песках, %%					
		тяжелых минералов	в том числе:				
			циркон	ильме- нит	рутил	Лейко- ксен	мона- цит
Зарубежные месторождения							
Ричардс-Бей, ЮАР	1440	5.7	0.4	5.0	0.3	—	0.2
ВИМ-150, Австралия	1000	3.0	0.51	1.3	0.34	0.46	0.06
Куул Тарлу, Австралия	569	3.2	0.4	1.9	0.16	0.3	0.01
Энибба, Австралия	470	8.0	0.4	3.1	0.7	—	0.1
Трейл-Ридж, США	310	4.0	0.06	0.36	—	0.06	0.02
Чаварра, Индия	211	18	1.1	12.2	1,3	0.4	0.2
Малышевское, Украина	n.100	3.68	0.54	2.3	0.84	—	—
Российские месторождения							
Ярега	2600	16	—	—	—	16	—
Центральное	>n.100	2.99	0.4	2.1	0.47	—	
Туган	150	2.93	0.8	1.8	0.3	0.03	
Лукояновское	n. 10	7.3	1.3	5.0*	0.97		
Бешпагир	n. 10	3.62	0.63	2.1	0.42	0.47	

* - ильменит + хромит + гематит

**Общие закономерности размещения титано-
циркониевых россыпей на территории России**

Абсолютное большинство известных в России россыпных месторождений титана и циркония залегают в осадочном чехле платформ и являются ископаемыми аналогами комплексных ПМР тяжелых минералов современных океанических и морских побережий (Гурвич и др., 1962; Гурвич, 1968; Шило, Патык-Кара, 1990; Быховский и др., 1998). Практически все они, в том числе крупные и суперкрупные месторождения, располагаются во внутриконтинентальных областях, вне связи с современными береговыми зонами, в пределах двух главных россыпных мегапровинций: 1) *Восточно-Европейской*, занимающей центральную и восточную часть Русской плиты и примыкающую с юга Скифскую плиту, и 2) *Западно-Сибирской* в пределах одноименной платформы (рис. 1). Помимо этих двух провинций, сегодня в Море известна только одна провинция развития ископаемых россыпей тяжелых минералов, имеющих промышленное значение, – бассейн р. Муррея в Австралии с месторождениями ВИМ 150, Уэмен, и многими другими (Mugrey..., 1999).

Главная особенность россыпей тяжелых минералов состоит в том, что они формируются за счет разных, преимущественно региональных источников питания, по принципу подбора ассоциаций минералов, обладающих высокой химической устойчивостью, высокой абразивной прочностью, умеренно повышенной плотностью (3.2-4.4) и мелкозернистой размерностью. Это определяет их сходную миграционную способность, близкую гидравлическую крупность (равнопадаемость) и возможность накапливаться в весьма узком диапазоне крупности (обычно 0.04-0.16 мм) (таблица 2) (Патык-Кара, 2002). Как было подчеркнуто Н.А.Шило (2002), партнерство в комплексных ПРМ циркона и минералов титана – это уникальное и вместе в тем закономерное явление: два элемент (Ti и Zr) с резко отличной магматической минералообразующей историей объединяются в экзогенном

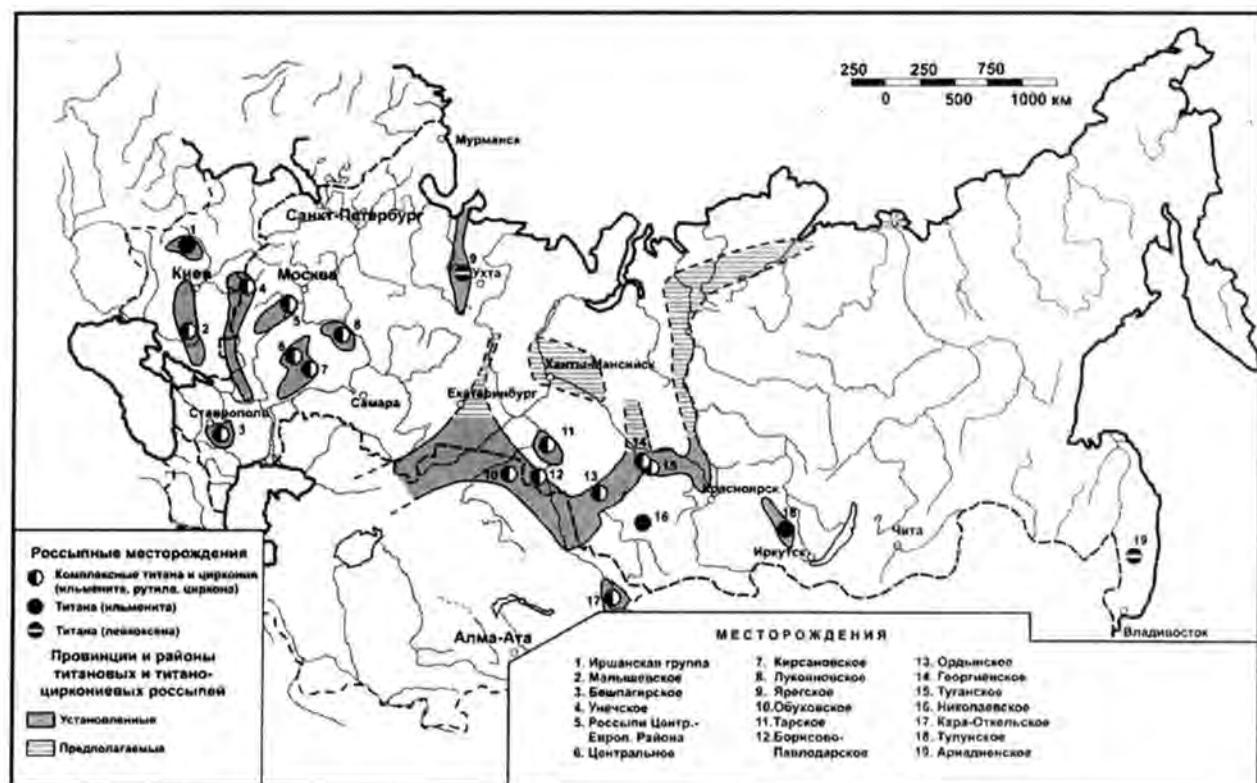


Рис. 1. Схема размещения россыпных провинций, районов и месторождений титана и циркония на территории России, Украины и Казахстана

цикле за счет сходной гипергенной устойчивости минералов, в единую, устойчиво повторяющуюся от месторождения к месторождению ассоциацию.

Основной закон формирования комплексных ПМР заключается в постепенном “очищении” минеральных ассоциаций на пути переноса и переотложения от неустойчивых компонентов и в формировании новых минеральных ассоциаций, которые характеризуются высокой устойчивостью, невысокой плотностью (менее 4.5) минералов и малой размерностью их зерен, лежащей в весьма узком диапазоне крупности (0,04-0,16 мм). Концентрация полезных рудных минералов в них в десятки (до 100) раз превышает их исходные содержания в породах-первоисточниках, где они часто присутствуют в весьма малых концентрациях, часто – в виде аксессуаров.

Среди различных минеральных типов россыпных месторождений комплексные ПМР выделяются тем, что они – единственная среди всего минерального разнообразия группа россыпей, для которых имеет значение не столько тип источника питания, сколько объем переработанных пород, содержащих рудные минералы, обычно в весьма небольших концентрациях, часто в виде аксессуаров, причем малый размер выделений минералов как раз и является наиболее предпочтительным, поскольку соответствует гидравлической крупности зерен кварца крупноалевритовой и тонко-мелкопесчаной размерности, среди которых обычно концентрируются рудные минералы (Гурвич, Болотов, 1968; Быховский и др., 1980; Савко др., 1992; Россыпные..., 1997; Шило, 2002; Патык-Кара, 2002).

Источники питания комплексных ПМР подразделяются на две группы:

1) Разнообразные по составу кристаллические породы (первичные источники): а) плутогенные породы основной серии (титано-магнетитовая, ильменит-апатитовая, магнетит-ильменит-рутиловая и др. формации) и основные вулканогенные породы (магнетит-ильменитовая формация) (Шило, 2002) – источники ильменита и титаномагнетита; б) метаморфические комплексы, эклогиты – источники рутила, дистена, силлиманита, ставролита граната, а также метаморфогенных алмазов; в) нормальные

Таблица 2

Сравнительные данные ситовых анализов рудных песков важнейших титано-циркониевых россыпных месторождений России и распределение в них полезных компонентов

Месторождения	Классы крупности, мм									
	> 1	1-0.3	0.3-0.1	0.1-0.03	0.03-0.01	< 0.01				
Ярега	10.8	12.7	30.1	26.2	0.9	35.7				
	-	26.2 ¹	26.6	11.7	3.4	35.7				
	Классы крупности, мм									
	> 1	1-0.56	0.56-0.25	0.25-0.14	0.14-0.1	0.1-0.074	0.074-0.044	0.044-0.02	0.02-0.01	< 0.01
Центральное	8.4	0.56	5.06	33.41	34.99	12.74	1.64	0.3	0.51	2.99
	6.44 ²	0.48	0.9	2.81	13.25	62.75	12.2	0.22	0.23	1.06
	8.71 ³	0.55	0.5	3.28	3.43	28.2	54.34	0.53	0.07	0.21
Лукояновское		1.67		19.47	26.11		16.42	15.76		20.57
		0.32		2.72	10.78		48.62	26.22		11.34
		0.07		0.19	1.2		43.02	53.91		1.61
Бешпагирское				42.85		38.1	18.05	0.67		0.33
				4.47		13.56	78.71	2.82		0.44
				2.4		2.47	88.33	6.44		0.38
Тарское	1.1		1.14	1.39	1.62	30.17	48.65	15.93		
	0.15		0.15	0.1	0.13	29.6	52.3	17.56		
	0.2		0.1	0.1	0.06	11.6	75.76	12.25		
Туганское (Кусково-Ширяевский уч-к)	6.2	12.96	8.07	14.25	24.34	10.57	8.37	15.22		
	-	0.153	0.38	0.34	8.63	18.2	52.59	19.8		
	-	0.22	0.13	0.24	0.6	5.13	73.4	8.62		
Ордынское (Филипповский уч-к)	0.1	0.2	2.8	6.9	37.8	24.7	14.3	13.2		
	0.07	0.08	0.24	0.29	2.9	21.34	56.9	18.2		
	0.07	0.09	0.38	0.95	8.96	9.5	55.3	24.7		

Примечания: В числителе указан выход класса крупности (%), в знаменателе – распределение лейкоксена (¹) в Яреге, TiO₂ (²), ZrO₂ (³) в комплексных титано-циркониевых россыпях (%). Серым фоном выделены классы крупности, в которых сосредоточена основная масса рудных компонентов.

и щелочные граниты – преимущественные источники циркона, монацита, ксенотима; г) ультраосновные-щелочные породы – источники хромита, бадделеита, циркона, монацита и других редкоземельных фосфатов (карбонатитовая, нефелин-сиенитовая и др. формации), алмаза и его спутников (алмазоносные кимберлиты, ультрабазиты, лампроиты);

2) Разнообразные терригенные осадочные породы (промежуточные коллекторы), содержащие кластогенные рудные минералы в рассеянном или концентрированном виде. В общем случае, присутствие промежуточных коллекторов повышает уровень концентрации полезных минералов, одновременно способствуя появлению более сложных минеральных ассоциаций, отражающих суммирование путей их миграции.

Минеральный состав комплексных ПМР определяется развитием и соотношением в области питания определенных типов магматических и метаморфических, а также древних осадочных комплексов, выступающих в качестве промежуточных коллекторов. При этом повышенные значения содержаний россыпеобразующих минералов в материнских породах не являются наиболее существенным фактором, поскольку, как известно, концентрация последних в россыпях достигается в процессе глубокой дезинтеграции, перемыва, многократного переотложения и конечной сепарации минеральных зерен по их устойчивости и плотности. В литературе известен целый ряд показателей, количественно характеризующих этот процесс (например, коэффициент устойчивости K_y , предложенный Г.С.Момджи, палеогеографический коэффициент А.П.Сигова, коэффициент обогащения K_o С.И.Гурвича, так называемый "минерагенический коэффициент" китайских авторов (Тан Циксин, Ли Рихуи, 1996), однако все они являются инструментом для выделения продуктивных формаций в целом, но не оценки продуктивности конкретных россыпей (Патык-Кара, 1997).

В силу этого для рассматриваемого типа россыпей основными процессами, участвующими в формировании достаточно масштабных концентраций являются: (1) наличие в области питания пород-первоисточников и осадочных промежуточных коллекторов, содержащих ильменит, рутил, лейкоксен, циркон, монацит, дистен, силлиманит, ставролит и др.; (2) глубокое химическое выветривание этих пород, обеспечивающее высвобождение зерен малой размерности; (3) наличие дренирующих речных систем, являющихся поставщиком минералов в прибрежную зону; (4) литодинамические условия, обеспечивающие стабильную гравитационную сепарацию минералов в водной среде (в зоне волнового воздействия и вдольберегового дрейфа наносов), а также в воздушной среде (перевывание пляжевых песков и образование дюнного комплекса).

Основными продуктивными формациями ископаемых титано-циркониевых россыпей являются зрелые в минеральном отношении кварцевые и полевошпатово-кварцевые олигомиктовые формации, представленные хорошо отсортированными тонко-мелкозернистым песками и крупными алевритами высокэнергетических обстановок прибрежной зоны (Бешпагирское, Лукояновское, Туганское, Ордынское, Тарское и др.), а также сопряженных с ними дельтовых фаций (Центральное), реже континентальными аллювиально-озерными фациями (Приобский потенциальный район).

Региональная геодинамическая позиция и эпохи формирования комплексных ПМР на Восточно-Европейской платформе

В геодинамическом отношении ископаемые ПМР приурочены к палеошельфам пассивных континентальных окраин. На примере Восточно-Европейской платформы (ВЕП) отчетливо видно, как ареалы россыпной металлоносности смещались в пространстве в соответствии с позицией ВЕП в системе палеоконтинентов (Patyk-Kara et al., 1999). В общей сложности в пределах ВЕА и ее обрамления удастся выделить девять эпох потенциального и установленного формирования комплексных титано-циркониевых россыпей. Это – средний рифей («рутилиты» зильмердакской свиты Южного Урала), венд (циркон-рутилоносные кварциты россыпи землехтинской свиты Кольского п-ова), средний-поздний девон, нижний карбон, средняя юра, ранний и поздний мел, олигоцен-миоцен, четвертичный период. Различными авторами (Гурвич и др., 1964; Константиновский, 2002; Портнов, 1997) выделена также гипотетическая эпоха формирования прибрежно-морских россыпей тяжелых минералов в архее. Однако, реальные промышленные перспективы комплексных титано-циркониевых россыпей в пределах платформы связаны лишь с фанерозойским осадочным чехлом, а в его пределах – с 4 основными стратиграфическими уровнями:

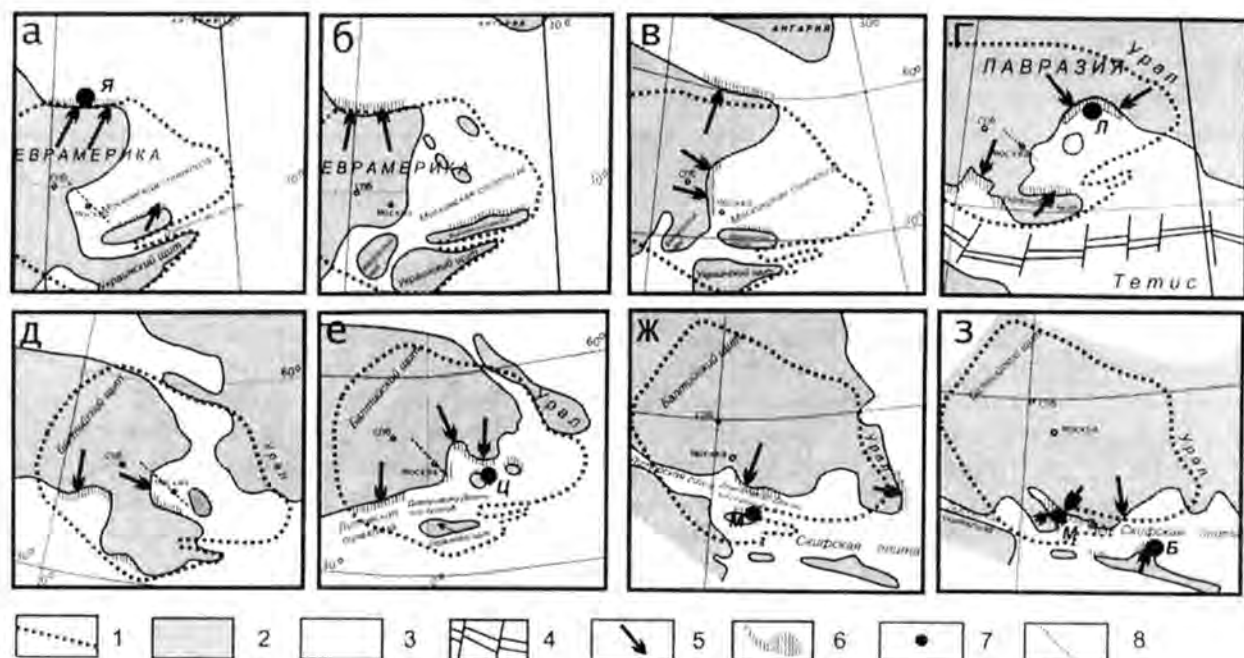


Рис. 2. Позиция титано-циркониевых прибрежно-морских россыпей в системе разновозрастных седиментационных бассейнов на Восточно-Европейской платформе (Patyk-Kara et al., 1999):

1 - граница Восточно-Европейской платформы; 2 - суша (области сноса); 3 - море; 4 - область раскрытия океана Тетис; 5 - направление поступления обломочного материала; 6 - области прибрежно-морского россыпеобразования; 7 - крупные россыпи (Я - Ярега, Л - Лукояновская, Ц - Центральная, М - Малышевская, Б - Бешпагир); 8 - современное положение меридиана

средний-верхний девон (эйфель и фран-фамен), средняя юра (бат), верхний мел (сеноман-кампан) и олигоцен-миоцен (полтавский и сарматский ярусы).

Размещение фанерозойских россыпей в пределах ВЕП, как было отмечено еще С.И.Гурвичем и А.М.Болотовым (1968), имеет отчетливую зональность. При этом в среднем-позднем девоне, а затем и в карбоне формирование россыпей происходило на северном и восточном флангах древнего континента Еврамерика, испытывавших погружение в связи с раскрытием «Уральского Палеоокеана». Наиболее крупный ареал россыпеобразования (Тиманский, в пределах которого находится лейкоксеновое месторождение-гигант Ярега, Пижемская ильменитовая россыпь, россыпные проявления Сувойное, Пембой и др.) располагался непосредственно на океаническом побережье, другие – по берегам окраинных морей, занимавших Московскую синеклизу, в том числе в обрамлении Воронежского массива (Павловская, Нижне-Мамоновская, Верхне-Мамоновская, Семилукская ильменитовые россыпи и другие проявления) (рис. 2 а-в). Характерной особенностью девонских россыпей ВЕП является то обстоятельство, что источником материала для них, наряду с кристаллическими породами фундамента платформы, послужили комплексы осадочных пород байкалит (рифейские ильменитоносные метапелиты Тимана), а также эксплозивные породы основного состава (Павловский район), что определило существенно титановый состав этих россыпей, в отличие от более поздних образований.

Начиная с юрского времени, ареалы прибрежно-морского россыпеобразования смещаются в южную часть ВЕП, вовлеченную в прогибание в связи с раскрытием океана Тетис (рис. 2 г-з). Например, в батское время, когда окраинные моря занимали область Ульяновско-Саратовской и Днепровско-Донецкой синеклиз, в питание россыпей включился снос материала с «Уральской суши» (рис. 2г), что определило состав россыпей Лукояновского района, специфику которых составляет присутствие хромита (Гурвич, Болотов, 1968; Россыпные..., 1997). В меловое время условия для формирования комплексных россыпей тяжелых минералов возникали в пределах ВЕП в раннем мелу

– в аптское и альбское время, в позднем мелу – в сеномане, в сантоне и в кампане. Именно в верхнем мелу сформировался крупнейший Тамбовский россыпной район, в пределах которого на площади более 1200 км² располагаются более 15 россыпных объектов разной степени изученности, в том числе Центральное месторождение и другой потенциально крупный объект – предварительно оцененное поисковыми работами Кирсановское месторождение в песках сантонского возраста. Меловые бассейны занимали область Каспийской, Ульяновско-Саратовской, часть Московской синеклизы, а также Днепровско-Донецкий и Литовский прогибы (рис. 2 д-е), в то время как областью сноса являлась располагавшаяся на севере обширная суша, сложенная осадочными породами карбона-перми. Начиная с мелового времени, непосредственное участие кристаллических пород фундамента в питании россыпей резко сократилось, уступив место промежуточным коллекторам. Первичным источником детритовых рудных минералов оставался лишь Украинский щит (Патык-Кара и др., 2004).

Наконец, в кайнозой область россыпеобразования еще более сместилась в южном направлении, сосредоточившись в пределах ВЕП в области Днепровско-Донецкой, отчасти Литовской синеклиз и распространившись в пределы Скифской плиты, вплоть до подножья Кавказа (рис. 2 ж-з). И хотя ВЕП продолжала оставаться основным источником питания олигоценых и миоценовых россыпей, главным образом за счет переотложения рудных минералов из ранее сформированных россыпеносных формаций, дополнительным источником питания россыпей, особенно в восточной части Скифской плиты могла служить Кавказская островная суша.

Таким образом, в эволюции россыпной металлоносности осадочного чехла ВЕП можно выделить два основных мегаэтапа: (1) средне-позднепалеозойский с пиком продуктивности в среднем-позднем девоне, характерный для северного и восточного фланга платформы и являющийся отголоском событий, связанных с заложением и развитием «Уральского Палеоокеана»; ПМР этого мегаэтапа являются практически мономинеральными, существенно титановыми; (2) мезо-кайнозойский, с пиком продуктивности в позднем мелу и раннем кайнозойе, ассоциирующий с раскрытием и дальнейшей эволюцией океана Тетис; ПМР этого мегаэтапа являются комплексными россыпями тяжелых минералов – аналогами ПМР современных океанических побережий.

Условия формирования и геологические особенности крупных и суперкрупных титано-циркониевых россыпей ВЕП

Как отмечено выше, из палеороссыпных месторождений титана и циркония, расположенных в российской части ВЕП, которые относятся к категории месторождений-гигантов (Ярега и Центральное) или могут быть отнесены к потенциально крупным объектам (Лукояновское, Бешпагир). Только одно месторождение – Ярегское – является мономинеральным; остальные принадлежат к комплексным россыпям тяжелых минералов.

Ярегское месторождение в пределах Тиманского кряжа на территории республики Коми заключает 40% всех балансовых запасов титана России. Оно имеет своеобразный минеральный состав – его главным и практически единственным промышленным рудным минералом является лейкоксен. Важнейшая особенность месторождения – его пространственная и генетическая сопряженность с одноименным месторождением тяжелых нефтей (Калужный, 1982; Россыпные..., 1997). Титаносные песчаники среднего-верхнего девона (эйфель-нижний фран) являются коллекторами нефти и сопутствующих пластовых вод, причем контуры промышленных запасов нефтяного пласта и лейкоксеновой россыпи частично перекрываются. Ближайшим аналогом Ярегского месторождения в генетическом отношении и по условиям залегания являются нефтеносные титановые россыпи района Атабаска в Канаде, значительно меньшие по размеру.

В региональном плане Ярегское нефтетитановое месторождение располагается в области тектоно-магматической активизации байкальских структур, испытавших инверсионное поднятие в эпоху герцинского тектогенеза. Первоисточниками россыпной минерализации являются породы нижнего структурного яруса – рифейские сфено- и ильменитоносные сланцы, принадлежащие к фации зеленосланцевых пород, которые в досреднедевонское время подверглись глубокому выветриванию, способствовавшему массовому высвобождению рудных минералов.

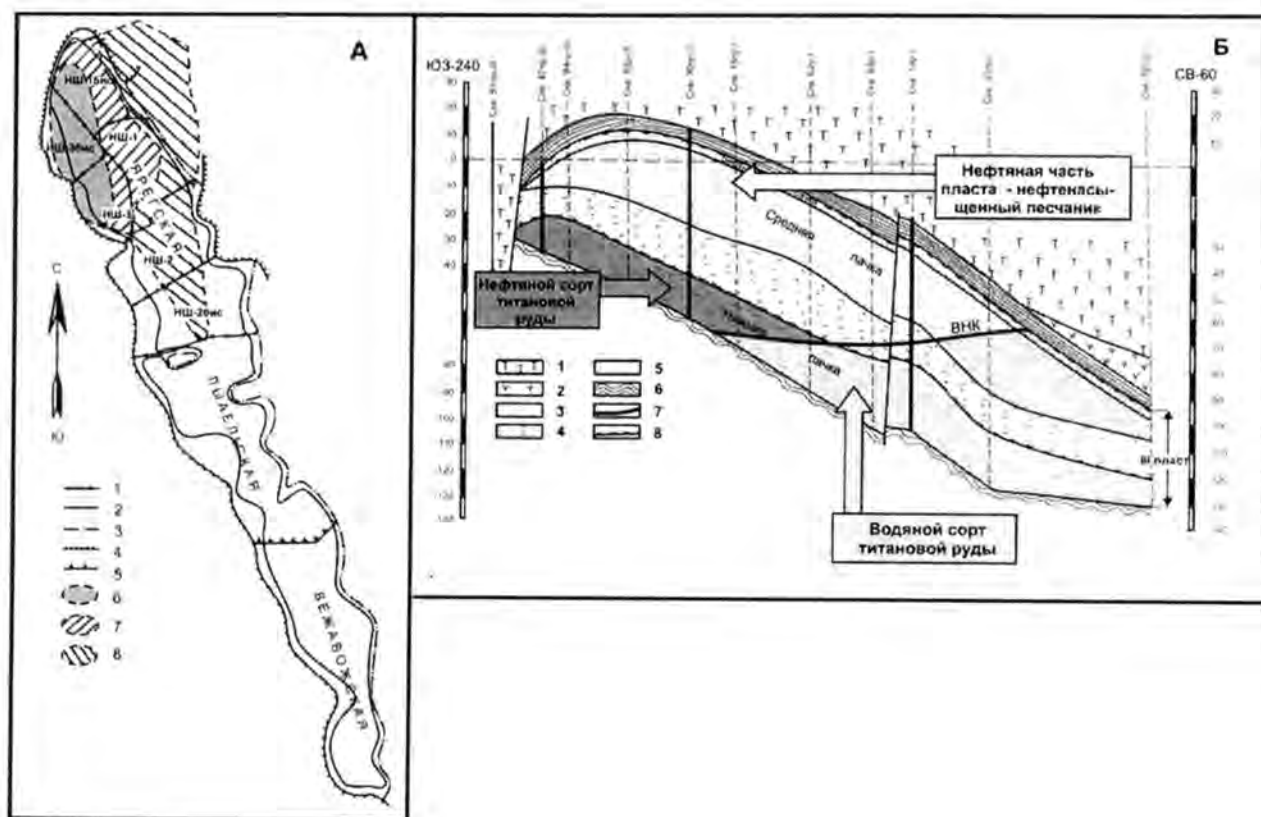


Рис. 3. Строение Ярегского нефтетитанового месторождения: А - план, Б - разрез:

А: 1 - границы новых шахтных полей; 2 - то же, балансовых запасов нефти; 3 - внешний контур нефтеносной площади; 4 - зона выклинивания пласта III; 5 - граница Лыаельской и Вежавожской площадей; 6 - площадь промышленных запасов нефтетитановой руды; 7 - площадь водоносного сорта титановой руды

Б: 1 - туффи́ты; 2 - диа́базы; 3 - надрудные песчаники и конгломераты; 4 - надрудные аргиллиты и алевролиты; 5 - лейкоксен-кварцевые песчаники; 6 - метаморфические сланцы; 7 - водонефтяной контакт (ВНК); 8 - контур балансовой россыпи по кат. А+В+С

В структурном отношении месторождение приурочено к Ярегской, Лыаельской и Вежавожской складкам третьего порядка, осложняющим свод крупной Ухтинской брахиантиклинали (рис. 3А). Ярегское россыпное месторождение представляет собой многоярусную метаморфизованную россыпь, сложенную сцементированными нефтеносными кварцевыми песчаниками и гравелитами с прослоями аргиллитов и алевролитов в нижней и верхней части разреза, залегающими на глубине 150-280 м (рис. 3Б), с чрезвычайно высокими содержаниями лейкоксена – до 40% в отдельных горизонтах. Этот рудоносный горизонт включает три самостоятельных рудных пласта (соответственно, Верхняя, Средняя и Нижняя россыпи). Балансовые запасы титана приурочены только к нижней россыпи, которая представляет собой вытянутую в северо-западном направлении мощную (до 45 м) пологозалегающую (до 1,5°) залежь с равномерным оруденением и относится к I группе месторождений по классификации ГКЗ. Россыпь осложнена тектоническими нарушениями с амплитудой смещения 2-5 м, иногда до десятков метров. Длина россыпи более 19 км при ширине от 2,5 до 6-7,5 км (в контуре балансовых руд) при мощности от 4-8 до 30 м (в среднем 14 м). Площадь россыпи в контуре балансовых запасов составляет 93 км², общая – 115 км².

Рудные пески Ярегского месторождения отличаются чрезвычайно высокими содержаниями TiO₂, которые в 3-5 выше, чем в комплексных титано-циркониевых и в мономинеральных ильменитовых россыпях. Главным рудным минералом россыпи является лейкоксен (16%), который представляет собой рутил-анатазовую матрицу, густо импрегнированную тончайшими,

микродисперсными включениями кремнезема. Из других рудных минералов присутствуют анатаз, брукит, циркон, в незначительных количествах – ильменит, рутил, сфен, монацит, пирит, ксенотим, золото, аутигенный сидерит.

Россыпь отрабатывается шахтным способом. Сложная технология обогащения рудных песков включает многостадийную флотацию, однако главной проблемой освоения месторождения остается переработка флотационного концентрата из-за трудной вскрываемости лейкоксена.

Уникальность Ярегского титанового россыпного месторождения состоит не только в огромных запасах его рудных песков и высоких содержаниях в них титана, но и в не имеющем аналогов специфическом составе россыпи, природа которого остается дискуссионной. Наиболее доказанной представляется точка зрения В.А.Капюжного (1982), который объясняет лейкоксеновый характер минерализации эпигенетическим преобразованием исходных титановых минералов метапелитов рифейского возраста – в различной степени лейкоксенизированного ильменита и сфена в специфической водно-газово-нефтяной среде, которая образовалась после образования Ухтинской брахиантиклинали, предположительно в конце перми–начале триаса. Факторами этого процесса явились флюиды органических и неорганических кислот, растворенных в водах и находящихся в виде окклюзии в нефти, а также литостатическое давление и геотермический градиент. При этом устанавливается важный факт: нефте-гидрогенные (асфальтитоносные, залегающие на глубинах более 600 м, и нефтенасыщенные – на глубинах 130–180 и более м) россыпи являются лейкоксеновыми, в то время как разновозрастные им, но не нефтеносные россыпи, лежащие вне структурных коллекторов, имеют смешанный ильменит-лейкоксеновый состав.

Центральное месторождение титано-циркониевых песков в Тамбовской области не только является крупнейшим комплексным титано-циркониевым месторождением на территории России, соизмеримым по запасам рудных песков (почти 1 млрд. м³ при средних содержаниях (кг/м³): ильменита 36, рутила 8.3, циркона 7.2, дистена 4.5) с крупнейшими месторождениями данного типа в Мирове, но и своего рода эталонным объектом для понимания основных закономерностей формирования комплексных россыпей тяжелых минералов, локализованных в осадочном чехле платформ. Открытое в 1959 г., оно было разведано к середине 60-х годов прошлого века, но в начале 70-х годов было отнесено к забалансовым из-за слабой технологической изученности песков и низкой рентабельности освоения при действовавших оптовых ценах 1971 года, что надолго исключило Центральное месторождение из сферы внимания исследователей (Секретарев и др., 1971). Сегодня это месторождение рассматривается в качестве весьма привлекательного объекта для инвестиций не только отечественными, но и зарубежными компаниями и в качестве первоочередного объекта для промышленного освоения (Быховский, Зубков, 1996).

Располагаясь на западном склоне Пензенско-Муромского мелового прогиба в зоне его сочленения с Воронежским сводом, Центральное россыпное месторождение является наиболее крупным представителем верхнемеловой продуктивной россыпной формации титано-циркониевых песков, выделенной Н.Н.Иконниковым в качестве формации «рассказовского типа» (по имени расположенного вблизи населенного пункта) (Савко и др., 1995). В пределах этой области на площади более 6000 км², компактно располагаются 4 в различной степени изученных месторождения и более десятка россыпных проявлений сеноманского и сантонского возраста (Россыпные..., 1997), в совокупности образующие Рассказовский (Тамбовский) россыпной район (рис. 4).

Предполагается, что Рассказовский россыпной район и, в частности, россыпь Центральная сформировались в зоне выноса обломочного материала крупной речной системой, дренировавшей восточные склоны Белорусского свода, при участии выноса других рек, бравших свое начало на восточном склоне Украинского щита и общем направлении вдольберегового перемещения наносов в северо-восточном направлении. Россыпь приурочена к верхней части песков сеномана и частично к базальному горизонту сантона. Россыпное поле вытянуто в субмеридиональном направлении на 20 км и имеет ширину от 2 до 18 км (в среднем 8 км) при общей площади около 140 км². Кайнозойским размывом и современными речными долинами рудный пласт разобран на три участка: Западный (левобережный), Восточный (правобережный) и Южный. Наиболее подготовленным к эксплуатации является Восточный (правобережный) участок, в котором сосредоточено около 10% запасов рудных песков месторождения. Рудный пласт, выделяемый исключительно по данным опробования, залегает

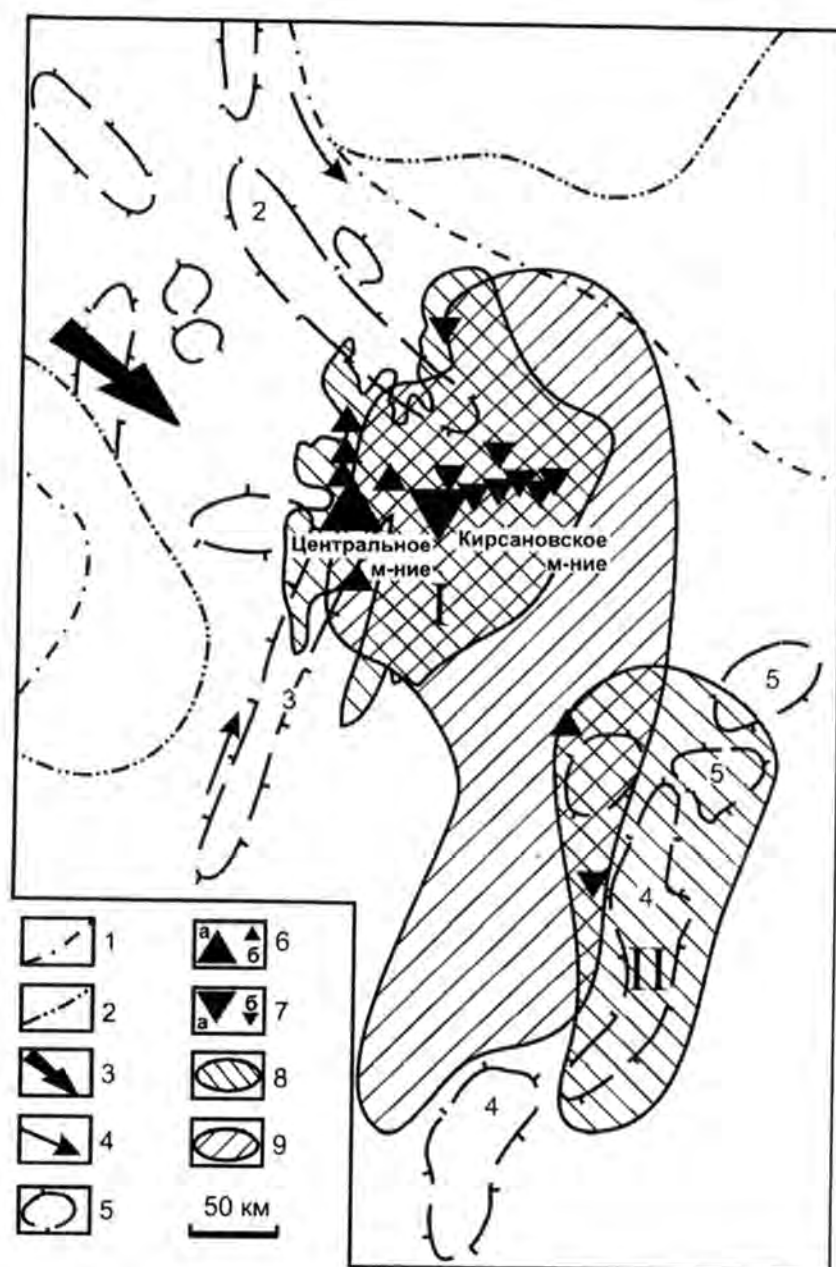


Рис. 4. Размещение верхнемеловых титано-циркониевых россыпей Пензенско-Муромского прогиба (Россыпные..., 1997, с дополнениями):

1 - предполагаемая граница максимального распространения сеноманского бассейна; 2 - то же, сантонского бассейна; 3 - локальные положительные структуры платформенного чехла: валы, купола, зоны дислокаций; 4 - предполагаемое направление морских течений; 5 - предполагаемое направление основных потоков наносов; 6-7 - титано-циркониевые россыпи: 6 - сеноманского возраста (а - Центральное месторождение, б - прочие месторождения и проявления), 7 - сантонского возраста (а - Кирсановское месторождение, б - прочие месторождения и проявления); 8-9 - площади развития россыпных формаций: 8 - сеноманской, 9 - сантонской. Цифрами обозначены: I - Тамбовский (Рассказовский) россыпной район, II - Саратовский потенциальный россыпной район; локальные платформенные структуры: 1 - Чаплыгинский вал, 2 - Окско-Цнинский вал, 3 - Борисоглебский вал, 4 - Доно-Медведицкий вал, 5 - Саратовские дислокации

на глубине от 3,5 до 22 м и имеет мощность от 2 до 15 м (в среднем 6,1 м). Он сложен глауконит-кварцевыми песками, содержащими циркон (в среднем 5-7 кг/м³), рутил (4-8 кг/м³) и ильменит (33-36 кг/м³), по данным технологического опробования эти содержания могут быть увеличены на 20-30%. Пласт залегает на глубинах от 3,5 до 22 м, в среднем 18 м. В его кровле и в подошве вскрыши повсеместно развит маломощный горизонт желваковых фосфоритов, представляющий самостоятельный промышленный интерес как сырье для производства минеральных удобрений (фосмуки) (Гурвич, Болотов, 1968; Секретарев и др., 1971; Савко и др., 1992, 1995).

В составе россыпного поля Центрального месторождения выделяется авандельтовую часть россыпи, занимающую его северо-западную часть, и россыпь подводного склона, несущую в себе влияние вдольберегового перемещения материала в направлении с юго-юго-запада на северо-восток. Характерной особенностью Центрального месторождения является частичный размыв сеноманской прибрежно-морской россыпи (в туронское время, ?) и переотложение части песков в виде дюнного комплекса, перекрывающего морские слои. Одновременно, в ходе дефляционных процессов сформировались достаточно глубокие котловины выдувания, на дне которых в виде «отмостки» образовался второй, переотложенный слой желваковых фосфоритов (Россыпные..., 1997). Эта особенность внутреннего строения россыпи долгое время ускользала из внимания исследователей и была выявлена только благодаря детальным литолого-фациальным исследованиям и анализу микротопографии зерен рудных минералов (Бардеева, 1999; Patyk-Kara et al., 1999). Таким образом, рудный пласт россыпи имеет трехчленное строение: а) собственно морская (пляжевая, дельтовая, литоральная) россыпь верхнесеноманского возраста, б) субазальный дюнный комплекс туронского (?) возраста и в) маломощный трансгрессивно залегающий пласт в базальных слоях сантонских отложений.

Лукояновское титан-хром-циркониевое месторождение в Нижегородской области занимает второе место по запасам песков и содержаниям рудных минералов среди комплексных россыпей Восточно-Европейской россыпной мегапровинции после Центрального. Оно представлено серией крупных прибрежно-морских россыпей батского яруса средней юры, погребенных на глубинах от 5-10 до 42 м и разобщенных пространственно и структурно – Итмановская, Шатковская, Казаковская, Ульяновская, Сунгуловская, в совокупности образующих Лукояновский россыпной район общей площадью около 5000 км² (Россыпные..., 1997). Положение россыпного района контролируется Арзамасским валом, структурой второго порядка – Токмовским сводом и серией более мелких положительных платформенных структур, которые оказали влияние на литодинамику палеобассейна и определили морфологию отдельных россыпей. Береговая линия батского палеобассейна располагалась севернее и, возможно, связанные с ней россыпные концентрации полностью уничтожены позднейшим размывом. Россыпи собственно Лукояновского района имеют литоральное происхождение и формировались на участке мелководья, изобилующего банками и островами, совпадающими с центрами локальных поднятий, что создавало весьма причудливую картину рельефа дна и распределения наносов. Большинство рудных тел приурочено к окаймляющим банки подводным аккумулятивным телам, что предопределило их характерную подковообразную форму (рис. 5А).

Основное поступление рудного материала в россыпи Лукояновского района осуществлялось с севера и из Предуралья, с площадей, сложенных пермскими песчаниками, что определило специфический состав их минеральных ассоциаций, характеризующихся значительной примесью хромита, гематита и эпидота, при этом главным промежуточным коллектором послужили пермские отложения, также обогащенные хромитом и минералами железа.

Из россыпей Лукояновского района самая крупная и богатая и наиболее детально изученная Итмановская россыпь имеет протяженность более 6 км при средней мощности пласта около 5 м (от 2 до 12,1 м), глубине залегания от 5 до 42 м, в среднем 28 м (рис. 5Б), коэффициенте вскрыши более 4 м³/м³ и соотношении основных рудных минералов циркон : рутил : ильменит = 1 : 0,5 : 2,5.

Она представляет собой среднее по масштабам, но весьма богатое по содержанию циркона (более 24 кг/м³) месторождение (таблица 1). Кроме того, в рудных песках содержится около 7 кг/м³ рутила, 1,7 кг/м³ лейкоксена и около 90 кг/м³ ильменита + хромита + гематита (в соотношении 6,2 : 2,5 : 1). Содержание циркона в Итмановской россыпи является наиболее высоким среди всех известных

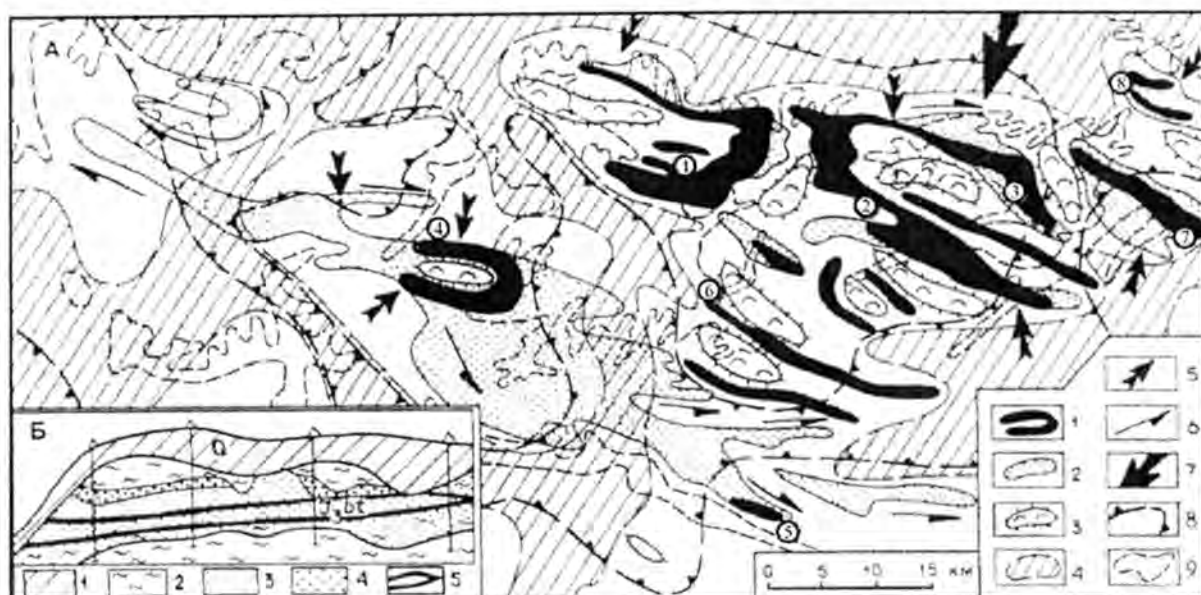


Рис. 5. Схема размещения комплексных титано-циркониевых россыпей Лукояновского района (на палеогеографической основе, батское время) (А) и принципиальный разрез Итмановской россыпи (Б) (Россыпные..., 1997, с дополнениями):

А: 1 - россыпи (1 - Шатковская, 2 - Итмановская, 3 - Сунгуловская, 4 - Казаковская, 5 - Алатырская, 6 - Ульяновская, 7 - Науповская, 8 - Ветошинская); 2 - площади распространения песчаных фаций батского моря; 3 - острова и отмели; 4 - впадины и депрессии; 5 - волновые равнодействующие; 6 - направление преимущественного вдольберегового перемещения материала; 7 - направление поступления материала из области сноса; 8 - положительные морфоструктуры; 9 - современная граница распространения батских отложений;
Б: 1 - покровные суглинки; 2 - глины, 3 - пески тонкозернистые, 4 - пески среднезернистые; 5 - контур промышленного пласта россыпи

ПМР России. Из зарубежных ПМР только Обуховская россыпь в Казахстане отличается более высокими содержаниями циркона (Россыпные..., 1997), а из других объектов по содержаниям циркона к ней приближаются только некоторые россыпи Индии (Чавара) и западного побережья Австралии (Кейпел).

При освоении Итмановской россыпи и других объектов Лукояновского района встают две основные проблемы: 1) сложные горнотехнические условия (значительный коэффициент вскрыши, присутствие водоносных горизонтов среди пород вскрыши, значительная обводненность самого рудного пласта), что заставляет рассматривать способ скважинной гидродобычи (СГД) как возможную альтернативу карьерному способу отработки; 2) своеобразный полевошпат-кварцевый состав песков с содержанием полевого шпата до 15% и тесная ассоциация ильменита с хромитом и гематитом, которые образуют единый гематит-хромит-ильменитовый концентрат, разделить который методами механического обогащения пока не удалось. Этот концентрат, содержащий в среднем 30-50% Fe_2O_3 , 9-10% Cr_2O_3 и 30% TiO_2 , является нестандартным продуктом, однако по данным Института титана и ИМЕТом РАН, он может использоваться для получения титанового шлака и высокохромистого чугуна.

Бешпагирское россыпное месторождение в Ставропольском крае является третьим (после Центрального и Лукояновского) по запасам и содержаниям циркона, рутила, ильменита россыпным месторождением Восточно-Европейской россыпной мегапровинции. Оно залегает в отложениях среднего сармата и представлено пластообразной выдержанной залежью кварцевых мелкозернистых песков с цирконом, рутилом, ильменитом средней мощностью 4,8 м. Его прогнозные ресурсы (категория P_1) оцениваются в 140,7 млн. кубометров песков.

Месторождение изучено недостаточно. На наиболее изученном Южном участке, который выбран как первоочередной для отработки) учтены сравнительно небольшие (около 40% от общих) запасы песков при довольно высоких содержаниях полезных минералов: циркона – 8.8 кг/м³, рутила – 7 кг/м³, лейкоксена – 5.1 кг/м³, ильменита – 30.5 кг/м³. Основные запасы рудных песков приурочены к верхнему продуктивному пласту мощностью 1-19 м, в среднем 4.8 м, залегающему на глубинах 1-25 м, в среднем 19 м, а ниже его, на глубинах 34-45 м выделяется второй (нижний) продуктивный горизонт мощностью 1.5-3 м.

Бешпагирское месторождение является лишь одним объектом из группы россыпных месторождений (Камбулакское, Гофитское) и проявлений (Грачевский, Тышлинский участки), образующих в совокупности Ставропольский россыпной район, в структурном отношении приуроченный к одноименному своду, разделяющему Кубанский и Терский прогибы в области Сарматской плиты. В палеогеографическом отношении эта группа россыпей располагается у южного края субширотного пролива среднесарматского бассейна, который отделял Русскую плиту от островной суши начавшего активно воздыматься Большого Кавказа.

Особого изучения заслуживает позиция россыпей внутри Ставропольского свода. Традиционной точкой зрения, вслед Л.Н.Казариновым, является выделение в его пределах трех субмеридиональных зон, ориентированных вкрест основному направлению палеоберега (Гурвич и др., 1962). Такое положение россыпей многие исследователи объясняют отклоняющим влиянием берегового рифа, располагавшегося вдоль западного склона Ставропольского выступа. По нашим данным, указанная субмеридиональная ориентировка «зон» есть не что иное, как результат последующего эрозионного размыва россыпного поля, в результате которого продуктивные отложения сохранились лишь в пределах междуречий. Вместе с тем, взаимное положение россыпных объектов и ориентировка гамма-аномалий, которые достаточно уверенно позволяют картировать аккумулятивные тела с повышенным содержанием рудных минералов, позволяют предположить существование регрессивной серии береговых линий, огибавших осевую часть свода и фиксировавших фазы стабилизации уровня моря среднесарматского палеобассейна (рис. 6А). Удаётся выделить, по крайней мере, четыре таких линии, к южной из которых приурочено Бешпагирское месторождение, а к двум северным (наиболее поздним) – Камбулакское месторождение, Грачевский и Тышлинский участки (Атлас..., 2004). Вдоль осевой части поднятия произошло заложение более молодой долины субмеридионального направления, в силу чего на этом участке продуктивные отложения полностью размывы.

Следует отметить важную особенность россыпей Ставропольского россыпного района, которая заключается в значительной преемственности минерального состава их рудных песков по отношению к ассоциациям титано-циркониевых россыпей россыпей Русской плиты (Доля, 2004), которая ставит под сомнение возможности Кавказской островной суши как главного питающего россыпи источника, и заставляет высказать предположение о том, что главным поставщиком кластогенных рудных минералов в среднесарматский пролив был Палео-Дон, который, судя по имеющимся палеогеографическим реконструкциям (Атлас..., 2004), в это время был крупнейшей дренирующей системой, открывавшейся с севера в среднесарматский бассейн (рис. 6Б), что подтверждается региональными палеогеографическими реконструкциями. Существует, однако, и альтернативная точка зрения, отдающая приоритет сносу материала с Большого Кавказа (Веремеева и др., 2004).

Выводы

1. Открытие комплексных ископаемых россыпей тяжелых минералов, аналогов разрабатываемых во всем Мире россыпей на современных океанических побережьях, явилось одним из крупнейших достижений советских геологов в конце 50-х – начале 60-х годов XX века. Научный прогноз, поиски, разведка и оценка этих месторождений позволили в кратчайшие сроки ввести в промышленное освоение одно из крупнейших месторождений титано-циркониевых песков Малышевское в Украине, которое обрабатывается более 40 лет, и выявить целый ряд россыпных

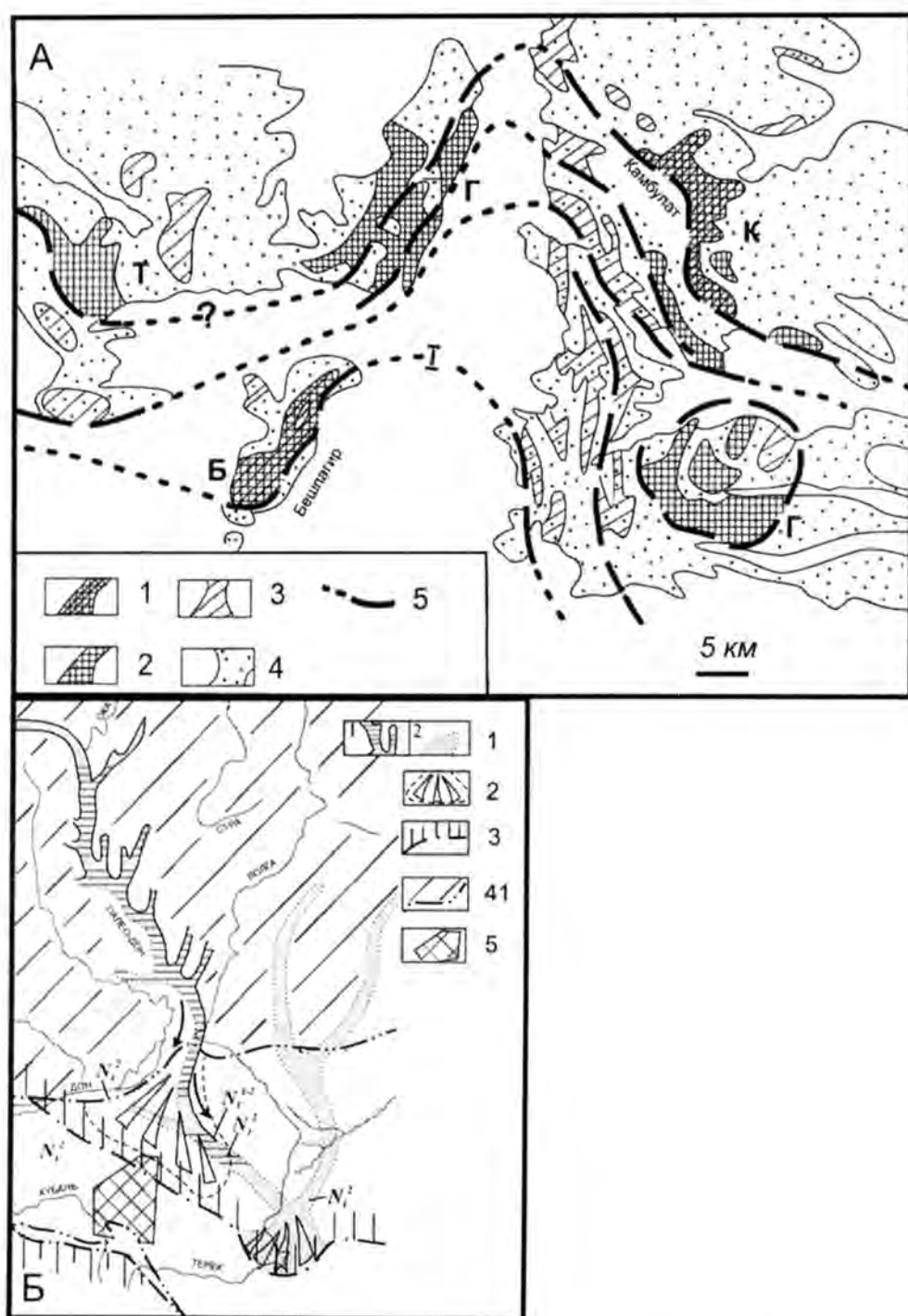


Рис. 6. Предполагаемая позиция россыпей Ставропольского района в системе береговых линий среднесарматского бассейна (А) и их связь с системой Палео-Дона (Б) (Атлас..., 2004):

А: 1 - россыпные месторождения; 2 - участки россыпей; 3 - геофизические аномалии; 4 - площади развития сарматских отложений, сохранившихся от размыва; 5 - предполагаемое положение береговых линий (фазы стабилизации);
 Б: 1 - палеодолины: а - установленные, б - предполагаемые; 2 - палеodelьты; 3 - среднемиоценовый бассейн и его граница; 4 - позднемиоценовый (сарматский) бассейн и его граница; 5 - Ставропольский россыпной район

месторождений широкого возрастного диапазона в России и в Казахстане и новые перспективные районы и провинции.

2. Региональные факторы, определившие возникновение крупных комплексных прибрежно-морских россыпей (ПМР) тяжелых минералов в осадочном чехле Восточно-Европейской платформы (ВЕР) и ее оформление в качестве крупнейшей мегапровинции титано-циркониевых россыпей, делятся на две группы. Первую группу составляют факторы, определяющие условия питания россыпей с прилегающей суши, вторую – факторы, определяющие условия концентрации тяжелых минералов в береговой зоне седиментационного бассейна.

3. Среди факторов первой группы критическими условиями, определившими появление крупномасштабных концентраций тяжелых минералов, явились: а) площадь питания, которая не ограничивалась прибрежной суши, а включала также внутриматериковые области, откуда и происходит основной транспорт обломочного материала, б) состав и соотношение пород в бассейне дренирующих прибрежную сушу речных систем, в) высокая степень переработки пород области питания процессами химического выветривания, г) присутствие промежуточных коллекторов. Из сопоставления с данными по комплексным ПМР современных береговых зон (Тан Циксин, Ли Рихуи, 1996), можно сделать вывод, что площадь бассейнов питания крупных ПМР должна была составлять не менее 1000 км², в то время, как средние и мелкие месторождения формировались в среднем при площади питания соответственно 500-1000 и 100-500 км², а меньшая площадь питания обеспечивала возможность возникновения лишь небольших россыпных проявлений. При этом чем протяженнее и разветвленное долинная сеть, обеспечивающая вынос материала из внутриматериковой суши, тем больше при прочих благоприятных условиях вероятность появления крупных ПМР. По нашим данным, транспортирующие материал реки должны иметь не менее чем III-V порядок.

4. Среди региональных факторов второй группы важнейшее значение имели: а) приуроченность к открытым палеоберегам пассивных континентальных окраин либо внутриплитных бассейнов, б) режим тектонического покоя и длительной стабилизации в области суши и медленных трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря, в) существование в палеобассейне устойчивого вдольберегового потока наносов и преобладание волнения типа зыби (на открытых океанических побережьях), г) приуроченность к высокозрелым (олигомиктовым) терригенным песчаным формациям плитного чехла.

5. Критическими факторами *локального контроля* крупных ископаемых ПМР тяжелых минералов являются: 1) Особенности строения и развития динамически однородных участков (систем) палеобереговой зоны с независимым от соседних участков берега потоком наносов, в которых происходила локализация россыпей. Таковыми являлись: а) выравненные аккумулятивные берега, а в пределах последних - сектора берега, ограниченные устьями рек, поставляющих рудоносный материал с суши; б) изобилующие отмелями прибрежные мелководья, в) авандельтовые области, г) аккумулятивные дуги выравниваемых абразионно-аккумулятивных берегов; 2) Устойчивость развития названных обстановок во времени, определившая продолжительность формирования россыпных залежей и их толерантность по отношению к позднейшим локальным перестройкам, размывам и деформациям, которые ограничивались эрозионным расчленением протяженных залежей на отдельные участки.

6. Перспективы россыпной титано-циркониевности ВЕР не ограничиваются рассмотренными объектами. В ее пределах имеется целая серия объектов, находящихся различной степени опосредованности, а также зоны потенциального развития титано-циркониевой минерализации, которые требуют детального изучения. Начало освоения рассмотренных в настоящей статье месторождений, первоочередными из которых могут стать Центральное и Бешпагирское месторождения, безусловно, даст толчок к возобновлению поисковых и разведочных работ на комплексные титано-циркониевые россыпи в пределах Восточно-Европейской платформы и сопряженных областей.

7. Введение в промышленное освоение отечественных титано-циркониевых месторождений является актуальной задачей горной промышленности России. При этом сравнительно низкая эффективность их отработки по сравнению с зарубежными аналогами может компенсироваться комплексным использованием месторождений, включая породы вскрыши, рудные и нерудные минералы продуктивных песков (в том числе золото в рудных песках Центрального, Лукояновского и

Бешпагирского месторождений), дренажные воды, хвосты обогащения. Основные проблемы для некоторых месторождений связаны с отсутствием рациональных технологий переработки нестандартных концентратов (лейкоксенового – в Ярегском и гематит-хромит-ильменитового – в Лукояновском месторождении). Важным моментом ускоренного освоения отечественных россыпей титана и циркония является применение способа скважинной гидродобычи (СГД) для погребенных и обводненных россыпей, залегающих на глубинах 40-50 и более м, что позволит более эффективно отрабатывать известные месторождения (Лукояновское, Туганское, отдельные участки Ярегского месторождения) и значительно расширит выявление и оценку новых месторождений и россыпных районов (например, Приобский потенциальный район на территории ХМАО). Отметим, что в 2004 г. ГКЗ впервые были утверждены запасы титано-циркониевых песков для отработки способом СГД по Филипповскому участку Ордынского месторождения.

Работа выполнена в рамках и при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований ОНЗ № 2 «Крупные и суперкрупные месторождения....» и Научной школы НШ.2082.2003.5.

Литература

1. Атлас «Геология и полезные ископаемые шельфов России» / Под редакцией М.Н.Алексеева. М.: Научный мир, 2004. 189 с.
2. Бардеева Е.Г. Локальные обстановки формирования комплексных титано-циркониевых россыпей в осадочном чехле платформ (на примере месторождений «Центральное» и «Обуховское»). Автореферат диссертации к. г.-м. н. М.: ИГЕМ РАН, 1999. 20 с.
3. Быховский Л.З., Зубков Л.Б. Титан России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы. Обзор. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1996. 47 с.
4. Быховский Л.З., Зубков Л.Б., Осокин Е.Д. Цирконий России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье, М.: ВИМС, 1998, № 2. 120 с.
5. Быховский Л.З., Гурвич С.И., Патык-Кара Н.Г., Флеров И.Б. Геологические критерии поисков россыпей. М.: Недра, 1980. 253 с.
6. Веремеева Л.И., Левченко Е.Н., Линде Т.П., Пруцкий Н.И., Рудянов И.Ф. Северный Кавказ – перспективная для промышленного освоения титан-циркониевая провинция России // Разведка и охрана недр, 2004. № 3. С. 5-14.
7. Геологические и минералогические критерии крупных и уникальных месторождений. Тезисы докладов Годичного собрания минералогического общества, СПб., 1994. 91 с.
8. Гурвич С.И., Болотов А.М. Титано-циркониевые россыпи Русской платформы и вопросы поисков. М.: Недра, 1968. 170 с.
9. Гурвич С.И., Казаринов Л.Н., Малашевский А.Н. Открытие титано-циркониевых россыпей в Центральном Предкавказье // Доклады АН СССР, 1962. Т. 144. № 3. С. 672-675.
10. Гурвич С.И., Казаринов Л.Н., Хмара Н.В. Древние редкометалльно-титановые россыпи, методы поисков и оценки. М.: Недра, 1964. 170 с.
11. Доля В.С. Терригенно-минералогические типы и условия формирования титан-циркониевых россыпей Ставрополя, Северный Кавказ // Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий. Тезисы XII Международного совещания, Москва, 25-29 сентября 2000 г. М.: ИГЕМ РАН, 2000. С. 115-117.
12. Калужный В.А. Геология новых россыпеобразующих метаморфических формаций. М.: Наука, 1982. 262 с.
13. Константиновский А.А. Палеороссыпи в эволюции осадочной оболочки континентов. М.: Научный мир, 2000. 288 с.
14. Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов (проблемы генезиса и освоения), I-й Международный симпозиум. Тезисы докладов, СПб.: СПбГИ, 1996. 176 с.
15. Орлов В.П. Геологическое прогнозирование. М.: Недра, 1991. 164 с.
16. Патык-Кара Н.Г. Условия формирования крупных и суперкрупных россыпей. Важнейшие промышленные и типы россыпей и месторождений кор выветривания. Технология оценки и освоения. Тезисы XI Международного совещания, Москва-Дубна, 15-19 сентября 1997 г. М.: ИГЕМ РАН, 1997. 188 с.
17. Патык-Кара Н.Г. Россыпи в системе седиментогенеза // Литология и полезные ископаемые, 2002. № 5. С. 494-508.
18. Патык-Кара Н.Г., Гореликова Н.В., Бардеева Е.Г. К истории формирования Центрального месторождения титано-циркониевых песков в Европейской части России // Литология и полезные ископаемые, 2004. № 6. С. 585-601.

19. Портнов А.М. Архейские россыпи Кольского полуострова // Важнейшие промышленные типы россыпей и месторождений кор выветривания, технология оценки и освоения. Тезисы XI Международного совещания. Москва-Дубна, 15-19 сентября 1997 г. М.: ИГЕМ РАН, 1997. 202 с.
20. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. Минералогия, промышленные типы, стратегия развития минерально-сырьевой базы / Под редакцией Лаверова Н.П. и Патык-Кара Н.Г. М.: Научный мир, 1997. 479 с.
21. Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 298-303.
22. Савко А.Д., Беляев В.И., Бартенев В.К. Основные факторы формирования титано-циркониевых россыпей // Советская геология. 1992. № 3. С. 21-28.
23. Савко А.Д., Беляев В.И., Иконников Н.Н., Иванов В.А. Титано-циркониевые россыпи Центрально-Черноземного района. Воронеж: Изд-во Воронежского Университета, 1995. 148 с.
24. Секретарев А.Е., Китаев В.В. Новые данные о геологическом строении Центрального титано-циркониевого месторождения и технологическая оценка его руд (Геология, методы поисков и разведки месторождений черных металлов: Экспресс-информация), М.: ВИЭМС, 1971. № 1. 11 с.
25. Тан Циксин, Ли Рихуи Источники питания и условия концентрации литоральных россыпных месторождений Китая // Литология и полезные ископаемые. 1996. № 6. С. 583-589.
26. Уникальные месторождения полезных ископаемых России. Закономерности формирования и размещения. Сборник научных статей. СПб.: СПбГИ., 1996. 158 с.
27. Шило Н.А. Учение о россыпях: теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е, переработанное и дополненное. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
28. Шило Н.А., Патык-Кара Н.Г. Минералогия и коренные источники россыпей платформенных областей // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 218-232.
29. Laznicka P. Giant ore deposits: a quantitative approach // Global Tect. And Metallogeny. 1983. Vol. 2. № 1-2. Pp. 41-63.
30. Murray Basin Mineral Sands Conference, Mildura, 21-23 April. 1999. Extended Abstracts. Victoria Park: Australian Institute of Geoscientists. 1999. Bull. № 26. 174 p.
31. Patyk-Kara N.G., Bardeeva E.G., Shevelev A.G. Titanium-zirconium placers in the sedimentary cover of platforms // Episodes. 1999. 22. N 2. Pp. 89-98.

ХИНГАНСКОЕ ОЛОВОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ: ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА

Коростелев П.Г., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М., Семеняк Б.И.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Хинганское оловорудное месторождение, открытое в 1944 коллективом геологов под руководством М.И.Ициксона, расположено в отрогах Малохинганского хребта в 18 км к северу от железнодорожной станции Облучье Еврейской автономной области. К 1954 году здесь же были открыты Олонойское, Джалиндинское, Центральное, Березовское и Карадубская группа месторождений (Нижнее, Верхнее, Обещающее, Каменистое и др.), объединенные в Хингано-Олонойский рудный район. Из них лишь Хинганское месторождение, практически сразу после открытия, было вовлечено в промышленную эксплуатацию, которая продолжается до настоящего времени. Остальные месторождения обладают малыми запасами или труднообогатимыми рудами и частично эксплуатировались старательским способом (Нижнее, Верхнее, Обещающее, Джалиндинское). По запасам олова (с учетом извлеченного – около 100 тыс.т.) Хинганское месторождение приближается к разряду крупных. Высокая рентабельность его и привлекательность для пользователя обусловлены высококачественными, легко обогатимыми рудами и компактностью сближенных близвертикальных рудных тел (площадь рудного поля составляет около 2000 м²). Для исследователей этот объект интересен особенностями генезиса и прежде всего концентрацией оруденения в телах локальных в плане и весьма протяженных на глубину брекчий, генезис которых также дискуссионен.

Особенности геологического строения и состава руд

В металлогенических схемах (рис. 1) район, являющийся звеном Хингано – Охотского оловоносного пояса (Ициксон, 1958), приурочен к юго-западной части Хингано-Баджальской металлогенической зоны, в которой, по направлению к северо-востоку, размещены также Баджальский и Комсомольский оловорудные районы (Гоневчук и др., 2000).

Площадь его, совпадающая с одноименной вулкано-тектонической структурой Малохинганской вулканической зоны, сложена толщей вулканогенных пород (> 2.5 км) мелового возраста (136-77 млн. лет – К-Аг и 111-99 – Аг-Аг¹ даты), несогласно залегающих на домезозойском основании и прорванных незначительными телами гранитоидного и более основного состава (рис. 2). Вулканогенные образования подразделены на три свиты, фациально сменяющиеся на периферии вулканогенно-осадочными и осадочными толщами.

Станолірская свита (122-136 млн лет, К-Аг, 104-111 – Аг-Аг даты), выделенная в основании вулканогенной толщи, обнажается по периферии вулканической зоны и сложена лавами преимущественно основного и среднего состава, их лавобрекчиями и туфами. Присутствие в верхних частях свиты прослоев риолитов и их туфов позволяет предполагать (Гоневчук, 2002), что уже на раннем этапе формирования магматической ассоциации рудного района сосуществовали и взаимодействовали разноглубинные магматические очаги.

С периодом затухания глубинного очага и усилением деятельности корового связано формирование кислых эффузивных и туфо-эффузивных пород *солонечной и обманьской свит*, сложенных риолитами, их лавобрекчиями (игнимбриты риолитов) и туфами (К-Аг возраст 109-77, Аг-Аг – 101-99 млн. лет), на долю которых приходится более 50% разреза вулканитов. В них размещены практически все месторождения района. В верхних частях разреза выявлены трахидациты и трахиандезиты, присутствие которых позволяет предполагать, что и в период формирования толщи кислых эффузивов эпизодически действовал базальтоидный очаг.

¹ Здесь и далее Аг-Аг датировки даны по Сорокину А.А. с соавторами (Сорокин и др. 2004)

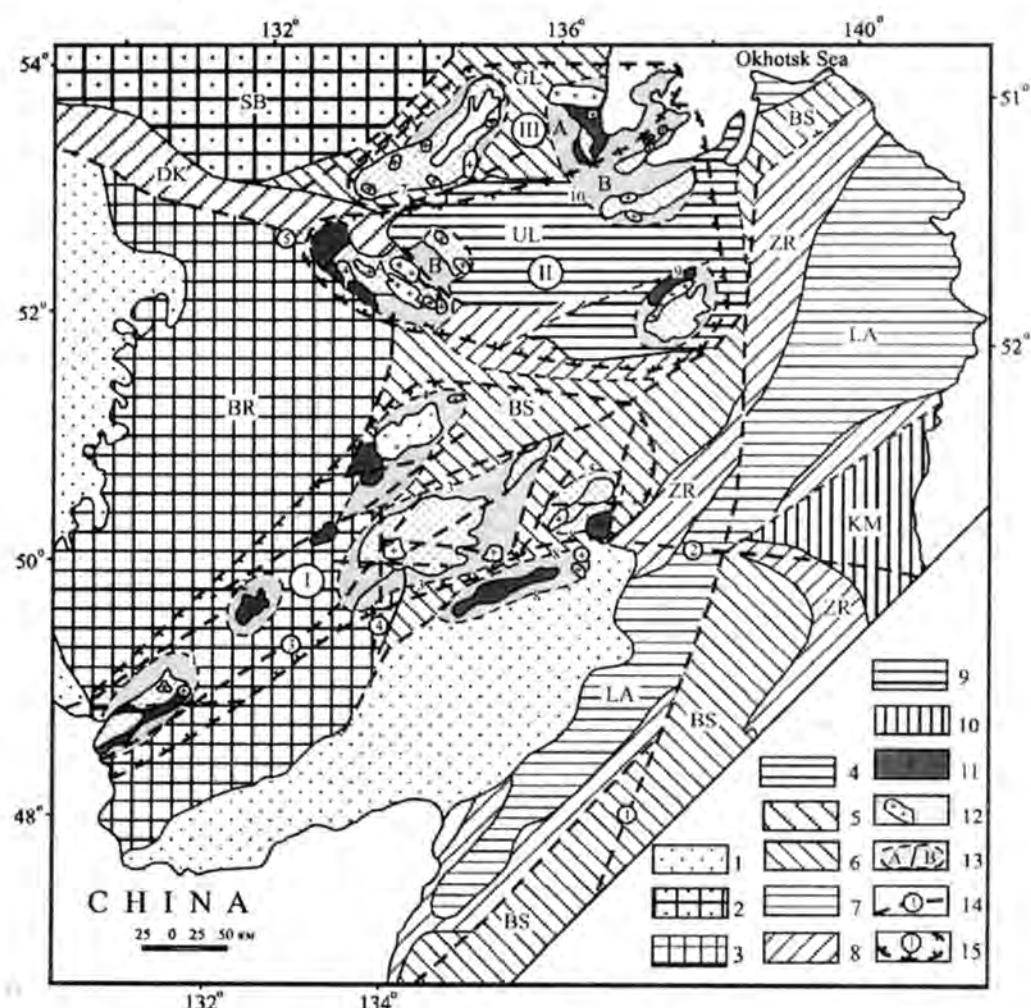


Рис. 1. Схема тектоностратиграфических террейнов Среднего и Нижнего Приамурья с элементами магматизма и металлогении (Гоневчук и др., 2000):

1 - наложенные прогибы; 2 - Сибирский кратон (SB); 3 - Бурейский супертеррейн палеозойско-раннемезозойской континентальной окраины (BR); 4 - Галамский террейн палеозойской аккреционной призмы (GL); 5 - Джагды-Кербинский террейн юрской аккреционной призмы (DK); 6 - Баджало-Самаркинский террейн юрской аккреционной призмы (BS); 7 - Ульбанский террейн юрского преддугового турбидитового бассейна (UL); 8 - Журавлевский террейн раннемелового турбидитового бассейна трансформной окраины (ZR); 9 - Нижнеамурский террейн апт-сеноманской аккреционной призмы (LA); 10 - Кемский террейн раннемеловой островной дуги (KM); 11 - магматические породы первого (раннемелового) этапа; преимущественно андезиты и гранодиориты; 12 - магматические породы второго (позднемелового) этапа: сложные (трахи)риолит-(трахи)андезитовая и комплементарная эффузивной габбро-гранодиорит-гранитная ассоциация (вулcano-плутоническая серия); 13 - глубинные разломы (1 - Сихотэ-Алинский, 2 - Ярап-Сюркумский, 3 - Хингано-Баджальский, 4 - Тастахский, 5 - Южно-Тукурингский); 14 - вулканические зоны (1 - Малохинганская, 2 - Тырмо-Гуджальская, 3 - Баджальская, 4 - Дуссе-Алинская, 5 - Мяо-Чанская, 6 - Эзоп-Ям-Алинская, 7 - Селитканская, 8 - Харпийская, 9 - Эвур-Харпичиканская, 10 - Ульбанская), А, В - ареалы разноэтапного магматизма; 15 - металлогенические зоны (I - Хингано-Баджальская, II - Эзопско-Ульбанская, III - Селиткано-Тугурская)

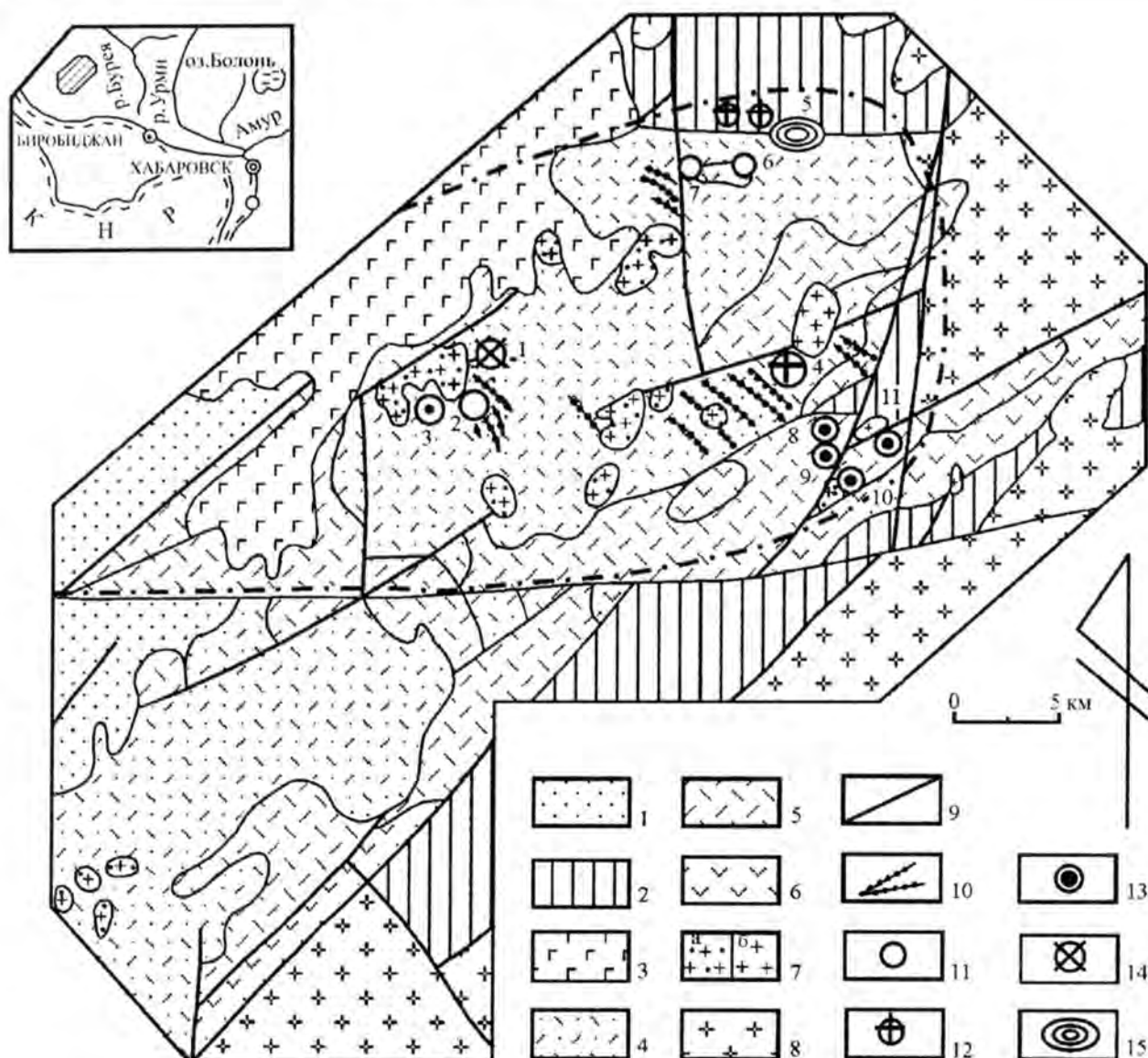


Рис. 2. Геолого-металлогеническая схема Хингано-Олонойской РМС (Гоневчук, 2002):

1 – мезозойские терригенные отложения; 2 – метаморфические породы фундамента (Буреинский массив); 3 – неогеновые базальты и долериты; 4 – риолитовые порфиры, их туфы и туфогенно-осадочные породы (обманийская свита); 5 – риолиты, порфировые риолиты и их туфы (солонечная свита); 6 – андезитовые порфиры и их туфы (станолйская свита); 7: а – гранит-порфиры (хинганские, кимканские), б – лейкограниты (олонойские); 8 – палеозойские гранитоиды; 9 – разломы; 10 – основные дайковые поля; 11-14 – оловонесные грейзены: 11 – гидрослюдисто (серицитово)-кварцевые (хлорит), 12 – топаз-сидерофиллитовые (хлорит), 13 – кварц-мусковитовые с топазом, флюоритом (турмалин), 14 – хлоритово-слюдистые с флюоритом, топазом; 15 – риолитовый тип оловянной минерализации. Цифрами на схеме обозначены месторождения: 1 – Хинганское, 2 – Центральное, 3 – Березовское, 4 – Олонойское, 5 – Джалиндинское, 6 – Таежное, 7 – Граничное, 8 – Обещающее, 9 – Верхнее, 10 – Нижнее, 11 – Каменистое. Штрих-пунктир – контур Олонойского палеоочага (Саксин и др., 1989)

Интрузивную фацию представляют, главным образом, субинтрузивные гранит-порфиры и риолиты (К-Аг возраст 105-90, Аг-Аг – 98,5±4 млн. лет), образующие штоки, силлообразные тела и дайки. Реже отмечаются дайки плагиоклазовых и диабазовых порфиритов. Гранит-порфиры по составу и возрасту близки породам вулканогенной толщи второго этапа (кислые). Дайки плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, в основном, сконцентрированы в субширотных поясах трещиноватости (рис. 2), которые во многих случаях контролируют оловянное оруденение. Изотопных датировок они не имеют, а взаимоотношение с другими интрузивными образованиями неоднозначное. Так на Хинганском месторождении они прорывают гранит-порфиры и в то же время их ксенолиты находятся в гранит-порфирах; на Олонойском – секут граниты и срезаются их штоком. Дайка плагиопорфиров пересекает рудную зону Джалиндинского месторождения, а на Обещающем – дайка диабазов вмещает богатое оловянное оруденение. По составу плагиопорфириты относятся к субщелочным разностям и близки эффузивам станолірской свиты, а диабазы сопоставляются с андезито-базальтами этой же свиты.

Граниты (Олонойские, Карадубские; возраст – 78,6±8,1 млн. лет, Rb-Sr) обнажаются в виде двух небольших штоков в районе Олонойского месторождения (рис. 1), а по данным геофизических исследований (Брянский, 1985; Саксин, 1987) залегают под всем районом. Они относятся к ряду субщелочных пород, характеризуются повышенным содержанием редкоземельных элементов иттриевой группы и по геохимическим признакам имеют коровую природу, что подтверждается также величиной начального отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7123 \pm 0,0012$ (Гоневчук и др., 1991).

Наиболее поздние магматические образования района – плиоценовые базальты, покров которых сохранился в его западной части.

Подробная характеристика магматических пород приведена в публикациях (Гоневчук, 2002; Гоневчук и др., 1991, 2000; Сорокин и др., 2004). По мнению их авторов, геохимические особенности указывают на участие в генезисе рудоносной магматической ассоциации глубинной (неистощенной) мантии. В качестве наиболее вероятной, исходя из анализа геодинамических обстановок, рассматривается модель «слэб-виндоу» активной трансформной окраины (Ханчук, 2000).

Анализ дизъюнктивной тектоники (Ициксон и др., 1959; Федчин, 1964; Сняжков, 1988) показывает существенную роль при формировании вулкано-тектонической депрессии разрывных нарушений северо-восточного направления, оперяющих региональный Хингано-Баджалский разлом, и, вероятно, связанных с ними близширотных зон повышенной трещиноватости, которые фиксируются полями даек плагио- и диабазовых порфиритов. Эти зоны, особенно на участках сочленения их с зонами север-северо-западных разрывных нарушений, имеют важнейшее значение в локализации оловянного оруденения. Северная зона повышенной трещиноватости вмещает Джалиндинское, Восточное, Таежное и Граничное месторождения (рис. 2); южная – Хинганское, Центральное и Березовское (Хинганский рудный узел), западная – Олонойское, восточная – Карадубскую группу месторождений.

Хинганское месторождение расположено в западной части района в толще риолитов (обманийских), прорванных силлообразной интрузией гранит-порфиров (хинганских), выходящей на поверхность и полого погружающейся к западу и востоку от месторождения. (рис. 3).

Ниже силла в риолитах распространены более мелкие дайки и пологие тела гранит-порфиров, интродуцированные близмеридианальной дайкой порфиритов, которая сопровождается мелкими апофизами северо-западного и субширотного направлений. Рудовмещающие структуры месторождения представлены крутопадающими телами брекчий (рис. 4), рассекающими вулканические и интрузивные породы, и сложенные их обломками, сцементированными тонкообломочным материалом этих же пород либо гидротермальными образованиями.

Тела брекчий, прослеженные до глубины 800 м, имеют четкие контакты с вмещающими породами и повсеместно интенсивно серицитизированы, хлоритизированы, а вмещающие их породы пропилитизированы. Они условно объединены в Восточную и Западную субмеридиональные зоны, которые на южном фланге примыкают к субширотной зоне Загадочной. На глубине 1300 м от поверхности скважинами вскрыты мусковит-топазово-кварцевые грейзены (рис. 3) с убогой молибденовой минерализацией (Коростелев и др., 1994).

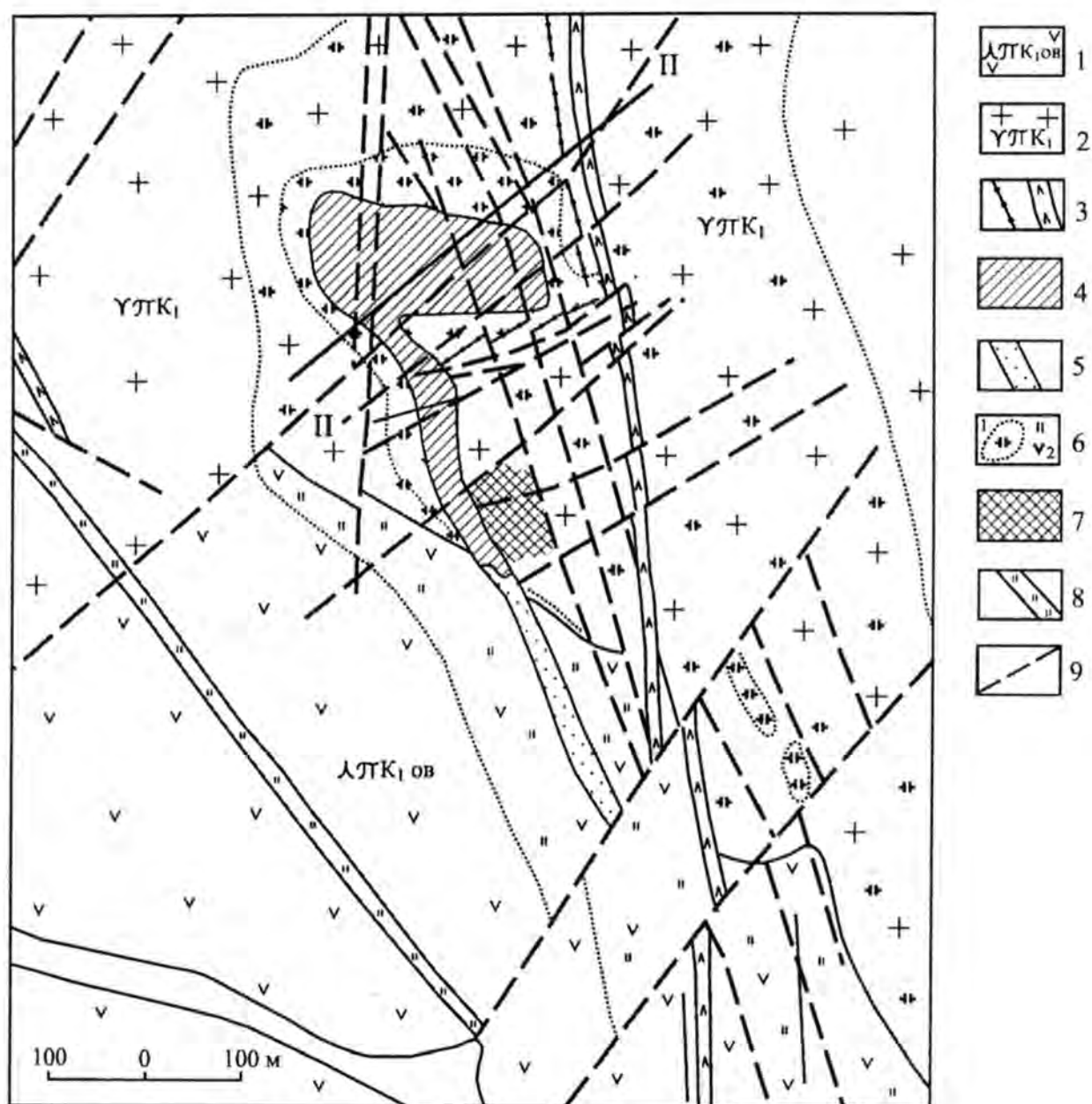


Рис. 3. Геологическая карта центральной части рудного поля (Ван-Ван-Е и др., 1992):

1 - риолиты; 2 - гранит-порфиры; 3 - дайки порфиров; 4 - брекчии гранит-порфиров; 5 - брекчии риолитов; 6 - хлоритизация и серицитизация гранит-порфиров (1) и риолитов (2); 7 - железисто-щелочные метасоматиты; 8 - серицит-кварцевые метасоматиты; 9 - тектонические нарушения

По данным Ю.А.Афони́на (1971) и Е.Я.Синякова (1988), брекчии формировались в результате одномоментной массовой дезинтеграции пород (эксплозивного брекчирования; Ицксон и др., 1959) и заполнения раскрывающихся полостей без существенного перемещения крупнообломочного материала. Тонкообломочный материал цемента перемещался на значительные расстояния. По трещинам им сформированы “галечные дайки” (Синяков, Афони́н, 1976; Синяков, 1986). А.Н.Пересторонин (1992, с. 42), признавая основным в формировании брекчий тектонический

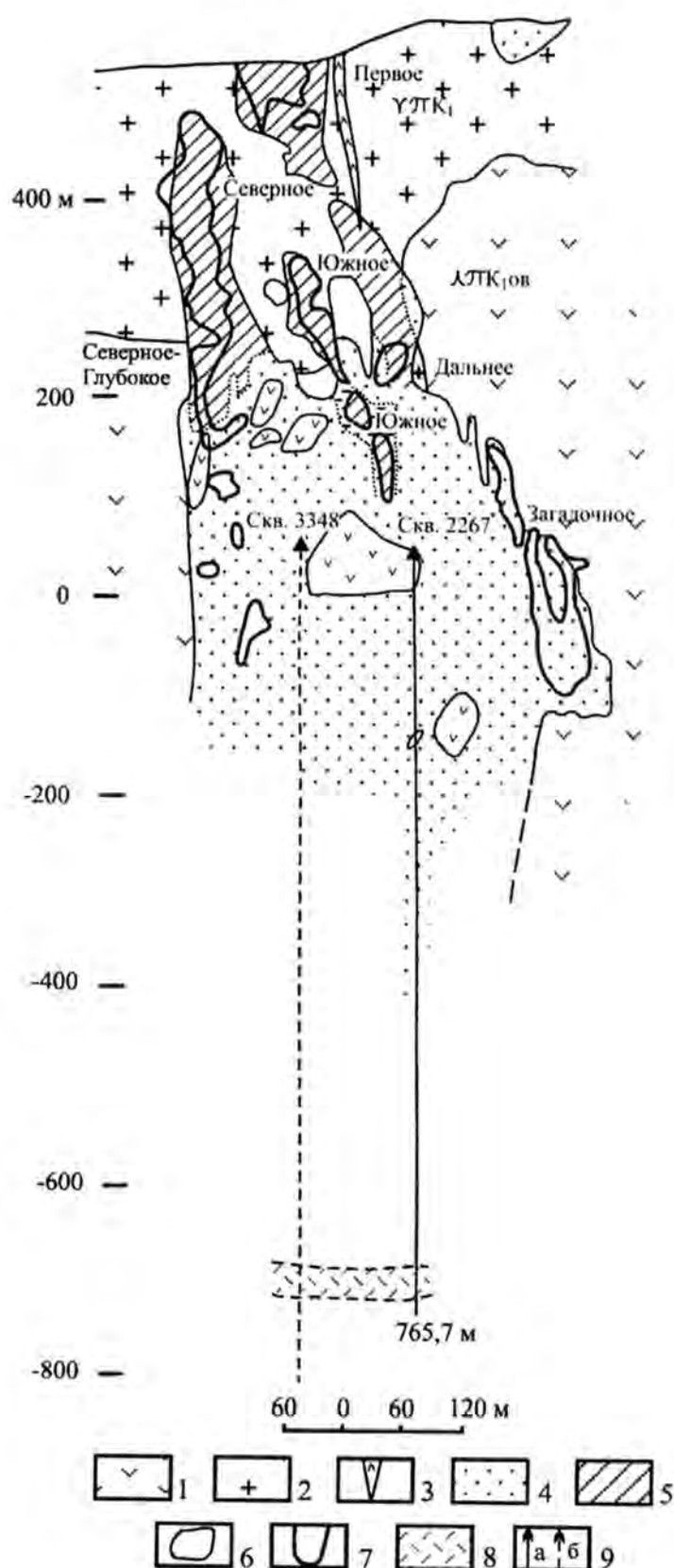


Рис. 4. Вертикальный разрез рудного поля Хинганского месторождения: профиль по скважинам 2267-3348-2267 (Коростелев и др., 1994):

1 - риолиты; 2 - гранит-порфиры; 3 - дайки порфиров; 4 - брекчия по риолитам; 5 - брекчия по гранит-порфирам; 6 - контуры брекчиевых зон; 7 - контуры рудных тел; 8 - грейзен; 9 - скважины (а - скв. 2267, б - проекция скв. 3348)

фактор, не исключал "проявления взрывов (прорывов) газов и дополнительного брекчирования, но лишь после тектонических подвижек".

Локализация месторождения среди кислых вулканитов, прорванных серией силлоподобных тел гранит-порфиров, позволяет отнести его к вулканогенным гидротермальным месторождениям по классификации В.И.Смирнова (1969). По вещественному составу руд (обилие сульфидов и хлорита на верхних горизонтах) оно отнесено первооткрывателями к касситерит-хлоритовому типу касситерит-силикатно-сульфидной формации или к переходному от касситерит-сульфидной к касситерит-кварцевой формации типу. Обилие в рудах флюорита с серицитом (гидромусковитом, скалитом), полевых шпатов, высокие температуры образования и пневматолитовый характер флюидных включений, особенно ранних этапов рудообразования, позволили нам рассматривать их в качестве кварц-касситерит-флюорит-адуляр-гидромусковитовых грейзенов (Гоневчук и др., 1984). Представление о принадлежности месторождения к касситерит-кварцевой формации подтверждает открытие на глубоких

(>1300 м) горизонтах топазово-слюдистых грейзенов (Коростелев и др., 1994). Показательно, что изотопный возраст слюды оказался идентичным для глубоких и верхних горизонтов – 95-97 млн. лет (Ishihara et al., 1997; Гоневчук, 2002).

Рудные тела в пределах брекчий – это штокверки, не имеющие геологических границ и оконтуренные по данным опробования. Они представляют собой крутопадающие трубообразные «рудные столбы», имеющие в поперечнике 20-50 м и протяженность по падению 300-400 м, в которых происходит ступенчатое жил, прожилков и просечек, сложенных кварцем, флюоритом, хлоритом, касситеритом и другими минералами гидротермально-метасоматического парагенезиса. Всего в составе руд и метасоматитов установлено более 80 минералов (Ициксон и др., 1959; Синяков, 1986; Лучицкая, 1989; Коростелев и др., 2000), из которых наиболее распространены кварц (30-60%), флюорит (10-40%), касситерит (до 15%), хлорит (8%). На долю других минералов приходится около 5%, из которых лишь 1-2% составляют сульфиды.

Собственно рудный процесс подразделяется разными авторами по различным принципам. Так Д.В.Рундквист (Ициксон и др., 1959) выделяет три последовательных парагенезиса: касситеритовый, сульфидный и безрудный (заклочительный). Н.В.Огнянов (1986), кроме стадии предрудных метасоматитов, выделил кварц-флюорит-касситеритовую и сульфидную, а Е.Я.Синяков (1988) – шесть стадий: флюоритовую, касситеритовую, хлорит-сульфидную, адуляр-каолинитовую, сидерит-кальцитовую и пиритовую, разделенные многократным подновлением брекчий с дроблением ранее образованных минералов, особенно флюорита, и формированием зонального касситерита, его частичным растворением и переотложением в виде каймы из новообразованных тонкоигльчатых разновидностей.

В целом признавая правомерность указанных схем, мы выделяем в рудоформировании Хинганского месторождения три этапа: предшествующий оловянному оруденению – пневматолитовый, собственно оловорудный – пневматолитово-гидротермальный и существенно сульфидный – гидротермальный (рис. 5).

Пневматолитовый этап проявился образованием слабо молибденоносных грейзенов, представленных на глубоких горизонтах месторождения и, частично, в обломках брекчий. Основная масса касситерита и сопутствующего ему вольфрамита, определяющих главную ценность месторождения, отлагалась в пневматолитово-гидротермальный этап, на что справедливо указывал Д.В.Рундквист (Ициксон и др., 1959). Завершает формирование месторождения гидротермальный этап, подразделяющийся на кварц-сульфидную, кварц-карбонатно-сульфидную и карбонат-флюоритовую стадии, с которыми связано основное количество сульфидных минералов.

Среди типов руд выделены (Ициксон и др., 1959; Синяков, 1986) прожилковые, штокверковые и брекчиевые. Первые из них преобладают во вмещающих породах за пределами контуров оловорудных тел и сложены преимущественно кварцем с сульфидами. Штокверковые руды представляют собой густую сеть прожилков в метасоматитах и сопровождают брекчиевые руды, в которых обломки вмещающих пород и цемент брекчий рассеяны трещинами, выполненными касситерит-флюорит-кварцевым или касситерит-хлоритово-кварцевым материалом. Состав рудных тел различается главным образом количественными соотношениями сопровождающих касситерит хлорита, флюорита, серицита, адуляра и сульфидов.

Кварц, флюорит и хлорит, являющиеся составной частью предрудных метасоматитов и руд Хинганского месторождения, образуют не менее четырех разновозрастных генераций.

Основная особенность флюорита – присутствие РЗЭ, которые преимущественно накапливались в «рудном» флюорите, ассоциирующем с касситеритом, где сумма лантаноидов в среднем достигает 468 г/т, в то время как в «дорудном» и «пострудном» 133.5 и 219.5 г/т соответственно (Лучицкая, 1989). *Хлорит* дорудных метасоматитов и заключительного этапа рудообразования это, главным образом, пеннин и клинохлор, а в околорудных метасоматитах и в собственно рудном парагенезисе – тюрингит. *Серицит*, значительно уступающий по распространенности хлориту, характеризует внешние ореолы метасоматитов и реже встречается в составе руд в виде оторочек вокруг агрегатов касситерита и флюорита. *Сидерит* присутствует, главным образом, на участках обогащенных сфалеритом и галенитом и почти не встречен с арсенопиритом. *Кальцит* часто с кварцем, хлоритом и флюоритом слагает поздние, секущие руды

Этапы, минеральные ассоциации	Пневматолитовый	Гидротермально-пневматолитовый	Гидротермальный		
	То-Сл-Мо	Кс-Кв	Кв-Сул	Кв-Кар-Сул	Ка-Фл
Кварц		Δ			
Хлорит		Δ			
Серицит,		Δ			
гидромусковит		Δ			
Полевые шпаты	— — —	Δ			
Сидерит					
Флюорит		Δ			— — —
Апатит	— — —	Δ	— — —		
Кальцит		Δ			
Топаз					
Мусковит		Δ			
Каолинит					
Касситерит				— — —	
Вольфрамит					
Молибденит		— — — (?)			
Арсенопирит	— — —	— — —		— — —	
Леллингит		— — —			
Халькопирит				— — —	
Борнит					
Сфалерит			— — —		
Галенит			— — —		
Пирит					— — —
Станнин			— — —		
Станноидит		Δ		— — —	
Моусонит		Δ			
Висмут самор.		Δ	— — —		
Серебро самор.		Δ	— — —		
Айкинит		Δ	— — —		
Матильдит		Δ	— — —		
Гессит		Δ	— — —		
Хедлиит		Δ	— — —		
Жозеит В		Δ	— — —		
Виттихенит		Δ	— — —		
Михараит		Δ	— — —		
Теннантит		Δ	— — —		
Возраст (млн. лет)	Мусковит $96 \pm 2,4^1$	Адуляр $95,8 \pm 2,0^1$			
T°C	650-450	450-350	350-200		200-100

Рис. 5. Парагенетическая схема рудообразования Хинганского месторождения:

1 - по (Ishichara et al., 1997); То - топаз, Сл - слюда, Мо - молибденит, Кв - кварц, Кс - касситерит, Сул - сульфиды, Кар - карбонаты, Ка - кальцит, Фл - флюорит

основной стадии, прожилки. Значительно реже встречаются полевые шпаты, представленные главным образом *адуляром*, в сростании с которым иногда присутствуют *альбит* и *анортотлаз*. *Апатит* относится к числу редких минералов в рудах, и, большей частью, заимствован из состава акцессорных минералов вмещающих пород. Однако, он широко распространен в Геологическом рудном теле (не менее 10% объема), где тесно ассоциирует с адуляром, что позволяет отнести его к гидротермальной разности. Нередко совместно с адуляром встречается *каолинит*, который некоторые исследователи (Ициксон и др., 1959; Синяков, 1988 и др.) считают гипогенным. Гипергенный

Таблица

Распределение элементов-примесей в рудных минералах Хинганского месторождения (г/т)

Элементы Минералы	Nb	Sc	In	Bi	Ag	Sb	Cd	Co	Ni
Касситерит (15)	$\frac{31-700}{161}$	$\frac{11-71}{20}$	$\frac{160-830}{424,7}$						
Арсенопирит (3)				$\frac{100-350}{235}$	$\frac{1-3}{2,5}$	не обн.		$\frac{3-5}{4,2}$	не обн.
Сфалерит (16)			$\frac{10-290}{91}$	$\frac{70-1600}{228}$	$\frac{30-160}{48}$	$\frac{30-40}{35}$	$\frac{2300-3900}{3150}$		
Галенит (22)			$\frac{2-18}{2,1}$	$\frac{740-22000}{6920 (22)}$	$\frac{140-64700}{5192}$	$\frac{70-80}{10}$	$\frac{27-210}{65}$		
Халькопирит (2)			$\frac{20-25}{22,5}$	$\frac{110-150}{130}$	$\frac{42-50}{46}$		$\frac{10}{10}$		

Примечание. 1 – в числителе – пределы содержаний, в знаменателе – среднее; 2 – в скобках – количество проб; 3 – не обн. – не обнаружено; 4 – пропуск – не анализировалось.

каолинит выполняет пострудные трещины, где он ассоциирует с лимонитом и новообразованным пиритом.

Касситерит – главный рудный минерал, отлагался совместно с хлоритом, образуя в нем метакристаллы, с флюоритом, серицитом и адуляром, и реже в виде самостоятельных разноориентированных прожилковидных обособлений, цементирующих брекчию. Иногда вокруг кристаллов касситерита в полостях отлагались оторочки его тонкоиглочатой разновидности. В обогащенных сульфидами рудах (рудные тела – Геологическое, Осеннее) касситерит присутствует в виде двух генераций: I – кристаллические формы и их сростки; II – субмикроскопические включения в халькопирите, являющиеся продуктом распада заключенных в нем станнина и станноидита. Концентрации In, W, Sc, Nb в касситерите Хинганского месторождения на 1-2 порядка выше чем в большинстве месторождений касситерит-силикатной формации (таблица).

Вольфрамит присутствует в рудных телах месторождения в количестве не более 100 г/т, хотя в отдельных штуфах содержание WO_3 достигает 7.5% массы. В рудах он тесно ассоциирует с касситеритом, порой замещая его, и сам корродируется и замещается сульфидами и шеелитом. В вольфрамите установлены (% мас.): WO_3 – 75.05, Fe_2O_3 – 23.20, MnO – 0.98, CaO – 0.06, Sc – 0.02, MgO – 0.06, TiO_2 – 0.09, SiO_2 – 0.51; сумма – 99.97, что позволяет отнести его к фербериту обогащенному скандием.

В составе всех рудных тел в переменных количествах присутствуют сульфиды и сульфосоли. Наиболее ранним из них является *арсенопирит*, образующий две генерации. Преобладающий арсенопирит I, образует рассеянную вкрапленность и небольшие гнезда в кварце, содержащем касситерит и корродирован другими сульфидами. В нем встречены микровключения широко распространенного на верхних горизонтах *леллингита*. В арсенопирите I установлены низкие содержания кобальта (3-5 г/т), относительно невысокие – висмута (100-380) и не обнаружены никель и сурьма, характерные для месторождений касситерит-силикатной формации. Арсенопирит II слагает мелкие (не более 0.1 мм) призматические зерна, иногда собранные в секториальные двойники.

Сфалерит отмечен в составе всех рудных тел. Он образует прожилки, гнезда и рассеянную вкрапленность в хлоритовых метасоматитах; совместно с галенитом и халькопиритом присутствует в кварц-сидеритовых прожилках, секущих касситеритсодержащие руды. Максимальные содержания сфалерита установлены в богатых сульфидами Геологическом ($Zn - 6.49\%$ мас.), Юбилейном и Загадочном ($0.48-3.76\%$ мас.). Он имеет крайне низкую железищность ($0.48-2.07\%$), относительно невысокое содержание индия, что характерно для преобладающей в рудах карбонатно-сульфидной ассоциации, и близкие к стандартным для сфалерита содержания кадмия. В сфалерите присутствуют эмульсионная вкрапленность халькопирита и станнина, каплевидные включения галенита и корродированные зерна арсенипирита I.

Галенит тесно ассоциирует со сфалеритом в обогащенных последним рудных телах. Реже он наблюдается в сростании с халькопиритом. Установлены также мирмекитовые сростания мелких зерен галенита с халькопиритом, самородным висмутом и айкинитом. Галенит Хинганского месторождения характеризуется высоким содержанием висмута и серебра, что частично связано с микровключениями самородного висмута, айкинита, висмутовых сульфосоединений, самородного серебра (таблица). Среди микровключений установлена минеральная фаза с соотношением $Bi:Ag = 1:1$, указывающая на присутствие в галените твердого раствора матильдита.

Халькопирит менее распространен в рудах, чем ассоциирующие с ним галенит и сфалерит, хотя на верхних горизонтах месторождения халькопирит и присутствующий с ним борнит слагают «меднорудные тела» (Ициксон и др., 1959). В нем обнаружены микровключения арсенипирита, сфалерита и галенита, эмульсионная вкрапленность сфалерита и станнина, субграфические вроски станноидита, а также субмикроскопические зерна касситерита – продукт распада станнина и станноидита. Халькопирит характеризуется низкими концентрациями Ag , Bi , In (таблицу) и высокими – Sn ($1300-2100$ г/т).

Борнит является редким минералом и макроскопически отмечен только в рудном теле Северное-Глубокое в сростании с халькопиритом и сфалеритом, хотя, как указывалось выше, входил в состав богатых медью руд на верхних горизонтах месторождения.

Сульфиды железа – пирит и пирротин, в рудах Хинганского месторождения крайне редки и встречаются только в наиболее обогащенных сульфидами рудных телах в виде микровключений главным образом в сфалерите и халькопирите. Гипергенный пирит встречен в позднем каолините.

Сульфостаннаты меди, железа и цинка – редкие минералы месторождения, представляют характерную группу, свойственную лишь субвулканическим условиям формирования руд. *Моусонит* – самый редкий из сульфостаннатов, образует мелкие (не более 0.01 мм) округлые выделения в борните или обрастает тонкими каемками его зерна. *Станноидит* распространен шире, чем моусонит и образует более крупные зерна (до 1 мм в поперечнике) по периферии выделений сульфидов, особенно на контакте халькопирита и сфалерита или в виде субграфических включений в халькопирите. Микронзондовым анализом в станноидите установлено (% мас.): $Cu - 40.2-37.12$; $Fe - 12.16-10.57$; $Zn - 3.51-3.90$; $Sn - 17.58-19.11$; $S - 29.93-28.99$. По нашему мнению, станноидит по оптическим и составу соответствует хинганиту, впервые описанному Д.В.Рундквистом (Ициксон и др., 1959).

Станнин по распространенности не уступает станноидиту и часто находится в сростании с ним. Чаше он ассоциирует со сфалеритом, образуя оторочки вокруг его зерен и эмульсионную вкрапленность, подчеркивающую внутреннюю структуру сфалерита.

Блеклая руда как и сульфостаннаты ассоциирует со сфалеритом, халькопиритом и борнитом, образуя в них микропрожилки, вкрапленность или окружая зерна тонкими оторочками. Микронзондовым анализом установлено, что блеклая руда относится к мышьяковой, богатой железом и цинком разновидности – теннантиту ($Cu-41.15$; $Fe-5.16$; $As-20.85$; $Zn-3.50$; $Pb-0.43$; $Ag-0.29$; $Bi-0.31$; $S-27.25$; сумма- 99.04% мас.).

Молибденит относится к числу мало распространенных минералов. В рудных телах он совместно с кварцем образует тонкие прожилки, секущие, не выходя за их пределы, обломки брекчии, сцементированные касситерит-кварцевым цементом. С кварцем, реже с полевым шпатом, молибденит присутствует в зонах грейзенизации на глубоких горизонтах месторождения. Концентрация молибдена в рудных телах обычно колеблется от 4 до 9 г/т, а в Загадочном рудном теле достигает 16.55 г/т. Еще более высокие содержания молибдена ($100-200$ г/т) обнаружены в

квершлага Дальнем (горизонт 40 м), вскрывшем на подходе к дайке порфириров зону кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов с прожилковой кварц-сульфидной (галенит-сфалерит-висмутовой) минерализацией.

Минералы висмута и серебра по парагенезисам и приуроченности к определенным типам руд объединяются в три ассоциации (Демашов и др., 1990): *галенит-сульфовисмутовую* (висмут- и серебросодержащий галенит, айкинит и висмут самородный), которая наблюдается в сростках со сфалеритом, реже с халькопиритом; *теллуридно-висмутовую* (висмут самородный, хедлейит, жозеит В и гессит), распространенную в касситерит-кварцевых, касситерит-флюоритовых, реже – сульфидных рудах; *виттихенит-борнитовую* (висмут самородный, виттихенит, михараит и серебро самородное), которая обнаруживается реже, чем две предыдущие, в ассоциации с борнитом, халькопиритом, сфалеритом и теннантитом.

Вопросы генезиса

Рассматривая проблему генезиса и стадийности формирования Хинганского месторождения, большинство исследователей приходит к мнению о сближенности во времени образования брекчий и отложения рудного вещества, происходящего в сложных тектонических условиях. В то же время, наличие кварц-молибденитовых прожилков, секущих обломки брекчий и не выходящих за их пределы в цементирующий рудный материал, позволяет выделить самостоятельный молибденовый этап, предшествующий этапу формирования оловоносных брекчий и совпадающий со временем формирования топазово-слюдястых грейзенов нижних горизонтов месторождения (Коростелев и др., 1994). Таким образом, формирование месторождения предполагается по следующей схеме (рис. 5): грейзенизация + кварц-молибденовая минерализация → образование брекчий → оловорудная минерализация → сульфидная минерализация. Источники оловорудной и молибденовой минерализации на Хинганском месторождении до сих пор не определены. Исходя из моделей формирования месторождений олова и молибдена, можно предполагать рудоносную гранитоидную интрузию под рудным полем месторождения. На Солнечном месторождении (Комсомольский район), например, ореол кварц-молибденитовых прожилков был вскрыт на 400 м выше кровли гранитной интрузии.

О сближенности во времени формирования молибденовой и оловорудной минерализации свидетельствуют данные К-Аг датирования (Ishihara et al., 1997) показавшие близость изотопных возрастов мусковита из молибденитсодержащих грейзенов (96,5 +/- 2,4 млн. лет) и адюляра из ассоциации с касситеритом (95,8 +/- 2,0 млн. лет). Эти данные не противоречат более ранним определениям К-Аг возраста гидротермальных минералов (Каталог..., 1977), которые оказываются значительно древнее, чем возраст оловоносных гранитов Карадубской площади (около 80 млн. лет; Гоневчук и др., 1987). Можно предположить, что эти граниты представляют наиболее позднюю фазу в эволюции продуцировавшего оловянную минерализацию магматического очага. Главный же этап рудообразования проявился, как это обычно бывает в подобных системах, в связи с главной магматической фазой. Ближайший пример тому – Правоурмийское месторождение Баджальской зоны (рис. 1), где возраст главной минерализации – около 90 млн. лет, в то время как поздние (грейзенизированные) лейкограниты имеют возраст около 75 млн. лет. (Гоневчук, 2002). На Хинганском месторождении главную рудоносную фазу магматизма могут фиксировать ультракалиевые “интрузивные кварцевые порфиры” (субинтрузивные порфиновые риолиты), обогащенные фтором, оловом и прорывающие хинганские гранит-порфиры (Гоневчук, 2002), либо еще не обнаруженные граниты главной фазы, с которыми, вероятно, связано появление грейзенов на глубоких горизонтах месторождения. Рассматривая проблему генезиса месторождения, мы считаем необходимым вновь подчеркнуть уже отмеченное выше взаимодействие глубинных (мантийных) и коровых источников магматических расплавов и флюидов. Оно фиксируется в результатах исследования магматических пород и руд геофизических данных, отмечающих существование локальных зон повышенного градиента силы тяжести на фоне обширных зон разуплотнения (Саксин и др., 1989).

Сложность физико-химических условий формирования Хинганского месторождения связана со сложными постмагматическими процессами, что отмечали все занимающиеся их изучением исследователи (Ициксон и др., 1959; Грушкин, Хельвас, 1974; Лучицкая, 1988; Хетчиков и др., 1993;

Коростелев и др., 1994). По их данным, в начальный этап становления месторождения происходило интенсивное преобразование большого объема пород в тектонически подготовленной зоне рудного поля под воздействием существенно газовых эманаций, обогащенных фторидами, хлоридами, углекислотой, а также повышенными концентрациями калия и магния. Это привело к образованию ассоциаций раннего *существенно пневматолитового* этапа – кварц-слюдисто-топазовых грейзенов (температурный режим 600-450⁰С) и молибденит-кварцевой минерализации. Оловянные руды отлагались из *пневматолитово-гидротермальных* растворов в условиях повторного перепада давлений с вскипанием рудообразующих растворов (450-350⁰С). Отложение сульфидов, поздних генераций касситерита, флюорита, карбонатов происходило из *гидротермальных* растворов (350-200⁰С). Формирование месторождения завершилось при циркуляции остывающих (200-100⁰С) гидротермальных растворов, участвующих в преобразовании ранних наименее устойчивых парагенезисов. Смена агрегатного состояния растворов и последовательное понижение температур сопровождалось неоднократными перепадами давления от 1500 до 50 бар, изменением концентрации хлоридно-углекислотных растворов от 45-50 до 5-10% мас. (в пересчете на хлорид натрия) и их кислотно-щелочных характеристик от кислых и слабо кислых на раннем этапе до близонейтральных на этапе отложения оловянных руд и слабощелочных-щелочных на заключительных этапах формирования месторождения. На сложность состава минералообразующих растворов указывают Т.М.Сущевская с соавторами (2002, стр. 1349), отметившие повышенную роль К по сравнению с Na, при "равных соотношениях хлорида с фторидом, а к концу стадии и с бикарбонатом". Изучение изотопного состава кислорода и водорода позволило этим авторам сделать выводы о глубинной магматогенной природе флюида при осаждении касситерита и широком участии в процессе минералообразования вод метеорогенного генезиса.

Хинганское месторождение обычно характеризуется как объект монометалльных оловянных руд: суммарное содержание сульфидов в них редко превышает 1.0-1.5% массы и лишь на отдельных участках рудных тел (Юбилейное, Геологическое) достигает 3-6%, главным образом за счет наложения на касситерит-кварцевые руды карбонатно-сульфидных (галенит-халькопирит-сфалеритовых) жил и прожилков. Концентрация арсенопирита – 0.2-0.32, редко, 0.5% массы. Вместе с тем, как и на большинстве оловорудных месторождений ДВ региона, руды здесь комплексные за счет: 1) повышенных концентраций элементов-примесей в касситерите и, прежде всего, индия; 2) присутствия в рудах минералов висмута и серебра, которые, благодаря удельному весу равному или превышающему удельный вес касситерита, при обогащении отходят в оловянный концентрат; 3) высокой концентрации в рудах богатого редкими землями флюорита, который в конце 70-х – начале 80-х годов прошлого столетия успешно извлекался и поставлялся потребителям, в том числе в Японию. С учетом этих факторов, по нашему мнению, Хинганское месторождение правомерно рассматривать как крупный (суперкрупный) объект стратегического сырья. Результаты его изучения могут быть основными критериями при поисках и прогнозной оценке подобных объектов.

Литература

1. Афонин Ю.А. Природа брекчий Хинганского оловорудного месторождения // Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М.: Наука, 1971. С. 105-112.
2. Брянский Л.И. Глубинная структура Хинганского рудного района // Глубинное строение и полезные ископаемые Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 38-45
3. Ван-Ван-Е., Орлова Т.А. Пельцман И.С. Атлас многофакторных моделей оловорудных месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: ПО Дальзорогеодезия, 1992. 168 с.
4. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез // Владивосток: Дальнаука, 2002. С. 53-86.
5. Гоневчук В.Г., Кокорин А.М., Коростелев П.Г. и др. Оловорудные формации юга Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 1984. № 6. С. 72-81
6. Гоневчук В.Г., Семеняк Б.И., Коростелев П.Г. Хингано-Охотский металлогенический пояс в концепции террейнов // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. В. 1. С. 35-54.
7. Гоневчук В.Г. Герасимов Н.С., Гоневчук Г.А. Граниты Хингано-Олонойского рудного района // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 150-157.
8. Грушкин Г.Г., Хельвас И.Г. Физико-химические условия оловорудного месторождения Хинган // Записки ВМО. 1974. Ч. 103. В. 2. С. 219-240.

9. Демашов С.Б., Гвоздев В.И., Недашковский А.П. Серебро-висмутовая минерализация месторождений Хингано-Олонойского района // Минеральные ассоциации месторождений олова и вольфрама Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 82-92.
10. Ициксон Г.В. Гидротермальные изменения вмещающих пород оловорудного месторождения. Л.: Госгеолтехиздат, 1956. 134 с.
11. Ициксон Г.В., Рундквист Д.В., Павлова И.Г., Козлов В.А., Щербинин И.С., Огнянов Н.В. Оловорудные месторождения Малого Хингана. Л.: Труды ВСЕГЕИ, 1959. Т. 27. 342 с.
12. Ициксон М.И. Распределение оловорудных месторождений в складчатых областях // Советская Геология. 1958. № 1. С. 86-114.
13. Коростелев П.Г., Демашов С.Б., Кокорин А.М. и др. Топазовые грейзены Хинганского месторождения // Тихоокеанская геология. 1994. № 3. С. 117-124.
14. Коростелев П.Г., Семеняк Б.И., Демашов С.Б. и др. Некоторые особенности вещественного состава руд месторождений Хингано-Олонойского района // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. В. 1. С. 202-225.
15. Лучицкая М.И. Физико-химические условия формирования касситерит-кварц-флюоритовой минеральной ассоциации (на примере Хинганского месторождения): Автореферат диссертации к. г.-м. н. М. 1988. 23 с.
16. Огнянов Н.В. Геология оловорудных районов и месторождений Хингано-Охотской оловоносной области // Геология оловорудных месторождений СССР. М.: Недра, 1986. Т. 2. Кн. 1. С. 340-399.
17. Пересторонин А.Н. О строении и механизме формирования столбообразных ослабленных зон в узлах пересечения разрывов (на примере Хинганского месторождения) // Тихоокеанская геология. 1992. № 1. С. 38-47.
18. Саксин Б.Г. Геолого-геофизическая модель и оценка перспектив Хингано-Олонойского оловорудного района // Советская Геология. 1987. № 10. С. 60-66.
19. Саксин Б.Г., Маловицкая Н.Л., Борисенко С.С. Глубинное строение и связь с ним оруденения в Хингано-Олонойском районе // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С. 52-57.
20. Сняжков Е.Я. Особенности структуры и перспективы глубоких горизонтов Хинганского оловорудного месторождения. Автореферат диссертации к. г.-м. н. Владивосток. 1986. 23 с.
21. Сняжков Е.Я. Оловоносность Хингано-Олонойского района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 34-56.
22. Сняжков Е.Я., Афонин Ю.А. "Галечные дайки" Хинганского оловорудного месторождения // Геология и геофизика. 1976. № 9. С. 109-115.
23. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1969. 508 с.
24. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербенко И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 52-62.
25. Сушевская Т.М., Устинов В.И., Веливецкая Т.А., Присягина Н.И. Генетические особенности гидротермальных растворов оловорудного месторождения Хинганское // Геохимия. 2002. № 12. С. 1348-1351.
26. Федчин Ф.Г. Особенности структуры, магматизма и оловоносности Хингано-Олонойского прогиба. М.: Наука, 1964. 151 с.
27. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.
28. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Раткин В.В., Демашов С.Б. Флюидный режим формирования Хинганского оловорудного месторождения (по данным изучения включений в минералах) // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 78-87.
29. Ishihara S., Gonevchuk V.G., Gonevchuk G.A. et al. Mineralization age of granitoid-related ore deposits in the Southern-Russian Far East // Resource Geology. 1997. 47 (5). Pp. 255-261.

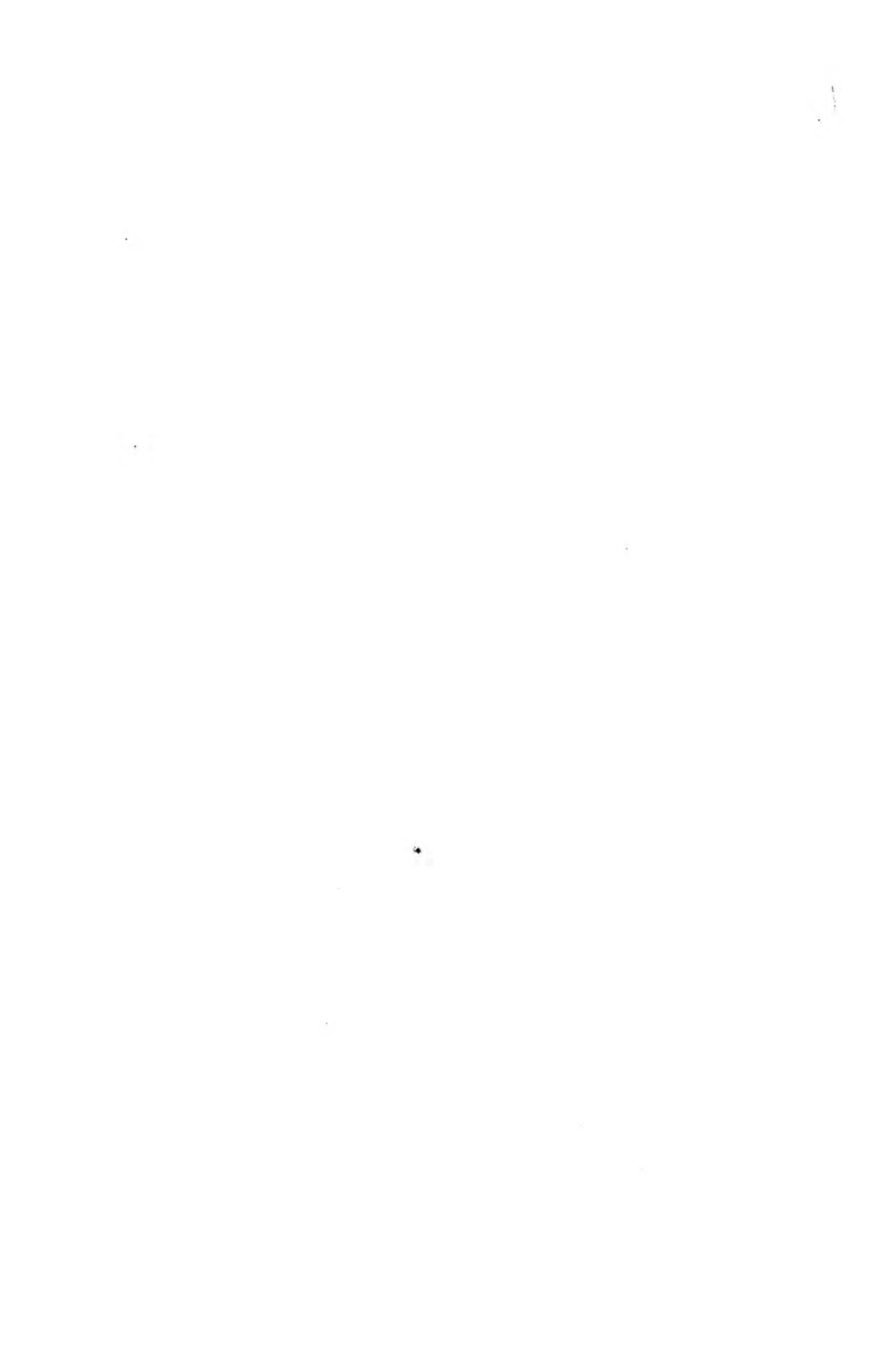


Раздел



АЛМАЗЫ, РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И СОПУТСТВУЮЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ





КИМБЕРЛИТОВЫЙ И ЛАМПРОИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕГО МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ

О.А.Богатиков, В.А.Кононова, В.А.Первов, А.А.Носова, Е.В.Юткина, И.А.Кондрашов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

В начале 80-х годов XX века в районе г. Архангельска были обнаружены трубки кимберлитов девонского возраста с промышленным содержанием алмазов. По размерам среди них выделяются крупные (20–50 га) и средние (5–20 га), а по содержанию алмазов – они классифицируются как среднеалмазоносные (Харьков и др., 1998). Следует учитывать, что промышленную значимость алмазных месторождений определяют, наряду с размерами и концентрацией полезного компонента, также крупность, качество, физические свойства алмазов.

В последние годы в связи с общим увлечением алмазоносным магматизмом появилось множество публикаций по новым объектам на территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП), в том числе в Карелии, Белоруссии, Украине, возраст которых варьирует от палеопротерозоя до девона. С нашей точки зрения, некоторые из них отнесены к кимберлитам или лампроитам без достаточных оснований. В этой связи в настоящую статью включены некоторые результаты проверки корректности отнесения ряда комплексов к кимберлитам или лампроитам. Кроме того, приведен анализ главнейших эпох проявления кимберлитов и лампроитов в пределах ВЕП, а также результаты сопоставления петрогеохимических и изотопных особенностей кимберлитов Архангельской провинции с рядом других объектов ВЕП и Мира. Полученные к настоящему времени данные позволили определить наиболее продуктивный возрастной интервал кимберлитового магматизма, а также индикаторные характеристики кимберлитов, позволяющие судить об их источниках и продуктивности.

Оценка достоверности идентификации комплексов с кимберлитами или лампроитами

Большинство объектов, идентификация которых как кимберлитов или лампроитов вызывает сомнение, относятся к палеопротерозою (массивы Элисенваара, Черниговский, Западного Приазовья). Неопределенность диагностики пород, возможно, связана с высокой степенью их изменения. Среди девонских трубок Жлобинского поля кимберлиты пока также не были обнаружены. Приведем некоторые примеры.

Массив Элисенваара (Приладожье), в котором по сведениям Р.А.Хазова (1993) было обнаружено 10 обломков кристаллов алмаза в 100 г мегакристов слюды. Однако анализ аналогичной пробы, выполненный по нашей просьбе в лаборатории фирмы Де-Бирс (г. Йоханесбург), дал отрицательный результат. Исследования этого массива (Кононова et al., 2000) показали, что по целому ряду признаков (состав, время, тектоническая обстановка) слагающие его породы не могут быть отнесены к перспективным на алмазы. В частности, породы развиты в области свекофенской складчатости и по возрасту (1750 млн. лет) отвечают поздне- и посторогенному ее этапам. Они имеют исключительно низкие содержания Zr, Nb и Ta, что характерно для орогенных магматитов, связанных с зонами субдукции или коллизии. Ассоциация представлена преимущественно субщелочными основными породами с невысоким содержанием MgO (до 10 мас.%). В них не встречен оливин, а темноцветные минералы обладают невысокой магнезиальностью ($Mg/(Mg + Fe)$ до 0.77 в клинопироксене мегакристов). Комплекс геохимических и минералогических параметров пород позволяет относить их к группе субщелочных лампрофиров и их полнокристаллических аналогов (щелочных габброидов), которые, как правило, не являются алмазоносными породами.

Черниговский (Новополтавский) комплекс (возраст около 2000 млн. лет). Среди карбонатитов были обнаружены небольшие по размерам (обычно до 10 м) тела (дайки) кимберлитовых карбонатитов (Глевасский, Кривдик, 1981). В их минеральном составе отмечены оливин (серпентин), флогопит, кальцит. Высказывалось мнение (Глевасский, Кривдик, 1981), что это промежуточные по составу породы между кимберлитами и карбонатитами. Судя по химическому составу пород этого комплекса, в том числе слишком низким содержаниям TiO_2 и SiO_2 , эти породы значительно отличаются

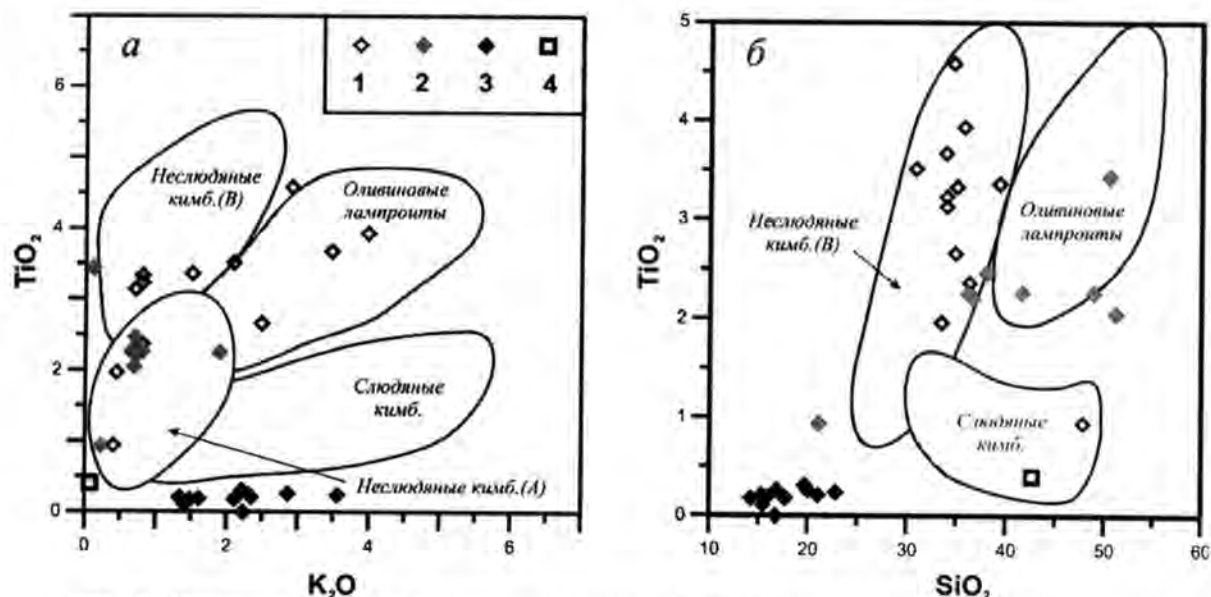


Рис. 1. Вариации порообразующих окислов в породах, классифицированных как кимберлиты (аналитические данные по Цымбал и др., 1999; Раздорожный и др., 1998; Глевасский и др., 1981):

1 - кимберлиты Кировоградского блока (Лелековский участок), 2 - кимберлиты Кировоградского блока (Щерсовский участок), 3 - кимберлитовые карбонаты Черниговского (Новополтавского) массива, 4 - Кимберлиты Западного Приазовья

от кимберлитов. Это наглядно демонстрируют диаграммы $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$, $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 1), на которых проанализированные образцы располагаются вне полей кимберлитов и лампроитов.

Западно-Приазовский комплекс (возраст 2000–1720 млн. лет). Комплекс в основном представлен калиевыми ультрамафитами, которые украинскими геологами рассматриваются как интрузивные аналоги лампроитов. Так называемый "кимберлит" практически не содержит K_2O , поэтому на диаграмме $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2$ (рис. 1а) соответствующая ему точка попадает вне поля даже неслюдяных кимберлитов. На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ (рис. 1 б) в связи с низким содержанием титана этот образец попадает в нижнюю часть поля слюдяных кимберлитов. Такой состав не позволяет классифицировать эту породу как кимберлит без дополнительных исследований.

Большинство калиевых ультрамафитов Западного Приазовья, в том числе породы трубок Мрия, Конка, лишь по некоторым параметрам напоминают породы лампроитовой серии (Раздорожный и др., 1999). На дискриминантной диаграмме (рис. 2, поля указаны по Foley et al., (1987) по содержанию CaO и Al_2O_3 половина образцов действительно попало в поле лампроитов.

Однако, содержание ряда индикаторных окислов (TiO_2 , K_2O) значительно ниже, чем это характерно для лампроитов даже миаскитового ряда, в частности, для лампроитов Алдана или Испании. Кроме того, минералы калиевых ультрамафитов Западного Приазовья отличаются от минералов лампроитов, даже миаскитового ряда. В частности, флогопиты характеризуются слишком низкими содержаниями TiO_2 . Обращает на себя внимание присутствие ортопироксена – это достаточно необычно для лампроитов, хотя этот минерал отмечался в миаскитовых лампроитах Испании.

Дайки "метаультрабазитов" (горнблендитов) Западного Приазовья, судя по химическому составу (Глевасский, Кривдик, 1985), не имеют отношения к породам лампроитовой серии. Как видно на дискриминантной диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ (рис. 2), большинство образцов обогащено кальцием и попадают в поле камафугитов. В составе этих пород обращают на себя внимание низкие концентрации K_2O и MgO , что также не характерно для пород лампроитовой серии.

Жлобинский комплекс (Беларусь, возраст – франкий ярус позднего девона). В породах восьми трубок Жлобинского поля обнаружено 18 мелких (до 0.2 мм) кристаллов алмаза, от 1 до 5 в каждой из них. Породы трубок принадлежат двум сериям: щелочно-ультраосновной (магнезиальные

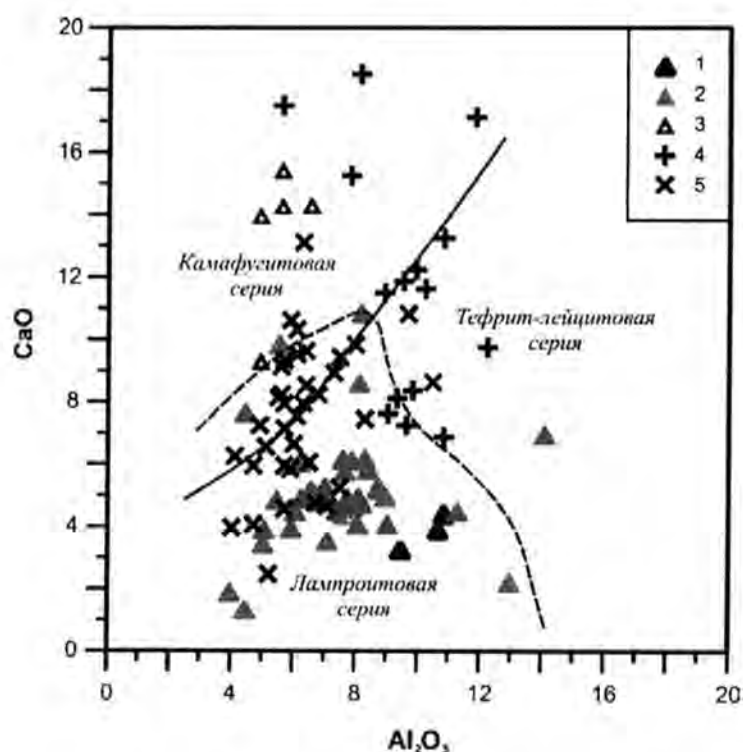


Рис. 2. Вариации CaO и Al_2O_3 в лампроитах и других калиевых породах. Поля пород калиевых серий по Foley et al., 1987:

1 - лампроиты Черкасского комплекса (Гейко и др., 1991), 2 - калиевые ультрабазиты Западного Приазовья (трубки Мрия, Конка и др. по Раздорозный и др., 1999), 3 - дайки метаультрабазитов Приазовья (Раздорозный и др., 1999), 4 - лампроиты Порьей Губы (Никитина и др., 1999), 5 - лампроиты Костомукши (Никитина и др., 1999)

ультраосновные породы умеренно повышенной щелочности – щелочные пикриты, оливиновые мелилититы и др.) и щелочно - базальтоидной (ультраосновные фойдиты – оливиновые меланефелиниты, меланефелиниты). Судя по составу барофильных минералов (гранат, хромшпинелиды, клинопироксен), их источниками могли быть лерцолиты, дуниты-гарцбургиты, эклогиты, вебстериты. Описаны лишь единичные находки минералов спутников алмазной ассоциации. Судя по опубликованным данным (Штефан, 1999), из пород выделены гранаты широкого спектра составов, среди которых имеются и магнезиальные разновидности. Однако в область стабильности алмаза попало лишь одно зерно граната из оливинового мелилитита. Авторские геохимико-петрологические исследования пород этого поля, проведенные в ИГЕМ РАН с использованием коллекции образцов, предоставленных нам в БелНИГРИ, и анализ опубликованных данных позволяют сделать вывод (Первов и др., 2004) о том, что кимберлиты отсутствуют в породной ассоциации Жлобинского поля.

Эпохи проявления кимберлитов и лампроитов в пределах ВЕП

Собственно платформенный магматизм в пределах ВЕП начался с излияния базальтов на восточной окраине Фенно-Скандинавского щита около 1700 млн. лет назад. Однако комплексы кимберлитов и лампроитов возникали и в более ранние эпохи, но только на щитах – Балтийском и Украинском (рис. 3).

Этот период времени (1900–1600 млн. лет) К.А.Шуркин с соавторами (Шуркин и др., 1976) выделяли как субплатформенный этап. Всего же на ВЕП выделяются четыре эпохи рассматриваемого магматизма (таблица 1) за период около 2 млрд. лет, причем отмечается перерыв (1000–650 млн. лет назад), в рамках которого проявления кимберлитов и лампроитов пока не известны. Приведем краткую характеристику проявлений кимберлитов и лампроитов на ВЕП.

Палеопротерозой

В палеопротерозое на востоке Фенно-Скандинавского щита, как и на Украинском щите, сформировались единичные комплексы, сложенные лампроитами (порьегубский) и кимберлитами (кировоградский). Признаки алмазоносности в них не установлены.

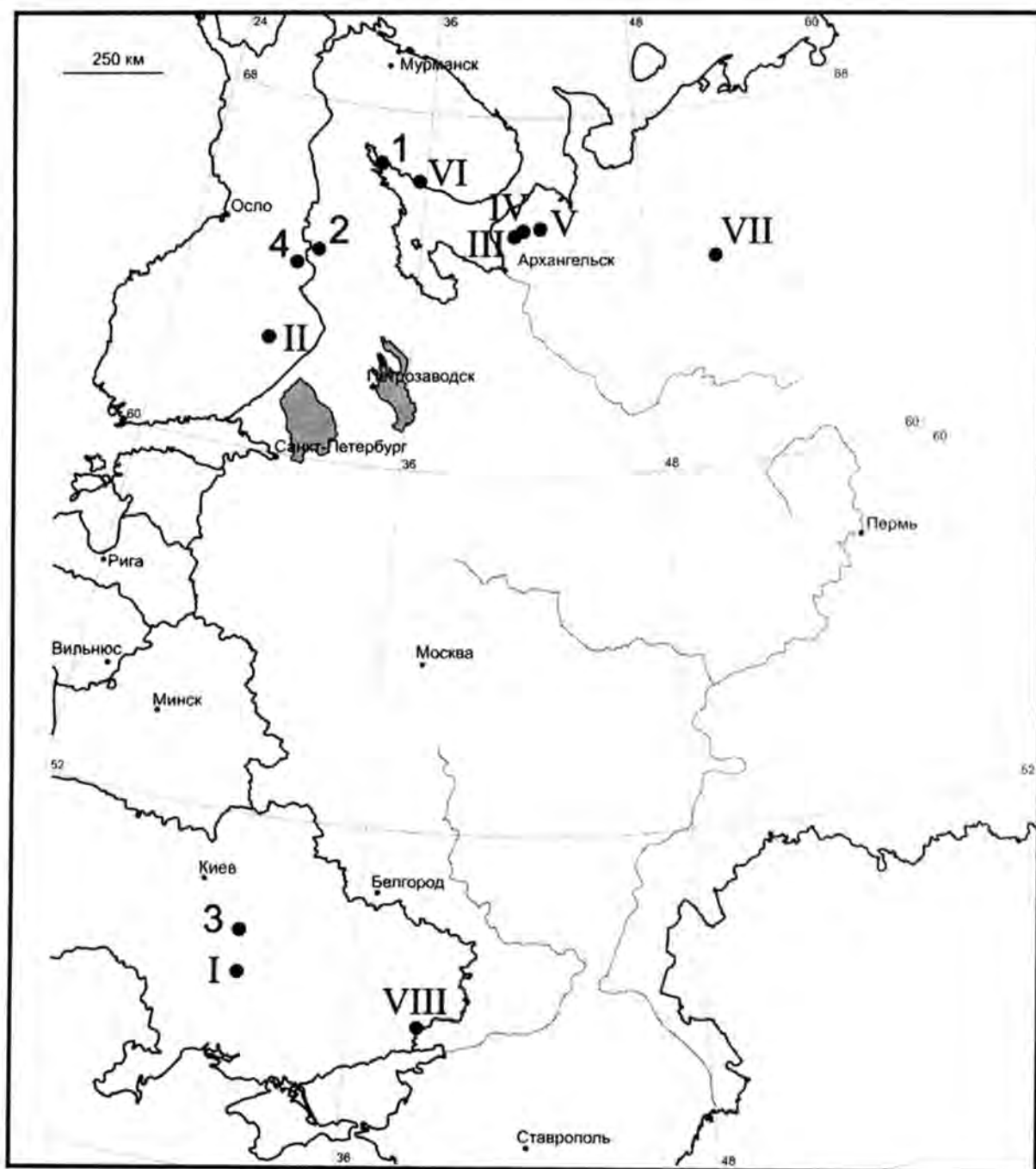


Рис. 3. Кимберлиты и лампроиты Восточно-Европейской платформы;

цифры на карте: I-VIII - комплексы кимберлитов (I - кировоградский*, II - Каави, Финляндия**, III - золотицкий***, IV - верхотинский***, V - кепинский**, VI - терскобережный**, VII - умбинский*, VIII - восточно-приазовский*); 1-4 - комплексы лампроитов (1 - порьегубский*, 2 - костомукшский**, 3 - черкасский*, 4 - Кухмо**, Финляндия). Алмазоносность комплексов: * - потенциально алмазоносные (алмазы не обнаружены), ** - алмазоносные (обнаружены единичные кристаллы или обломки алмазов), *** - промышленно алмазоносные

Таблица 1

Главные эпохи проявления потенциально алмазоносного магматизма
Восточно-Европейской платформы

Эпохи проявления потенциально алмазоносного магматизма	Комплексы	
	кимберлитов	лампроитов
Палеопротерозой (1900-1600 млн. лет)	I. кировоградский*	порьегубский* (1)
Нижний-средний рифей (1600-1000 млн. лет)		костомукшский** (2) черкасский* (3)
	Кухмо, Финляндия ** (4)	
Венд-кембрий (650-500 млн. лет)	II. Каави, Финляндия**	
Средний палеозой (470-355 млн. лет)	III. золотицкий *** IV. верхотинский *** V. кепинский** VI. терскобережный** VII. умбинский** VIII. восточно-приазовский*	

Примечание. Алмазоносность комплексов: * - потенциально алмазоносные (алмазы не обнаружены), ** - алмазоносные (обнаружены единичные кристаллы алмазов), *** - промышленно-алмазоносные. Цифры в таблице соответствуют цифрам на карте

Порьегубский комплекс (возраст 1720 млн. лет), восточная часть Фенно-Скандинавского щита. Отнесение всех даек Порьей губы к лампроитам не является бесспорным. На петро- и геохимических диаграммах наблюдается отчетливое разделение полей и трендов фигуративных точек пород порьегубского и достоверно относящихся к лампроитам костомукшского комплексов (рис. 2), указывающее на принадлежность их к различным типам щелочных пород, а также на различие условий выплавления и геохимических особенностей исходных магм. Одни исследователи относят порьегубские породы к калишпатовым лампроитам (Проскураков, Увадьев, 1992), другие – к высококалиевым слюдястым лампрофитам (Иванников, Рухлов, 1996). Л.П.Никитина с соавторами (1999) среди даек порьегубского комплекса выделяют две группы пород, различных по K/Na отношению. Однако, они отмечают, что породы обеих групп на всех диаграммах образуют единые тренды и кажется достаточно обоснованным рассматривать их как единый комплекс. Параметры состава пород и минералов позволяют относить породы порьегубского комплекса к лампроитам переходного типа. Алмазоносность не установлена.

Кировоградский комплекс (возраст около 1800 млн. лет), Украинский щит. Наибольшего внимания заслуживают кимберлиты Лелековского и Щорсовского участков (Кировоградский блок). Судя по уровню содержания порообразующих компонентов (Цымбал и др., 1999), они напоминают кимберлиты Кепинского поля Архангельской провинции. Обращают на себя внимание довольно высокие содержания TiO_2 (до 4%), умеренные Al_2O_3 (в большинстве образцов около 2–4%) и MgO (20–26%). На диаграммах эти составы попадают в поля преимущественно неслюдяных кимберлитов (рис. 1 а, б), однако частично смещаются в поле оливиновых лампроитов. При этом довольно большое количество образцов попадает вне полей кимберлитов или лампроитов. Подчеркнем, что

вопрос о принадлежности рассмотренных пород к кимберлитам или оливиновым лампроитам (есть аргументы в пользу обеих точек зрения) продолжает дискутироваться. Кимберлиты Кировоградского блока относятся к неалмазоносным разновидностям. Украинские геологи прогнозируют наличие кимберлитового поля линейного типа вдоль Кировоградско–Александровского глубинного разлома мантийного заложения.

Нижний–средний рифей

Для этого возрастного интервала известны данные по двум комплексам лампроитов – в Карельском блоке Фенно-Скандинавского щита (костомукшский) и на Украинском щите (черкасский). В материалах 8-ой Международной кимберлитовой конференции (Канада, 2003) появилось сообщение о районе Кухмо (Финляндия), где проявлены породы переходного состава между кимберлитами и оливиновыми лампроитами (O'Brien et al., 2003).

Костомукшский комплекс (возраст 1230 млн. лет) по совокупности вещественных признаков (парагенезис минералов, состав основных породообразующих минералов, петрохимические, геохимические и изотопные параметры щелочно-ультраосновных пород) дайковых серий принадлежит к лампроитовой серии и, в частности, к оливиновым лампроитам, т.е. породам наиболее перспективным с точки зрения алмазоносности. Действительно, алмазы были обнаружены в оливин-флогопитовых и оливин-лейцитовых лампроитах (Проскуряков, Увадье, 1992). При отборе проб весом 60 кг обнаружены кристаллы алмаза, размером преимущественно менее 1 мм, а также обломки кристаллов крупнее 1 мм (Никитина и др., 1999). Под Балтийским щитом сохранились алмазоносные мантийные породы.

Черкасский комплекс (возраст 1370 млн. лет) представлен лампроитами, а именно миаскитовыми лампроитами, о чем свидетельствуют следующие особенности их состава: 1) содержание породообразующих окислов (SiO_2 , TiO_2 , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5) и их отношения соответствуют интервалам, указанным Р.Митчеллом для лампроитов (Mitchell, Bergman, 1991), и только содержание Al_2O_3 в отдельных анализах несколько превышает указанный в этой работе уровень (4–10), что характерно для миаскитовых разновидностей этих пород (Гейко и др., 1991); 2) из числа темноцветных породообразующих минералов обращает на себя внимание флогопит, который отвечает составам этого минерала из лампроитов миаскитовой серии, судя по пониженному составу титана, магния, повышенному – железа; 3) на дискриминантной диаграмме (рис. 2, поля указаны по Foley et al., 1987) все три опубликованных анализа действительно попали в поле лампроитов.

Комплекс Кухмо (Финляндия). Возраст комплекса 1250 млн. лет, получен U-Pb методом по перовскиту (O'Brien et al., 2003). Комплекс представлен породами промежуточного состава между кимберлитами II (оранжиты по терминологии Р.Митчелла (Mitchell, 1995)) и оливиновыми лампроитами. Упоминается, что породы по составу, минералогии и изотопии похожи на кимберлиты Ломоносовского месторождения Архангельского региона. Район рассматривается как перспективный на алмазы (O'Brien et al., 2003).

Венд–кембрий

В Финляндии известно поле кимберлитов (возраст 589–626 млн. лет – U-Pb определения по перовскиту) на востоке центральной части страны – район Каави–Куопио (O'Brien et al., 1999, 2003). Они по составу близки к кимберлитам I группы Южной Африки (O'Brien et al., 1999). Около двух десятков трубок и даек прорывают гнейсы фундамента архейского возраста и метаосадки аллохтона протерозойского возраста. В тектоническом плане они залегают в пределах Карельского кратона вблизи границы со Свекофенским блоком.

Средний палеозой

В среднепалеозойское время проявления кимберлитового (иногда промежуточного состава между кимберлитами и лампроитами) магматизма фиксируются вдоль всех (исключение – пограничные районы с Уралом) окраин ВЕП.

Северная окраина Восточно-Европейской платформы. Здесь к настоящему времени выявлена субширотная цепочка ареалов кимберлитового, местами алмазоносного, магматизма (протяженность около 1000 км), включая районы Кандалакши, Терского Берега, Архангельска, Среднего Тимана. Все

Таблица 2

Характеристика кимберлитов северной окраины Русской платформы

Район	Финляндия		Кандалакша	Терский Берег	Архангельск	Средний Тиман
	Каави	Кухмо				
Объекты	19 трубок и даек	трубки	брекчированная дайка (мощность 1-1.5 м)	рой трубок и даек	>30 трубок и силлов	3 трубки
Типы пород	кимберлиты (большинство алмазоносные)	кимберлиты переходного типа/оливиновые лампроиты	монтгеллитовый кимберлит (алмазы не установлены)	кимберлиты (две трубки алмазоносные)	кимберлиты (слабые и слабо слюдяные) (два месторождения алмазов)	кимберлиты (слабые и слабо слюдяные) (алмазы не установлены)
Возраст кимберлитов, млн. лет	583-626	1250	365	382	367	390
Ассоциирующие породы	лампрофиры			мелилититы	пикриты, мелилититы, базальты	базальты
Фундамент	архейские (3.5 млрд. лет) гнейсы фундамента и протерозойские (1.9-1.8 млрд. лет) метаосадки аллохтона		позднеархейские мигматиты и амфиболиты	позднеархейские гнейсы	поздний архей, ранний и поздний протерозой	поздний архей, поздний протерозой (сланцы, песчаники)
Тектоническое положение	Карельский кратон		Кандалакшский грабен, сформированный на месте рифейского авлакогена	Зимнебережный грабен, сформированный на месте рифейского авлакогена	разломы в пределах рифейских авлакогенов	разломы в пределах рифейских авлакогенов

Примечание: данные по Финляндии по Н. O'Brien et al., 2003

эти проявления имеют близкий возраст и сходные геолого-тектонические условия образования (палеозойские разломы или грабены, приуроченные к рифейским авлакогенам) (таблица 2). В таблицу помещены также данные по кимберлитам Финляндии, хотя они имеют более древний возраст, но важны для сопоставления.

Терскобережный комплекс (460 млн. лет) представлен кимберлитами, слагающими две трубки, размером 30 x 40 и 100 x 100 м. В более крупной ("Ермаковская-7") установлены алмазы размером 0.1–1 мм. Возраст комплекса, который по данным разных авторов попадал в интервал 360–380 млн. лет, по-видимому, значительно (примерно на 100 млн. лет) более древний: по данным Т.Б.Баяновой (2002) Rb-Sr изохрона дала возраст 465 ± 12 млн. лет, а возраст по Sm-Nd изохроне составил 457 ± 46 млн. лет, т.е. близок некоторым кимберлитам Финляндии.

Зимнебережный комплекс (возраст оценивается как девонский, 360–380 млн. лет) включает две площади промышленных месторождений алмазов (им. М.В. Ломоносова и Верхотина). Согласно протоколам ГКЗ СССР (1987 год) и ЦКЗ СССР (1991 год) запасы алмазов трубок Архангельская, им. Карпинского-1, им. Карпинского-2, Пионерская и им. Ломоносова квалифицированы как балансовые, подготовленные к промышленному освоению открытым способом до глубины 460 м. По размерам достоверных разведанных запасов алмазов месторождение им. М.В. Ломоносова относится к разряду

средних месторождений (Харьков и др., 1998). Результаты минералогических исследований алмазов, их сортировки и оценки свидетельствуют о высокой доле сырья ювелирного качества (более 60%). В последние годы было открыто новое месторождение алмазов – трубка им. В.Гриба в Верхотинском поле.

Умбинский комплекс (390–400 млн. лет) на Тимане, где известно три кимберлитовые трубки, из которых только в одной керновой пробе из трубки Умбинская в лаборатории ЦНИГРИ был обнаружен осколок алмаза размером 0.47 x 0.35 x 0.20 мм. Промышленная алмазоносность не установлена. Как показали наши исследования (Первов и др., 2002), составы минералов и их парагенезисов из глубинных ксенолитов трубки Умбинская соответствуют условиям неалмазоносных фаций мантийных пород.

Южная окраина Восточно-Европейской платформы. Коренные проявления кимберлитового магматизма доказаны только в Приазовье.

Восточно-Приазовский комплекс (384 млн. лет, Юткина и др., 2004) представлен несколькими трубками и дайками кимберлитов. При опробовании (опробовалась в основном верхняя выветрелая часть) выявлено три мелких алмаза (до 0.4 мм) в трубке "Надежда". Алмазы размером до 0.7 мм обнаружены также в аллювии водотоков, дренирующих площади распространения кимберлитовых тел.

Среди минералов-спутников алмаза, детально изученных украинскими геологами, установлены пироп, хромшпинелиды, пикроильменит, хромдиопсид (Панов и др., 1999). Среднее содержание Cr_2O_3 в хромшпинелидах составляет 54%, что отмечается также в хромшпинелидах некоторых алмазоносных кимберлитов. Пироп по своим химическим характеристикам (5.7–6.2% CaO ; 5.5–6.5% Cr_2O_3) относится к пиропам лерцолитового парагенезиса. Лишь единичные зерна имеют сходство с пиропами из гарцбургитов и верлитов. По данным украинских геологов только 3 кристалла из 231 анализа Петровского кимберлитового тела попали на диаграмме Н.В.Соболева в алмазоносное поле, по трубке Южная – только 2 из 220 анализов. Пикроильменит в кимберлитовых трубках и дайках Восточного Приазовья имеет высокую магнезиальность (MgO 7.14–14.34%) и хромистость (Cr_2O_3 до 4.07%) при незначительной примеси алюминия (Al_2O_3 0.2–0.3%). Наблюдаемое в пикроильменитах Приазовья уменьшение количества MgO с возрастанием роли Cr_2O_3 является показателем низкой потенциальной алмазоносности кимберлитов (Панов и др., 1999), как это было установлено на примере известных богатых пикроильменитом трубок Африки (Орапа, Монастери и других). Хромдиопсид обнаружен в знаковых количествах во всех кимберлитовых трубках Приазовья, однако этот минерал несет явно выраженные следы метасоматических процессов, которые могли оказать негативное влияние на сохранность минералов кимберлитов, в том числе алмазов.

Нами было проведено исследование 4-х образцов из трубок Новоластипинская и Южная восточно-приазовского комплекса с целью уточнения возраста, состава пород, а также определения геохимического типа слагающих их кимберлитов (Юткина и др., 2004). Судя по соотношению некоторых породообразующих элементов (TiO_2 – K_2O), концентрации и характеру распределения редкоземельных элементов, а также изотопному составу Nd и Sr, кимберлиты восточно-приазовского комплекса приближаются по составу к кимберлитам Кепинского поля (Архангельск) и Среднего Тимана. Вместе с тем, судя по повышенным содержаниям Zr (500–600 г/т), они имеют некоторое сходство с оливиновыми лампроитами.

Индикаторные (петрогеохимические и изотопные) характеристики кимберлитов ВЕП и их источники

На основе результатов комплексного геохимического исследования на 47 элементов, в том числе полученных изотопными (Rb-Sr, Sm-Nd) и ICP-MS методами, был выполнен сравнительный анализ состава кимберлитов из различных ареалов ВЕП. Результаты по северной окраине ВЕП, а также их сопоставление с типовыми группами кимберлитов (Африка, Северная Австралия) были опубликованы (Богатиков и др., 2001; Кононова и др., 2002). В настоящее время проводится изучение ряда объектов южной окраины ВЕП, в частности, получены прецизионные данные о восточно-приазовском кимберлитовом комплексе (Юткина и др., 2004).

Таблица 3

Геохимическая и изотопная характеристика кимберлитов

	Южная Африка			Север Русской плиты						Юг Русской плиты
	IA	IB	II	Канда- лакша	Терский Берег	Архангельские поля			Сред- ний Тиман	Восточное Приазовье
						Золотиц- кое	Верхотин- ское, гр. им. В.Гриба	Кепин- ское		
$\epsilon Nd_{(I)}$	от +5 до -1		от -4 до -12	+4	-2, -0.5	от -2 до -5.3	+1.0	от +2.6 до +1.2	+3	от -0.1 до +2
$\epsilon Sr_{(I)}$	от -20 до +5		от +40 до ~80	+9	-0.6, - 2.7	от -10 до +35	+2 до +30	от +15 до + 12	от+15 до +31	от +0.7 до +30
Nd	165	210	120	106	237	20-60	40	120-150	170	120 -220
Zr	200	385	290	90	123	80-150	40	200-300	330	520-600
La	90	125	200	77	200	20-40	20	85-154	105	94-110
Ce	140	220	350	154	240	30-70	35	124-240	211	180-215

Примечание: авторские данные для кимберлитов Тимана, Восточного Приазовья и Архангельска (с учетом работ Beard et al., 2000; Mahotkin et al., 2000 по Архангельской провинции); кимберлиты Африки по (Smith et al., 1985), Кандалакши и Терского берега по (Beard et al., 1998)

Наиболее широко в пределах ВЕП развиты кимберлиты с высоким содержанием TiO_2 , Nb и Ta. Это кимберлиты Кепинского поля, а также Кандалакши, Тимана и Приазовья (Украина) (таблица 3).

Они характеризуются также более высоким содержанием легких редких земель и высоким отношением La/Yb. Среди них преобладают породы с высокими изотопными отношениями Nd ($\epsilon Nd =$ до +4) (рис. 4). Кимберлиты Кепинского поля обладают повышенными изотопными отношениями свинца $^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.46–19.03, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.53–15.65 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ 38.43–38.77. Наряду с хромшпинелидами, тяжелая фракция этих пород содержит значительное количество пикроильменита; промышленные содержания алмазов пока не установлены.

Вместе с тем наибольший интерес среди всех изученных объектов ВЕП вызывает уникальная группа – это трубки Золотицкого поля Архангельской субпровинции с более низкими содержаниями таких индикаторных элементов как Nb, Zr, La, Ce, а также отрицательными значениями ϵNd и близкими к нулевым значениями ϵSr (таблица 3). Они обладают наименее радиогенным среди кимберлитов изотопным составом свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb$ 18.1–18.3, $^{207}Pb/^{204}Pb$ 15.5–15.6 и $^{208}Pb/^{204}Pb$ 37.7–38.1). По этим признакам они отличаются от кимберлитов групп I и II (оранжиты по Mitchell, 1995) Южной Африки и других кимберлитов ВЕП, но именно с ними связаны промышленные месторождения алмаза. Они отнесены к новому геохимическому типу кимберлитов (Кононова и др., 2002), аналоги которых были недавно обнаружены также в Якутии (Накынское поле). Пикроильменит в этих кимберлитах редок и главным индикаторным минералом здесь является хромшпинелид.

Геохимические и изотопные особенности кимберлитов различных типов для Архангельской провинции показаны на рисунке 5.

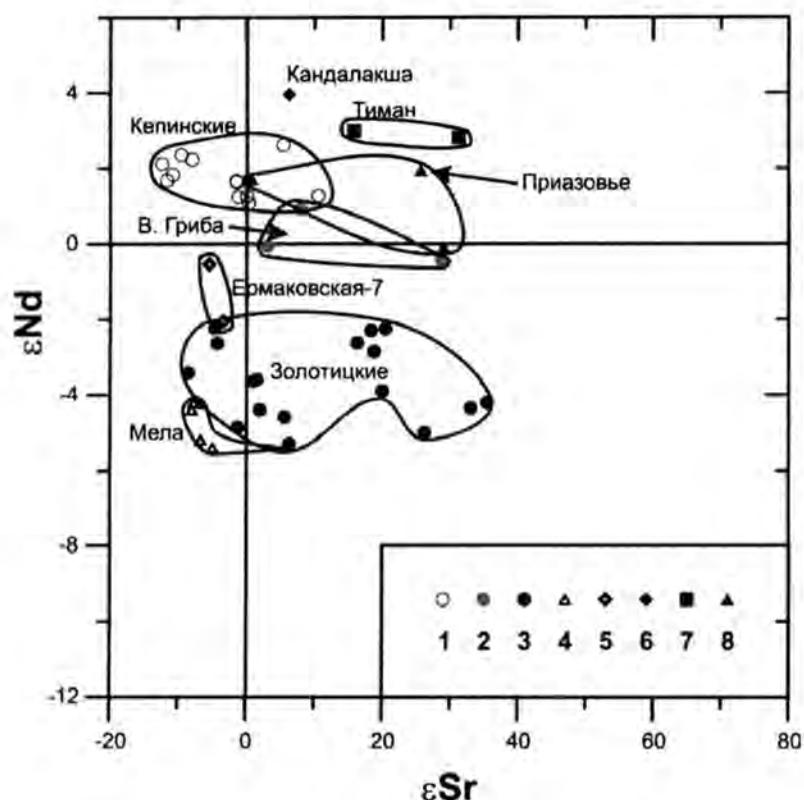


Рис. 4. Изотопный состав кимберлитов Восточно-Европейской платформы:

1-3 - Архангельская провинция (1 - Кепинское поле, 2 - трубка им. В.Гриба, 3 - Золотицкое поле), 4 - силл Мела; 5 - Терский Берег, 6 - Кандалакша, 7 - Тиман, 8 - Восточное Приазовье

Помимо этих двух геохимических разностей кимберлитов, представляет также интерес недавно открытая трубка им. В.Гриба, которая оценивается как алмазное месторождение. Был выполнен анализ состава, как валовых проб кимберлитовых брекчий, так и автолитов из этих брекчий. Последние приближаются к кимберлитам Кепинского поля, в то время как валовый состав кимберлитовых брекчий имеет общие химические черты с кимберлитами Золотицкого поля (рис. 5). По изотопному составу Nd кимберлиты трубки им. В.Гриба отличаются от кимберлитов Кепинского поля пониженными изотопными отношениями Nd ($\epsilon_{Nd} = -0.4, +1.0$) и более низкими изотопными отношениями свинца $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 18.10, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 15.49 и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 38.04 (для валовых проб кимберлитовых брекчий). Кимберлиты трубки им. В.Гриба исключительно богаты индикаторными минералами-спутниками и мантийными ксенолитами. Наиболее распространены пикроильменит, гранат и хромдиопсид. Высокая концентрация пикроильменита роднит кимберлиты трубки им. В.Гриба с кимберлитами Кепинского поля.

Выводы

Суммируя авторские и опубликованные материалы о петролого-геохимических особенностях кимберлитов и лампроитов, развитых на Восточно-Европейской платформе, подчеркнем:

1. Достаточно обоснованно относятся к кимберлитам восемь объектов. Из них в палеопротерозое – один (кировоградский), в рифее – один (Кухмо в Финляндии), в венде и кембрии – один (Каави в Финляндии), а в среднем палеозое – шесть (терскобережный, золотицкий, верхотинский, кепинский, умбинский, восточно-приазовский). Все они являются потенциально алмазоносными, но к промышленно-алмазоносным отнесены только два – золотицкий и верхотинский девонского возраста.

2. Лампроиты представлены в палеопротерозое (порьегубский) и в рифее (костомукшинский и черкасский). Вместе с тем следует иметь в виду, что отдельные геохимические особенности среднепалеозойских кимберлитов напоминают лампроиты (например, высокие содержания циркония в кимберлитах восточно-приазовского комплекса). Комплекс Кухмо (Финляндия) также представлен переходными типами пород между кимберлитами и оливиновыми лампроитами (O'Brian et al., 2003).

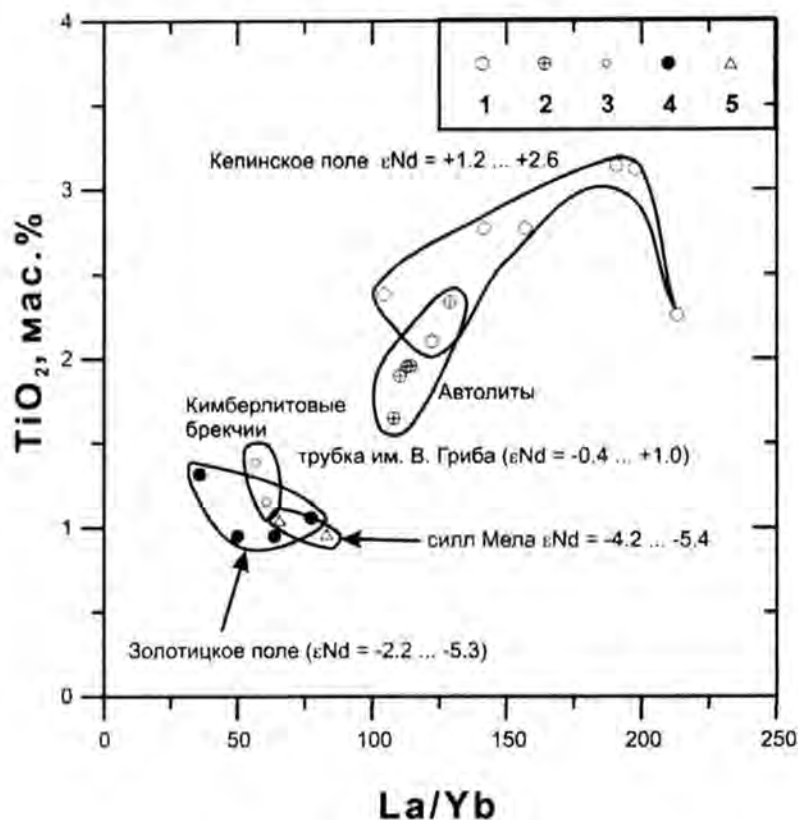


Рис. 5. Главные индикаторные изотопно-геохимические характеристики кимберлитов Архангельской провинции:

1 - Кепинское поле, 2 - трубка им. В.Гриба (автолиты), 3 - трубка им. В.Гриба (кимберлитовые брекчии), 4 - Золотицкое поле, 5 - сигл Мела

Хотя все комплексы лампроитов можно считать потенциально алмазоносными, но редкие находки алмазов отмечались только в Костомукше.

3. Геохимические различия кимберлитов (авторские и литературные данные), в том числе вариации Pb-Sr-Nd изотопных характеристик, по-видимому, обусловлены гетерогенным составом их мантийных источников. Источник большинства изученных объектов ВЕП (Кандалакша, Кепинское поле Архангельского ареала, Тиман, Восточное Приазовье) - астеносферная мантия. Мантийный источник кимберлитов трубки Гриба был близок по изотопному составу к хондриту (или Bulk Silicate Earth). Кимберлиты Золотицкого поля имели своим источником обогащенную мантию I типа.

Подчеркнем, что промышленные месторождения алмазов на территории ВЕП установлены пока только в связи с "золотицким" (трубки Золотицкого поля и трубка им. В.Гриба, Архангельская провинция) петролого-геохимическим типом кимберлитов девонского возраста (Кононова и др., 2002). Но так ли это? Ответ на этот вопрос надеемся получить в процессе продолжения работ по теме.

Литература

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореферат диссертации на соискание ученой степени д. г.-м. н. Апатиты., 2002. 40 с.
2. Богатиков О.А., Кононова В.А., Первов В.А., Журавлев Д.З. Источники, геодинамическая обстановка образования и перспективы алмазоносности кимберлитов северной окраины Русской плиты (Sr-Nd изотопия и ICP-MS геохимия) // Петрология. 2001. № 3. С. 227-241.
3. Гейко Ю.В., Орлова М.П., Филоненко В.И. Псевдолейцитовые лампроиты Украины // Записки Минералогического общества. 1991. Ч. 120. № 5. С. 52-55.
4. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Пояс докембрийских даек щелочных метаультрабазитов в западном Приазовье // Геологический журнал. 1985. Т. 45. № 4. С.58-64.
5. Глевасский Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наукова Думка, 1981. 227 с.
6. Иваников В.В., Рухлов А.С. Дайковые серии Кандалакшского грабена: петрографическая номенклатура и генетическая систематика // Вестник СпбГУ. 1996. Сер. 7. В. 2. № 14. С. 128-137.

7. Никитина Л.П., Левский Л.К., Лохов К.И. и др. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм восточной части Балтийского щита // Петрология. 1999. Т. 7. № 3. С. 252-275.
8. Панов Б.С., Гриффин В.Л., Панов Ю.Б. Особенности состава хромшпинелидов из кимберлитовых трубок Приазовья // Минералогический журнал. 1999. Т. 21. № 2/3. С. 53-60.
9. Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканы Жлобинского поля (Республика Беларусь): источники и эволюция магм // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 354-373.
10. Первов В.А., Кононова В.А., Илупин И.П. и др. РТ - параметры образования пород из ксенолитов в кимберлитах Среднего Тимана // Доклады АН. 2002. Т. 386. № 4. С. 541-543.
11. Проскураков В.В., Увадьев Л.И. Лампроиты восточной части Балтийского щита // Известия АН СССР, серия геол. 1992. № 8. С. 65-75.
12. Раздорожный В.Ф., Кривдик С.Г., Цымбал С.Н. Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья - интрузивные аналоги лампроитов // Минералогический журнал. 1999. Т. 21. № 2/3. С. 79-96.
13. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 1993. 217 с.
14. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира. М.: ОАО Издательство "Недра", 1998. 555 с.
15. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Кирьянов Н.И. и др. Вещественный состав кимберлитов Кировградского геоблока (Украинский щит) // Минералогический журнал. 1999. Т. 21. № 2/3. С. 22-38.
16. Штефан Л.В., Никитин Е.А. Схема щелочно-ультраосновного вулканизма Северо-Припятского перспективного района // Проблемы алмазоносности Беларуси. Минск: БелНИГРИ, 1999. С. 145-164.
17. Шуркин К. А., Биркис А. П., Богданова С. В. и др. Магматизм нижнего докембрия фундамента Восточно-Европейской платформы (опыт корреляции на основе формационного анализа) // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. II. С. 5-15.
18. Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатилов О.А. и др. Кимберлиты Восточного Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология. 2004. Т. 12. № 2. С. 159-175.
19. Beard A.D., Downs H., Hegner E., Sablukov S.M. Geochemistry and mineralogy of kimberlites from the Arkhangelsk region, NW Russia: evidence for transitional kimberlite magma types // Lithos. 2000. Vol. 51. Pp. 47-73.
20. Beard A.D., Downs H., Hegner E. et al. Mineralogy and Geochemistry of Devonian Ultramafic Minor Intrusion of Southern Kola Peninsula, Russia: Implications for the petrogenesis of kimberlites and melilitites // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. Vol. 130. Pp. 288-303.
21. Foley S.F., Venturelli G., Green D.H., Toscani L. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models // Earth-Sci.Rev. 1987. Vol. 24. N 2. Pp.81-134.
22. Kononova V.A., Pervov V.A., Bogatkov O.A. et al. Potassic mafic rocks with megacrysts from the northwestern Ladoga lake area (Karelia, Russia): a diversity of mantle sources of potassic rocks in the east of the Fennoscandian Shield // Geochem. Int. 2000. Vol. 38. S. 1. Pp. 539-558.
23. Mahotkin I. L., Gibson S. A., Thompson R. N. et al. Late devonian diamondiferous kimberlite and alkaline picrite (protokimberlite?) magmatism in the Arkhangelsk region, NW Russia // J. Petrol. 2000. Vol. 41. N 2. Pp. 201-227.
24. Mitchell R. H. Kimberlites, Orangeites and related Rocks. Plenum Press. 1995. Pp. 410.
25. Mitchell R.H., Bergman S.C. Petrology of Lamproites. Plenum Press. New York and London, 1991. 443 p.
26. O'Brien H. E. & Tyni M. Mineralogy and geochemistry of kimberlites and related rocks from Finland. In: Gurney et al. Proceedings of the 7th Intern // Kimberl. Confer. 1999. Pp. 664-675.
27. O'Brien H., Lehtonen M., Spencer R., Birnie A. Lithospheric mantle in Eastern Finland: a 250 km 3D Transect // 8th International Kimberlite Conference Long Abstract. 2003. Pp. 1-4.
28. Smith C.D., Gurney J.J., Skinner E.M.W. Geochemical character of Southern African Kimberlites: a new approach based on isotopic constraints // Trans.Geol.Soth Africa. 1985. Vol. 88. Pp. 267-280.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗА И ЕГО ГИГАНТСКИХ КРИСТАЛЛОВ В СВЯЗИ С ПОИСКОВЫМИ КРИТЕРИЯМИ

А.А.Маракушев

Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка

В статье (Маракушев и др., 2003) геохимические свойства элементов рассматривались на термодинамической основе с привлечением данных по энтропии и теплоемкости соответствующих им простых веществ (Robie, Hemingway, 1995).

Принципиальным является разделение химических элементов на четные и нечетные. Согласно правилу Оддо-Гаркинса четные химические элементы характеризуются более высокой космической и геохимической распространенностью по сравнению с нечетными элементами. Это различие распространенности четных и нечетных элементов наглядно выражено на диаграмме (рис. 1) на примере среднего состава обыкновенных хондритов. В экстремумах разных порядков четные элементы на диаграмме занимают максимальные позиции, а нечетные – минимальные, что намечено тонкими пунктирными линиями.

Эта закономерность более высокой распространенности четных элементов по сравнению с нечетными охватывает однако же не весь диапазон порядковых номеров химических элементов. Легкие химические элементы с порядковыми номерами 3-6 выпадают из этой закономерности: четный элемент бериллий характеризуется более низкой распространенностью, чем нечетные элементы – литий и бор. Аналогично, в космической распространенности нечетный элемент водород несравнимо более распространен, чем четный элемент – гелий.

Разделением химических элементов на четные и нечетные раскрывается сложность периодической системы, так как в них прослеживаются их автономные корреляции термодинамических и физических свойств. По существу намечаются как бы две периодические системы элементов – нечетных (таблица 1, рис. 2) и четных (таблица 2, рис. 3) химических элементов, в которых чередование минимумов и максимумов энтропии отчетливо коррелируется с периодичностью изменения физических свойств вещества: в минимумах энтропии находятся самые тугоплавкие вещества, а в максимумах – самые легкоплавкие.

Аномальность легких элементов проявляется в их несоответствии групповым энтропийным трендам (I-IV), из которых они выпадают в область более низкой энтропии, что на диаграммах (рис. 2, 3) намечено штриховыми стрелками $Al \rightarrow B$, $Mg \rightarrow Be$ и $Si \rightarrow C$. Они отражают аномальное углубление энтропийных минимумов, приходящихся на легкие элементы водородного и гелиевого периодов.

Углерод входит в одну группу с германием и кремнием, так что по энтропийной позиции на диаграмме (рис. 3) он должен находиться на продолжении в область высокой теплоемкости линии, соединяющей эти элементы ($C_p^{298} = 0.814$, $S_p^{298} = 0.723$ Дж/г·К). Переход от него к графиту ($C_p^{298} = 0.509$, $S_p^{298} = 0.478$ Дж/г·К), и затем к алмазу ($C_p^{298} = 0.509$, $S_p^{298} = 0.197$ Дж/г·К) сопровождался сильными эффектами понижения энтропии с соответствующей стабилизацией их кристаллического состояния, определившей очень высокую температуру сублимации графита и алмаза (3773 К) и аномально низкоэнтропийное положение их на диаграмме, рис. 3. На переходе от графита к алмазу наглядно проявляется индикаторная роль энтропии, понижение которой при образовании плотных модификаций простых веществ отражает их стабилизацию и расширяет возможности метастабильного образования. Соответственно минимумы энтропии коррелируются не только с максимумами температуры плавления, но и с максимумами распространенности элементов.

Кристаллическое состояние углерода сохраняется до температуры 3773 К, превышающей температуру плавления самых тугоплавких тяжелых металлов – вольфрама (3680 К) и рения (3453 К). Это согласуется с их низкими значениями теплоемкости (0.132 и 0.135 Дж/г·К), тогда как для относительно легкого углерода, обладающего высокой теплоемкостью (0.710 Дж/г·К), такая специфика удивительна. Она объясняется аномально низкой его энтропией, $S_{298}^0 = 0.478$ Дж/г·К,

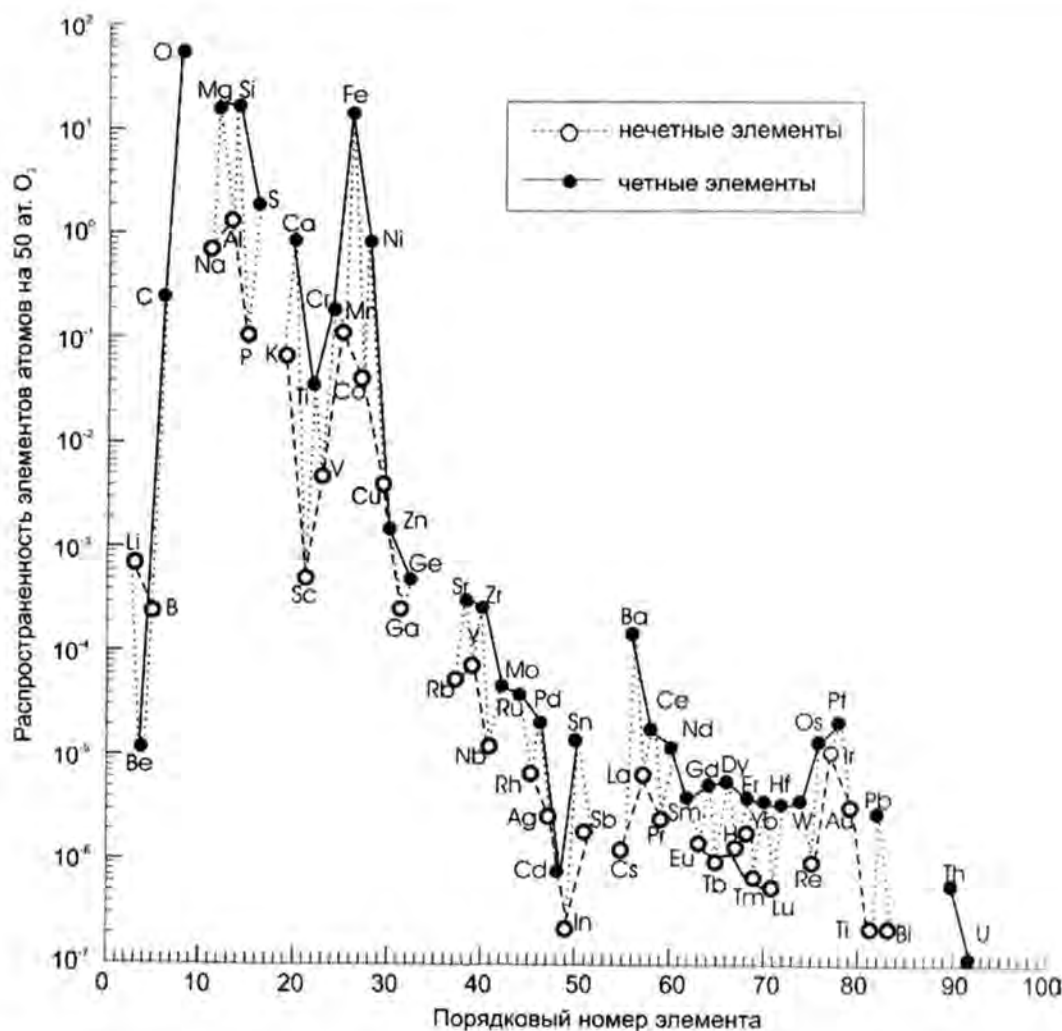


Рис. 1. Диаграмма распространенности химических элементов, построенная по среднему составу обыкновенных хондритов, наглядно отражает правило Оддо-Гаркина, согласно которому нечетные элементы менее распространены относительно четных. Видно отклонение от этого правила самых легких элементов: четный элемент бериллий менее распространен, чем нечетные - литий и бор

относящейся к графиту — наиболее распространенному кристаллическому состоянию углерода. По этой специфике углерод соответствует семейству самых легких элементов, обладающих аномальными термодинамическими и физическими свойствами (Li, Be, B, C). Перечисленные легкие элементы качественно отличаются от более тяжелых элементов и не вписываются в закономерности изменения их термодинамических и физических свойств, выпадая, таким образом, из их системы. Особенно поразительна уникальность в этом отношении алмаза, наглядно выраженная на диаграмме (рис. 3). На ней видно выпадение алмаза из периодической системы химических элементов вследствие его аномальной, крайне низкой удельной энтропии. Следствием этого является исключительно высокая устойчивость алмаза в том числе и за пределами области его термодинамической стабильности, отвечающей режиму высокого давления.

Обстановки распространения в природе алмаза чрезвычайно разнообразны. Алмаз в виде мельчайших зародышевых кристаллов, переполненных флюидными включениями, содержится в

Таблица 1. Периодическая система нечетных элементов на термодинамической основе

S°_{298}																	85	At																	53	I																	35	Br																	17	Cl	9	F	1	H	0	
↑	101	Md	95	Am	91	Pa	87	Fr	79	Au	69	Tm	63	Eu	59	Pr	55	Cs	47	Ag	37	Rb	29	Cu	19	K	11	Na	3	Li	I	Г																																														
	103	Lr	97	Bk	93	Np	89	Ac	81	Tl	71	Lu	65	Tb	61	Pm	57	La	49	In	39	Y	31	Ga	21	Sc	13	Al	5	B	III	У																																														
	105	Db	99	Es					83	Bi	73	Ta	67	Ho					51	Sb	41	Nb	33	As	23	V	15	P	7	N	V	П																																														
	107	Bh									75	Re									43	Tc									25	Mn										VII	Ы																																			
	109	Mt									77	Ir									45	Rh									27	Co																																														
																																	$\longrightarrow$	$C^{\circ}_{p, 298}$																																												

Таблица 2. Периодическая система четных элементов на термодинамической основе

																86 Rn																		54 Xe				36 Kr				18 Ar		10 Ne		2 He		0	
102	No	96	Cm	92	U	88	Ra	80	Hg	70	Yb	64	Gd	60	Nd	56	Ba	48	Cd	38	Sr	30	Zn	20	Ca	12	Mg	4	Be	II	Г р у п ы																		
104	Rf	98	Cf	94	Pu	90	Th	82	Pb	72	Hf	66	Dy	62	Sm	58	Ce	50	Sn	40	Zr	32	Ge	22	Ti	14	Si	6	C	IV																			
106	Sg	100	Fm					84	Po	74	W	68	Er					52	Te	42	Mo	34	Se	24	Cr	16	S	8	O	VI																			
108	Hs								76	Os								44	Ru		26	Fe					VIII																						
110								78	Pt								46	Pd		28	Ni																												

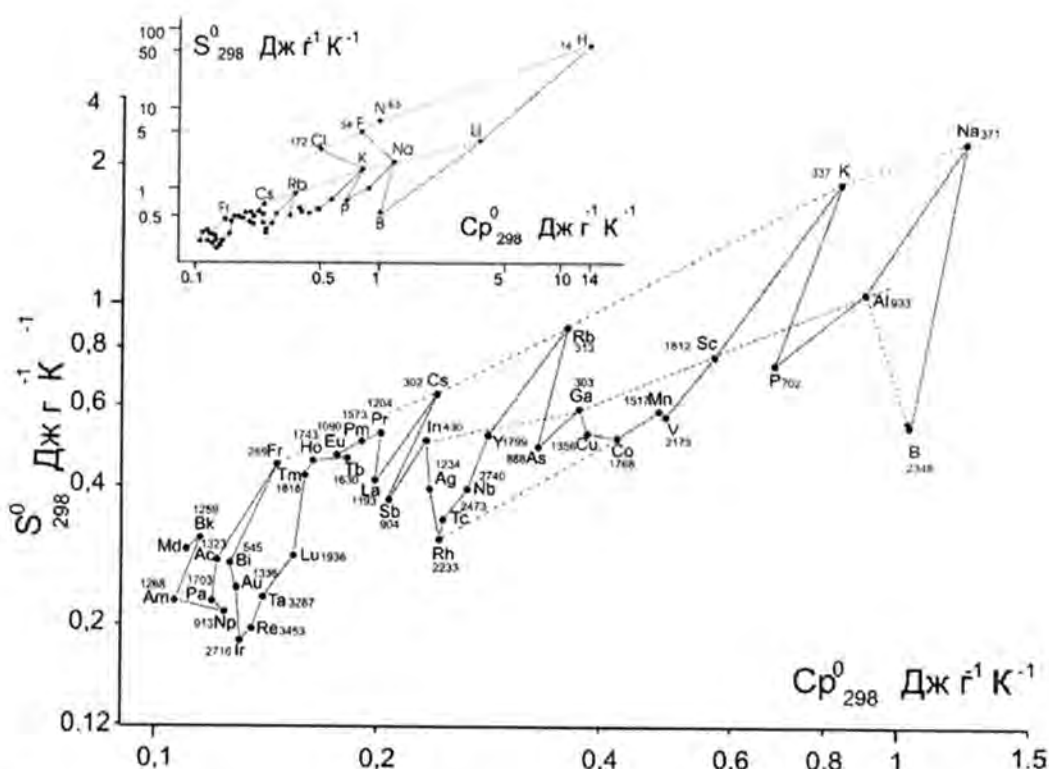


Рис. 2. Система периодичности изменения энтропии и теплоемкости простых веществ, соответствующих нечетным химическим элементам, с указанием их температуры плавления. Здесь и на рисунке 3 штриховыми стрелками указаны химические элементы, обладающие anomalously низкими значениями энтропии

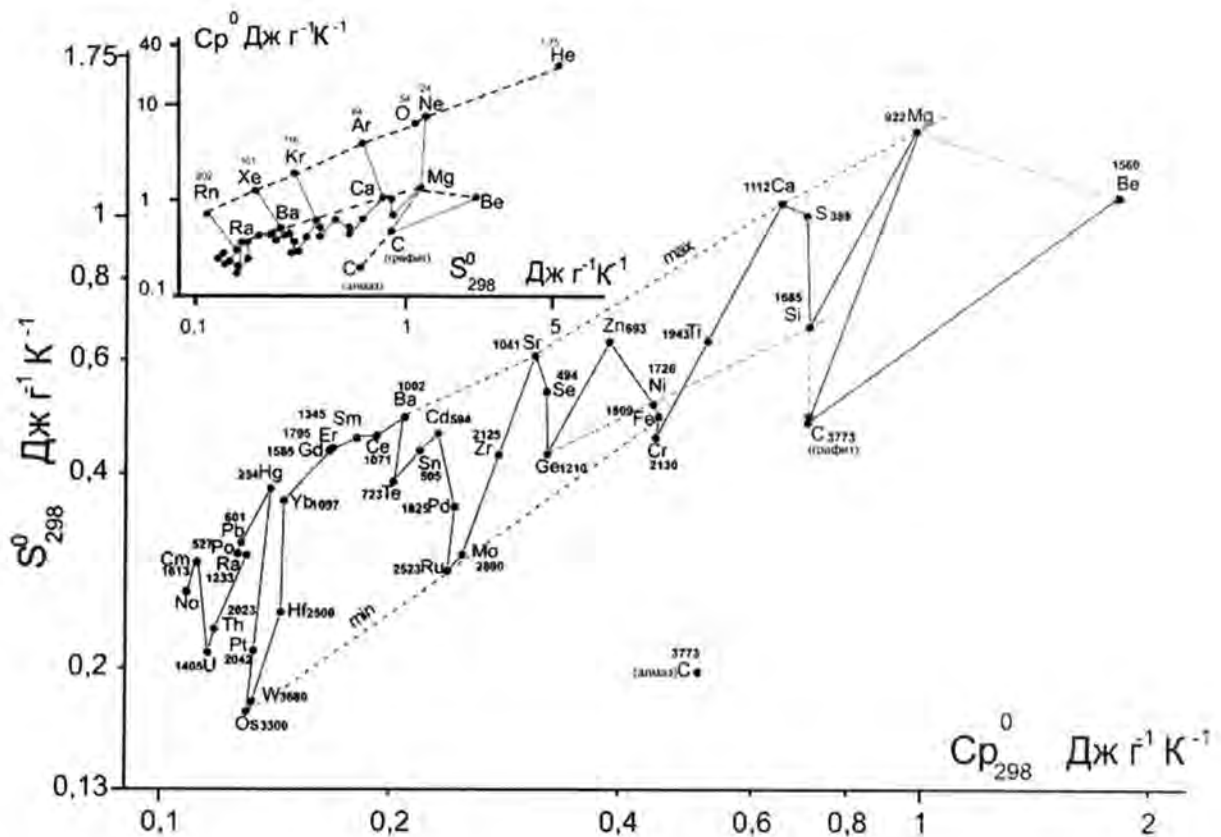


Рис. 3. Система периодичности изменения энтропии простых веществ, соответствующих четным химическим элементам, с указанием их температуры плавления

матрице всех типов хондритов и в уреилитах, и железных метеоритах. Он образуется во взрывных кольцевых структурах (в импактитах). Однако, главными областями генерации алмаза служат глубинные мантийные магматические очаги, с которыми генетически связаны алмазные месторождения. Очаги алмазоносного магматизма расположены на глубинах 150-200 км. В них происходит первичная кристаллизация алмаза совместно с минералами его материнских магм: эклогитовых, пироксенитовых и перидотитовых. Алмазоносные магмы внедрялись на различные уровни верхней мантии и земной коры, где происходила их консолидация с образованием соответствующих первичных интрузивных алмазоносных пород (эклогитов, пироксенитов, перидотитов). В дальнейшем их интрузивы служили средой развития флюидного магматизма различной щелочности (кимберлитового и лампроитового), на месте первичных алмазоносных пород с унаследованием развивающимися магмами их алмазной минерализации и захватом останцев от замещения в виде нодулей. Эти вторичные флюидные алмазоносные магмы внедрялись затем в платформенные структуры в виде даек, трубообразных диатрем (трубок) и неправильных залежей, замещавших рыхлые отложения платформенных чехлов. С ними связано образование алмазных месторождений, в том числе, россыпных. На этом длительном пути, связывающем алмазные месторождения с мантийными очагами первичной кристаллизации алмаза, алмаз был способен не только сохраняться, но и подвергаться регенерации благодаря своей исключительно низкой энтропии, определившей необыкновенно высокую метастабильную устойчивость алмазного кристаллического состояния углерода.

Первоначально алмазные месторождения были представлены россыпями, обнаруженными в Индии (Голконда), Бразилии, на юге Африки и затем на других континентах. В Африке впервые были найдены коренные алмазные месторождения, представленные кимберлитовыми трубками. Кимберлит долгое время считался материнской породой алмаза, но затем была установлена

принадлежность кимберлита и алмаза к совершенно различным фациям глубинности – коровой и мантийной соответственно. Это стало особенно очевидным после обнаружения в Австралии лампроитовых алмазоносных трубок. Лампроит относится к щелочным аналогам кимберлита и содержит лейцит, легко разлагаемый с повышением флюидного давления на псевдолейцит (ассоциацию ортоклаза и нефелина). Кимберлиты и лампроиты относятся к типу вторичных алмазоносных пород. Они не содержат собственных минералов высокого давления, которые наследовались ими вместе с алмазом в процессах флюидного магматического замещения ими материнских пород алмаза – перидотитов, гранатовых клинопироксенитов и эклогитов. Минералы этих пород содержатся в алмазе в виде включений, определяя его генетические типы – перидотитовый, пироксенитовый и эклогитовый. Материнские породы алмаза содержатся в кимберлитах и лампроитах в виде останцев от их замещения флюидными магмами (нодулей) и в дезинтегрированном состоянии в виде минералов, называемых спутниками алмаза. Первоначально материнские породы алмаза параллелизовались с соответствующими слоями мантийного субстрата, но затем была выявлена их магматическая (интрузивная) природа (Маракушев, 1985). Магматические породы обычно являются полифациальными, в них совмещаются минералы, кристаллизовавшиеся в глубинных очагах (первичных и промежуточных) и на месте их окончательной консолидации. Специфика материнских пород алмаза определяется огромной глубиной зарождения магм, которые затем расслаивались на перидотитовую (нижнюю) пироксенитовую и эклогитовую (верхнюю) зоны под воздействием флюидов $H_2+CO=H_2O+C$ (алмаз), порождаемых жидким земным ядром. Глубина зарождения первичных очагов (150-200 км) фиксируется величиной литостатического давления, устанавливаемого по парагенезисам минералов, образующим включения в алмазе. Оно существенно выше давления, определяемого минеральными парагенезисами, формировавшимися в ходе восходящей интрузии магм из глубинных очагов алмазной генерации в земную кору. В земной коре консолидация алмазоносных пород сопровождалась метастабильным дорастанием минералов, выносимых из глубины.

Такая полифациальность алмазоносных пород проявляется в специфической зональности их зерен. Например, в клинопироксен, кристаллизовавшийся при огромном давлении в алмазной фации глубинности, может входить существенная примесь калия (до 1.5% K_2O), которая в алмазоносных клинопироксенитах содержится только в центральных частях его зерен и отсутствует в их периферических частях. Это отражает завершение кристаллизации в режиме иной (более низкой) глубинности.

Алмазоносные интрузивы могут влетаться в формирование древнейших эвгеосинклинальных подвижных зон и подвергаться затем складчатости и метаморфизму совместно с вмещающими вулканогенно-осадочными породами (Кокчетавский массив в Казахстане, Дабишань и Сулу в Китае и др.). Но обычно первичные алмазоносные породы образуют платформенные интрузивы, длительно сохраняющие структурные связи с породившими их магматическими очагами, которые продолжают свое развитие в глубинных мантийных условиях. Оно обусловлено взаимодействием с ультраосновным мантийным субстратом и поэтому всегда направлено в сторону повышения щелочности расплавов и соответственно порождаемых ими трансмагматических флюидов. Под воздействием этих флюидов в эвгеосинклинальных поясах развивается щелочной (глаукофановый) метаморфизм, а в платформенной обстановке в алмазоносных перидотитовых интрузивах развивается кимберлитовый и лампроитовый магматизм, причем с существенным возрастным разрывом. Чем больше этот разрыв, тем более щелочными образуются кимберлит-лампроитовые флюидные расплавы. Максимальной щелочностью обладают лампроиты западной Австралии, возраст которых всего 22 млн. лет. Они развились с замещением алмазоносных перидотитов, возраст которых, как и вообще первичных алмазоносных пород, порядка 3 млрд. лет. К древнейшим кимберлитовым трубкам относится трубка Премьер в Южной Африке, имеющая рифейско-протерозойский возраст. Доминируют трубки палеозойского возраста. Менее широко распространены мезозойские трубки. Например, алмаз в кимберлитовой трубе Финш на юге Африки имеет возраст около 3 млрд. лет, а возраст кимберлита, в котором он находится, составляет всего 130-170 млн. лет (Доусон, 1983).

Под флюидным воздействием кимберлитовой магмы алмазы отчасти растворяются и замещаются по периферии зерен пористыми и фибровидными агрегатами, снижающими их качество.

Многие зерна диспергируются, превращаясь в алмазную пыль. Углерод, освобождающийся при растворении алмаза кимберлитовой магмой, проявляет сильное химическое сродство с кислородом. Это приводит к восстановлению в ней петрогенных и рудных металлов ($2\text{FeO} + \text{C} = 2\text{Fe} + \text{CO}_2$ и др.), осаждающихся в самородном состоянии в виде тончайших пленок на изъеденных поверхностях алмазных зерен или сохраняющихся в виде металлической пыли в кимберлитах.

В россыпях алмазные зерна истираются с поверхности, и пленки самородных металлов на них сохраняются только в углублениях (кавернах и ямках растворения алмаза). Большое разнообразие металлического состава пленок “в отрицательных формах рельефа на кристаллах алмаза” было описано в алмазной россыпи Ичетью на Среднем Тимане (Макеев и др., 1999, с. 25). В простейшем случае пленки железный металлический состав (мас.%): Fe 95.89, Ni 0.40, Cu 0.42, Mn 0.23, Cr 0.11, Si 0.59, Al 0.54, сумма 98,18. Вообще же по преобладанию отдельного металла или их парагенезисов выделяются самые разнообразные типы пленок Fe-Cr, Fe-Cr₂Ni, Cu₃Zn₂, Cu₃Sn, Sn, Pb, Bi, Au, Au₂Pd₃, Au₇Ag₁, Ti, Ta, флоренсит-сванбергитовые, перовскитовые, гидрослюдавые и каолининовые пленки. Была выявлена двухслойная пленка: “нижний слой пленки, толщиной 1-2 мкм, прилегающий к алмазу, представлен металлическим титаном, а верхний слой - редкоземельным алюмо-сульфато-фосфатом ряда флоренсита - сванбергита” (Макеев и др., 1999, с. 18). В составе этой пленки отразился щелочной уклон, свойственный кимберлитовому и лампроитовому магматизму.

В рассматриваемой россыпи наряду с отдельными кривогранными кристаллами алмаза было обнаружено зерно черного карбонадо, в котором “диагностированы включения оливина (Fa – 55%), энстатита, астрофиллит-асбеста, ильменита, хроммагнетита” (Макеев и др., 1999, с. 76). Карбонадо относится к зернистому агрегатному типу алмазов, сложенных различно ориентированными его зернами, которые тем не менее сходны с алмазами россыпи Ичетью по характерным структурам растворения и перекристаллизации зерен (Макеев и др., 1999). Они отражают интенсивное воздействие на алмазы кимберлитового магматизма, которое было неодинаковым на различных стадиях его окислительно-восстановительной эволюции. Характерно изменение состава газов от первичного CH₄ к CO₂ на заключительных стадиях кимберлитового внедрения (Erlich, Hausel, 2002, с. 46). Эта эволюция в работе (Портнов, 1982) терминологически характеризовалась как самоокисление. Причиной его служила селективная миграция водорода как более миграционного компонента относительно окисленных компонентов H₂O, CO, CO₂, более прочно связанных с магматическими расплавами. Из этого следует вывод об усилении воздействия на алмазы кимберлитового магматизма в ходе его эволюции вплоть до полного их растворения в наиболее окислительных условиях. “Характерной чертой природных алмазных кристаллов является постоянное наличие в них следов растворения” (Erlich, Hausel, 2002, с. 44). Наряду с этим прослеживается дезинтеграция при перекристаллизации алмазных зерен (большой частью с периферии) с образованием волокнистых и пористых агрегатов причудливого строения, с облегчением изотопного состава углерода и частичной потерей алмазом примесей легкого изотопа гелия. В результате подобного рода перекристаллизации, сопровождаемой растворением, зерна алмаза полностью теряли первичные кристаллографические особенности и превращались в причудливые бесформенные реликты.

С уменьшением агрессивности кимберлитового и лампроитового магматизма по отношению к алмазной минерализации его воздействие может ограничиться образованием округлости алмазных кристаллов или вообще быть нераспознаваемым. В этом случае алмазные кристаллы в кимберлитах становятся практически идентичными первичным кристаллам алмаза, наблюдаемым в нодулях (останках от замещения кимберлитовыми расплавами) перидотитов, пироксенитов и эклогитов, отличающихся обычно хорошей сохранностью граней, ребер и вершин кристаллов. Мало того, в кимберлитах фиксируются процессы регенерации кристаллов алмаза, сопровождающейся их укрупнением, объясняющие наблюдаемые различия алмазной минерализации в кимберлитах и в содержащихся в них нодулях первичных алмазоносных пород. В перидотитах, пироксенитах и эклогитах содержатся алмазы только небольшого и среднего (нормального) размера. Гигантские кристаллы встречаются только в кимберлитах и россыпях, образующихся при их разрушении. Рекордсменом среди алмазных гигантов является Куллинан весом 0.6 кг (3106 карат), представленный обломком более крупного кристалла, найденный в 1905 г. в кимберлитах трубки



Рис. 4. Крупнейший в мире ювелирный алмаз Куллинан (10х6.35х5 см), показанный совместно с фрагментами, полученными при первичном его раскалывании для изготовления бриллиантов (Харьков и др., 1997; стр. 105)

Премьер в Трансваале (Южная Африка). Происхождение гигантских кристаллов алмаза представляет особую проблему, отличную от проблемы генезиса зерен алмаза мелкого и среднего размера, выносимых в земную кору из мантийных магматических очагов перидотитовыми, пироксенитовыми и эклогитовыми магмами.

Генезис гигантских алмазных месторождений имеет как бы два аспекта, касающихся образования алмазов нормального размера (трубка Мира на Сибирской платформе) и гигантских кристаллов (трубка Премьер в Африке). Гигантские кристаллы не встречаются в первичных алмазоносных породах (перидотитах, пироксенитах и эклогитах), что определяет особую проблему их генезиса. Они являются специфическими алмазами вторичных

алмазоносных пород – кимберлитов и лампроитов. В то же время весьма показательно, что встречающиеся в кимберлитах гигантские кристаллы алмаза хотя и не имеют аналогов в перидотитах, пироксенитах и эклогитах, но содержат включения минералов, типичных для перечисленных пород. Это позволяет в ряде случаев распространять и на них общую систематику алмазов кимберлитовых трубок, основанную на минеральных включениях с разделением их на перидотитовые, пироксенитовые и эклогитовые типы. Это отражает единообразие происхождения всех алмазов кимберлитовых трубок, хотя в образовании гигантских кристаллов прослеживается явное влияние кимберлитового магматизма на алмазообразование в значительно большей мере, чем это принято считать. “Многолетний опыт эксплуатации алмазных месторождений показал, что крупные алмазы встречаются только в кимберлитах и россыпях, сформировавшихся за счет кимберлитов” (Харьков и др., 1998, с. 550). Особенно показательны в этом отношении гигантские алмазные кристаллы весом в сотни карат. В южноафриканских месторождениях за период 1870-1970 гг. было извлечено 2584 таких гигантов (Харьков и др., 1997). В их числе и упоминавшийся выше Куллинан, представленный редким типом алмаза (IIA), не содержащего азота. “Установлено, что если в алмазе нет азота, то его форма менее правильная – он может быть круглым, продолговатым с волнообразной поверхностью, покрытой выбоинами или отполированной” (Харьков и др., 1998, с. 405). Это относится и к Куллинану (рис. 4), довольно неправильная форма которого с углублением позволяет только предполагать его октаэдрический габитус, в общем, доминирующий среди гигантских кристаллов алмаза.

Во многих случаях этот габитус только угадывается, как в огромном алмазе Великий Могол (787 карат) из Индии, имевший совершенно неправильную форму, хотя известны и гиганты правильной октаэдрической формы, как алмаз Вентер (511 карат) из Южно-Африканской республики. Показательны также округлые и удлинённые сосулькообразные формы гигантских зерен алмаза, нераспознаваемой кристаллографической специфики, как у алмаза Чекист (41.5х15.5х6.5 мм)



Рис. 5. Сопоставление различных по морфологии и размерам кристаллов алмаза из кимберлитовой трубки Мир в Якутии: левый снимок – алмаз (Лариса Попугаева) умеренного размера (29.4 карата) и гигантский алмаз (Чекист) с массой 95.034 карата, содержащий включение серпентинизированного оливина (Харьков и др., 1997, стр. 549)

из трубки Мир в Якутии, показанного на рисунке 5 в сопоставлении с небольшим октаэдрическим кристаллом, представляющем алмазы, типичные для кимберлитовых трубок.

Они отличаются от алмазов нодулей первичных алмазоносных пород только сглаженностью углов их кристаллов, обусловленной растворяющим воздействием флюидных кимберлитовых расплавов. В процессах же образования гигантских кристаллов это воздействие было несравнимо более эффективным и выражалось не только в их растворении, но и в объемной перекристаллизации, сопровождавшейся обеднением их легким изотопом гелия и азотом. В случае Кулинана, представленного совершенно безазотным алмазным веществом, и других гигантских кристаллов, перекристаллизация приобретала собирательный характер. Она развивалась на основе агломерации мелких алмазных зерен и приводила к образованию гигантских кристаллов алмаза, являющихся с такой точки зрения уже порождением кимберлитового магматизма. Кимберлитовые магмы внедрялись в первично алмазоносные породы в сопровождении инфильтрационных потоков трансмагматических флюидов, растворяющих и выносящих силикатный материал, тогда как алмазы оставались и в ряде случаев собирались в гравитационные стяжения, что и служило основой их последующей совместной (собирательной) перекристаллизации. Эта стадия в развитии гигантских кристаллов фиксируется наличием в кимберлитах алмазных сростков, описанных в кимберлитовых трубках Якутии, например, в трубке Мир: алмаз Каюр (53.85 карат) размером (22.2x19.0x16.6 мм), представленный сростком двух кристаллов комбинационной формы (Харьков и др., 1997, с. 535). Обрисованное поведение алмаза в развитии кимберлитового магматизма обусловлено спецификой его термодинамических свойств. Как было показано выше, удельная энтропия простых веществ, соответствующих химическим элементам, находится в обратной корреляции с их термической стабильностью. На рисунках 2 и 3 это прослеживается по температурам плавления и сублимации кристаллических веществ, самые высокие значения которой приходятся на графит и алмаз (3773 К). Но алмаз отличается от графита низкой энтропией (0.197 Дж/г·К) и теплоемкостью (0.509 Дж/г·К), что и определяет его более высокую метастабильную устойчивость. Она наглядно проявляется в химическом синтезе алмаза из активированной газовой фазы при температурах 300°C и давлении ниже атмосферного (Спицын, Алексеенко, 2002), например, в системах алмаз-водород-графит (рис. 6) прослеживается зарождение, разрастание и образование сростаний алмазных зерен с образованием их агрегатов.

Можно полагать, что и в восстановительном режиме развития кимберлитового магматизма агломерация алмазных зерен сопровождалась инфильтрацией водородных флюидов и приводила к сходным процессам их совместного разрастания и образования прочных минеральных агрегатов (баллас, борт, карбонадо). Они достигали значительных размеров, сопоставимых с гигантскими

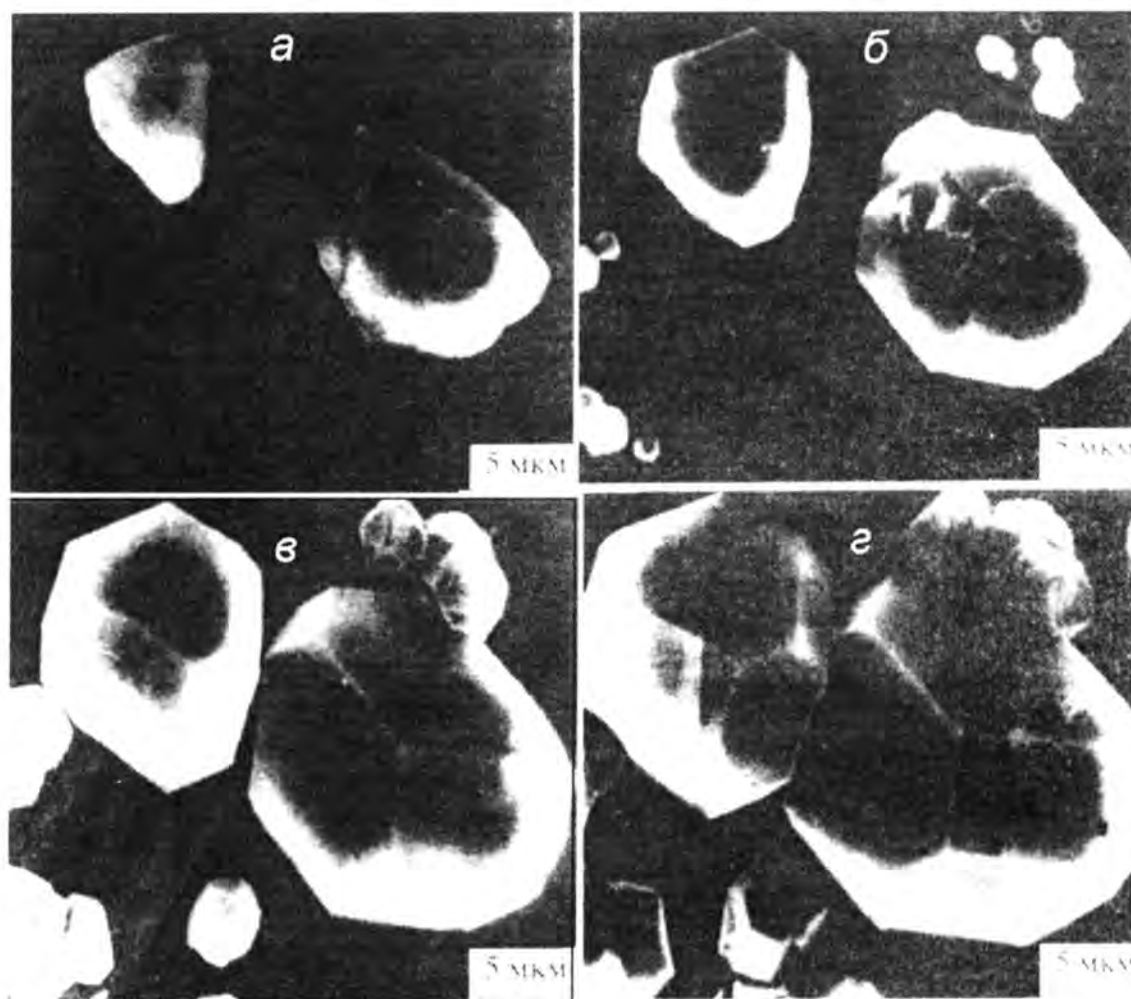


Рис. 6. Стадии роста и самозарождения алмаза из газовой фазы (160 Торр; 1000°C), активируемой методом высокотемпературной химической транспортной реакции в системе графит-водород-алмаз (Вестник Российской Академии Наук, 2003. № 5. Стр. 434)

кристаллами алмаза, как, например, борт (783 карата), найденный в алмазных россыпях Сьерра-Леоне в Западной Африке (Харьков и др., 1997, с. 499). Вообще же преобладают образцы борта и карбонадо размером порядка 20 карат. Перечисленные агрегатные зернистые типы алмазов, как и гигантские алмазные кристаллы, в первичных алмазоносных породах (перидотитах, пироксенитах и эклогитах) не встречаются, что определяет связь их образования с развитием кимберлитового магматизма, хотя и специфического типа, как будет показано в дальнейшем. Характерно, что между зернистыми и монокристалльными типами алмазов имеются переходные разновидности. Характерны находки в Заире сростаний «борта с алмазами ювелирного качества» (Харьков и др. 1997, с. 455). В зернистых шаровидных алмазах типа баллас нередко развивается радиально-лучистая структура их перекристаллизации и имеются монокристалльные округлые образования черного цвета, которые к собственно балласам уже и не относятся.

Особый тип зернистых алмазов связан с их грануляцией, которая приводит к образованию криптокристаллической структуры, сообщаящей алмазу высокую прочность. Такие тонкозернистые алмазы описаны под названием фразезит (Харьков и др., 1998, с. 405) в трубке Премьер, породившей Куллинан (3106 карат) и множество других гигантских кристаллов (726-220 карат).

Зернистые разновидности алмазов (карбонадо и др.) в типичных кимберлитах, слагающих стволы кимберлитовых трубок, не образуются. Характерным местом их образования служат

апикальные части трубок, в которых кимберлитовый магматизм в значительной мере утрачивает типичные для него черты, распространяясь путем магматического замещения в песчано-глинистые породы платформенного чехла, как показано на рисунке 7 на примере кимберлитовых трубок Заира (Харькив и др., 1998, с. 453). Поскольку апикальные части трубок в различной мере эродированы - типичным местом распространения зернистых алмазов служат россыпи.

Разнообразие кимберлитов во многом обусловлено неоднородностью флюидного режима формирования кимберлитовых трубок. Собственно кимберлиты формировались в относительно глубинных частях трубок при относительно повышенном флюидном давлении, способствовавшем собирательной перекристаллизации алмазных агломераций и образованию гигантских кристаллов алмаза. Это так называемые диатремные фации консолидации кимберлитов (Erlich, Hausel, 2002). В апикальной фации трубок флюидное давление было недостаточным для развития собирательной перекристаллизации, в результате чего агрегатное состояние алмазных агломераций сохранялось, что способствовало образованию борта и карбонадо. Так например, к преобладающим алмазам Заира относится борт (составляет 75%), который характеризуется зернистой, радиально-лучистой, волокнистой и скорлуповидной структурой. Объясняется это тем, что приповерхностная фация трубок Заира значительно преобладает над более глубинной (диатремной) (рис. 7). Кимберлитовый магматизм этих трубок широко распространялся в породы чехла, формируя своеобразные алмазоносные кимберлитовые мигматиты, в которых с удалением от трубок кимберлитовый материал последовательно уступал место песчано-глинистому материалу платформенного чехла. Это фиксируется и составом включений в зернистых алмазах, в которых минералы глубинного происхождения уступают место минералам пород платформенного чехла.

Кимберлитовая магма относится к щелочно-ультраосновному типу и сопровождающие ее трансмагматические флюиды особенно агрессивны по отношению к силикатным песчано-глинистым породам платформенного чехла, которые вследствие этого наиболее легко замещаются кимберлитовыми магмами. Этим объясняется нередко широкое горизонтальное распространение кимберлитовых магм, в том числе, алмазоносных. С удалением от порождающих их кимберлитовых трубок утрачиваются многие свойственные кимберлитам особенности и породы выделяются под особыми названиями – ксенотуффобрекчии, туффизиты и др. (Харькив и др., 1998, с. 320). Особенно своеобразными алмазоносными породами являются туффизиты – щелочно-ультраосновные песчано-глинистые брекчии туфового облика, образующие ветвящиеся многофазные жилы, дайки, стратиформные тела и трубки (Лукьянова и др., 1999). Это удивительное и очень широкое распространение алмазоносного магматизма в рыхлые песчано-глинистые толщи платформенных чехлов.

Туффизиты состоят из кварца, полевых шпатов, серпентизированного оливина, характеризуются повышенным содержанием титана, фосфора, магния, калия, редкоземельных элементов. По величине отношения содержаний рубидия, стронция, урана и тория и других индикаторных элементов и по минералам тяжелой фракции туффизиты сходны с кимберлитами. Показательно наличие в них хромита, хромистого пикроильменита, пиропы с высокой кноррингитовой составляющей, хромдиопсида, округлых кристаллов алмаза. Все это с несомненностью свидетельствует о генетической связи туффизитов с алмазоносными кимберлитами, в отличие от которых в них отсутствует включения первичных алмазоносных пород (перидотитов, пироксенитов, эклогитов) и обильны включения терригенных пород (сланцев, песчаников, кварцитов), инъецированных туффизитами, с которыми они связаны постепенными переходами.

Вся разнообразная гамма алмазоносных пород от собственно кимберлитов до туффизитов может рассматриваться в качестве аналогов материнских пород карбонадо. Об этом можно судить по огромному разнообразию минеральных включений в карбонадо, обзор которых приводится в работе (Erlich, Hausel, 2002). Связь с кимберлитовым магматизмом устанавливается обнаружением богатого хромом пиропы в якутских карбонадо, оливина, серпентина и хромита в африканских карбонадо. В основном же для карбонадо характерны кварц, ортоклаз, гематит, графит, ильменит, рутил и многие другие минералы, соответствующие осадочным породам платформ. Особой интерпретации требуют

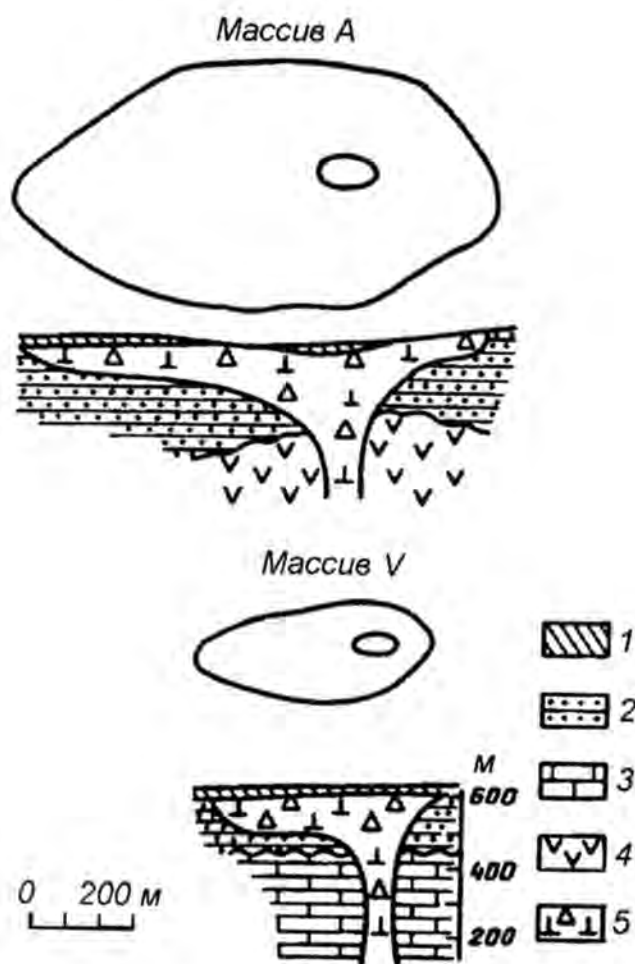


Рис. 7. План и разрезы кимберлитовых трубок группы Дизеле в Заире (Харьков и др., 1998, с. 453):

1 - делювиальные отложения; 2 - песчаники; 3 - известняки; 4 - долериты; 5 - кимберлитовые породы приповерхностной фации и подводящего канала

минералы, свойственные щелочным магматическим породам (меллилит, перовскит, алланит, флоренсит, вейншенкит и др.). Они отражают щелочную тенденцию кимберлитового магматизма, образующего в общем единую магматическую серию со щелочным лампроитовым алмазоносным магматизмом. В отличие от кимберлитов в состав лампроитов входят лейцит и другие щелочные минералы, богатые калием, намекающими сходство их с флогопитовыми типами кимберлитов.

Таким образом, кимберлитовые и лампроитовые магмы не только наследовали алмазоносность перидотитов, пироксенитов и эклогитов (с

частичным растворением и дезинтеграцией алмазных зерен), но в ходе их магматического замещения также аккумулировали измененные зерна алмаза в алмазные агрегаты, превращавшиеся затем в карбонадо, борт, баллас. Они сохранялись в их зернистом состоянии только в апикальных частях трубок в условиях относительно низкого флюидного давления, в глубинных зонах трубок подвергаясь собирательной перекристаллизации с образованием крупных и гигантских кристаллов алмаза. Собирательная перекристаллизация распространяется не только на алмаз, но и на его спутники (гранат, оливин, хромит, пироксены), образующие в кимберлитовых трубках так называемые мегакристы. В них, как и в карбонадо и гигантских алмазных кристаллах, совмещаются признаки древнейших минералов глубинного мантийного происхождения и более молодых коровых образований, рожденных кимберлитовым магматизмом.

Очаги кимберлитового и лампроитового магматизма создавались в интрузивах первичных алмазоносных пород с возрастным разрывом, измеряемым миллиардами лет, и тем не менее, в определенной генетической связи с ними. Это объясняется длительным сохранением структурных связей алмазоносных интрузивов с породившими их глубинными магматическими очагами, эволюционировавшими под воздействием флюидных потоков, порождаемых расплавленным земным ядром. Эволюция универсально выражалась ощелачиванием расплавов, связываясь с магматическим замещением ультраосновного мантийного субстрата. На разных ступенях этого ощелачивания флюидное воздействие глубинного магматизма распространялось на алмазоносные интрузивы, генерируя в них очаги кимберлитового и лампроитового магматизма. Они в свою очередь служили источником восходящих потоков трансмагматических флюидов, создающих своеобразные каналы путем растворения кристаллического основания и чехла платформ. Эти каналы служили главными

направлениями внедрения кимберлитовых и лампроитовых магм, распространявшихся затем в относительно рыхлые породы платформенного чехла с образованием своеобразных кимберлитовых и лампроитовых мигматитов. Такая модель флюидного растворения платформенного субстрата объясняет находки в кимберлитах и лампроитах включений пород верхних горизонтов платформенных чехлов, распространяющихся в трубках почти до километровой глубины. Кимберлитовые и лампроитовые трубки вписываются, таким образом, в общий механизм образования платформенных депрессий, обусловленных внедрением из глубины ультраосновных магм и воздействием их трансмагматических флюидов на верхние, сиалические, части платформ, вызывающим их деструкцию. Однако трубки отличаются относительной локальностью проявления, хотя их распространение связывается с региональными деформациями платформенных структур, что доказывается их возрастными группировками. Так, например, на Сибирской платформе древнейшие (допалеозойские) трубки распространены в ее южной части в обрамлении Алданского щита. Они параллелизуются по возрасту с трубкой Премьер в Африке, занимающей мировое первенство по нахождению в ней гигантских кристаллов алмаза.

В более северной области развития палеозойского кимберлитового магматизма к наиболее продуктивным относится трубка Мир, как по алмазам нормального размера, так и по гигантским кристаллам. Трубке Мир существенно уступает по значению трубка Удачная, расположенная значительно севернее.

На севере Сибирской платформы, в том числе и в обрамлении Анабарского щита, распространены мезозойские кимберлитовые трубки, значительно уступающие по продуктивности палеозойским трубкам. В их кимберлитовом магматизме выражен уклон в сторону мелилитовых щелочных пород с карбонатитами, которым алмазоносность вообще не свойственна.

Обрисованные закономерности отражают региональные поисковые критерии кимберлитовых трубок, связанных своим происхождением с разновозрастной активизацией древнейших структур, контролировавших размещение первичных интрузивных алмазоносных пород (Маракушев, 1985), представленных пироповыми перидотитами, гранатовыми пироксенитами и эклогитами. Обобщение обширного материала, определившее внедрение их пород в подвижные пояса, обрамляющие древнейшие воздымания континентальной коры. Наиболее наглядно это выражается в северо-западной Австралии, алмазоносный магматизм в которой распространен в обрамлении древнейшего поднятия (плато Кимберли). Аналогичной закономерностью объясняется положение Архангельской алмазоносной провинции на южном обрамлении Балтийского щита, а также нахождение алмазоносных трубок в обрамлениях Анабарского и Алданского щитов на Сибирской платформе. Аналогичная закономерность прослеживается в складчатых поясах эклогит-пироксенит-перидотитового типа, обрамляющих древнейшие континентальные структуры (Азиатский эклогит-глаукофан-сланцевый пояс). В отличие от платформенных интрузивов эти породы в складчатых поясах подвергались метаморфизму, в том числе глаукофансланцевому, неблагоприятно отражавшемуся на сохранении в них алмазной минерализации.

Ассоциация пироповых перидотитов, гранатовых клинопироксенитов и эклогитов является, таким образом, универсальной, представленной как в нодулях кимберлитовых и лампроитовых трубок, так и в складчатых офиолитовых поясах, причем только в их типах, связанных с мантийными разломами наиболее глубинного заложения.

Метаморфизм перечисленных пород в складчатых поясах существенно изменяет первично магматические соотношения составов слагающих их минералов, направленное в сторону возрастания железистости граната относительно других силикатов. Это определяет петрографическое различие пород в складчатых поясах и нодулях кимберлитовых трубок. В последних сохраняются первично магматические соотношения железистости сосуществующих минералов. Внутриконтинентальные мантийные магматические очаги являются значительно более глубинными по сравнению с мантийными очагами континентальных окраин. Поэтому алмазоносность пироповых перидотитов, пироксенитов и эклогитов, на основе которых формировались кимберлитовые и лампроитовые трубки, несравнимо выше алмазоносности соответствующих им пород складчатых поясов.

Таким образом, к известным критериям поисков алмаза, основанным на минералах-спутниках, добавляется ряд других, касающихся разлгия первично-магматических алмазоносных пород и их метаморфизованных разновидностей в складчатых поясах и состава кимберлитов,

известково-щелочной уклон которых в сторону карбонатитов относится к неблагоприятным признакам. При поисках гигантских кристаллов алмаза к благоприятным признакам относятся низкая щелочность и древний возраст кимберлитов. Важно также указывать фациальную позицию гигантских кристаллов, приуроченность их к диатремной (относительно глубинной) фации кимберлитовых трубок в противоположность агрегатным алмазам (карбонадо и др.), приуроченных к их апикальным частям.

Работа выполнена по программе Научной Школы 1301.2003.5

Литература

1. Горшков А.И., Титков С.В., Сивцов А.В. и др. Первые находки самородных металлов Cr, Ni и α -Fe в карбонадо из алмазных месторождений Якутии // Геохимия. 1995. № 4. С. 588-591.
2. Горшков А.И., Титков С.В., Сивцов А.В. и др. Редкоземельные минералы в карбонадо из якутских алмазных месторождений // Геохимия. 1996. № 4. С. 1-6.
3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них // М.: Мир, 1983. 300 с.
4. Лукьянова Л.И., Орлова М.П. Слодкевич В.В. Новые генетические типы алмазоносных провинций и формаций // Образование и локализация руд в земной коре. Изд-во СПб. Ун-та, 1999. С. 254-263.
5. Макеев А.Б., Дудар В.А., Лютоев В.П. и др. Алмазы Среднего Тиммана // Сыктывкар, Институт Геологии Коми Научного центра УрО РАН, 1999. 79 с.
6. Маракушев А.А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм // Очерки физико-химической петрологии. 1985. В. 13. С. 5-53.
7. Маракушев А.А., Гаврилов Н.М., Маракушев С.А. Периодичность изменения термодинамических, физических и биохимических свойств элементов // ДАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 1-7.
8. Портнов А.М. Самоокисление мантийного флюида и генезис кимберлитовых алмазов // ДАН. 1982. Т. 267. С. 166-168.
9. Руденко А.П., Кулакова И.И., Скворцова В.Л. Химический синтез алмаза и аспекты общей теории // Успехи химии. 1993. Т. 62. № 2. С. 99-117.
10. Спицын Б.В., Алексеенко А.Е. Возникновение, современные возможности и некоторые перспективы развития синтеза алмаза из газовой фазы // Алмазные пленки и пленки родственных материалов. Харьков, 2002. С. 122-147.
11. Тейлор Р.Дж. Происхождение химических элементов // М.: Мир, 1975. 332 с.
12. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Зуев В.М. История алмаза // М.: Недра, 1997. 601 с.
13. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира // М.: Недра, 1998. 554 с.
14. Erlich E.J., Hausel W.D. Diamond deposits // Society of Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. (SME), Littleton, Co, USA 80127, 2002. 374 p.
15. Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic Properties Substances at 298.15 K and 1 Bar (10^5 Pascals) Pressure and Higher Temperatures. US Geological Survey Bulletin, 2131, Washington, 1995. 465 p.

ОБОГАЩЕННЫЕ МАНТИЙНЫЕ РЕЗЕРВУАРЫ – ИСТОЧНИК КРУПНЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. ВРЕМЯ ПОЯВЛЕНИЯ, МЕХАНИЗМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ, ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ

Л.Н.Когарко

Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва

Обогащенные резервуары в истории Земли

Щелочной магматизм относится к ряду наиболее продуктивных формаций мира. Современные данные по геохимии, изотопии и сейсмической томографии показывают, что щелочной магматизм генерировался из обогащенных мантийных резервуаров. Суперкрупные комплексные месторождения редкометального сырья (Nb, Ta, Zr, TR, Sr, Ba) радиоактивных элементов, фосфора и алюминия сосредоточены в этих породах. Почти 100% мировых запасов магматического стронция, более 85 % ниобия, циркония, церия связаны со щелочным и карбонатитовым магматизмом. Потребление этих элементов непрерывно растет в особенности в индустриально-развитых странах, поэтому щелочные породы можно рассматривать как сырье будущего.

Проявления щелочного магматизма наиболее типичны для платформенных режимов и контролируются мощными разломами (рифтовыми структурами) и зонами резкого уменьшения мощности континентальной литосферы. Однако надо подчеркнуть, что щелочные породы возникают практически во всех геодинамических ситуациях и щелочной магматизм активно проявлен и в мировом океане.

Эволюция магматических режимов Земли определяется прежде всего процессами глобальной дифференциации мантии, как крупнейшей геоболочки нашей планеты. С одной стороны, постагрегационная история Земли в основном связана с многократными эпизодами плавления мантии, в результате которых возникли континентальная и океаническая кора. В ходе этого процесса мантия непрерывно должна была терять легкоплавкие компоненты (CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , редкие литофильные элементы) и превращаться в резко деплетированный субстрат, из которого способны выплавляться в дальнейшем только высокомагнезиальные, обедненные редкими элементами расплавы. Однако такой тенденции в геологическом развитии Земли не наблюдается. Напротив, появляется все большее количество фактического материала, показывающего рост обогащенности первичных мантийных магм (базальтов, пикритов) титаном, легкими редкими землями, некогерентными элементами с течением геологического времени (Campbell and Griffiths, Geol., 1992).

Изотопные исследования фиксируют наличие значительно обогащенных редкими элементами резервуаров в мантии, существование которых было бы невозможно в рамках модели непрерывного глобального плавления мантии в постагрегационное время. Все это привело в последние годы к развитию идей об активном взаимодействии мантия - кора (Hofmann, 1997), в ходе которого происходит крупномасштабный обмен веществом и создаются условия для возникновения обогащенных резервуаров. Одним из важнейших геохимических следствий подобного процесса является образование обогащенных редкими элементами блоков в мантийном субстрате. Не вызывает сомнения, что появление щелочного магматизма в истории Земли, с которым связано колоссальное концентрирование редких элементов, вызвано именно генерацией подобных зон в мантии. Обобщение обширных литературных материалов и наших данных (Kogarko, et al, 1995) показало, что щелочной магматизм в истории Земли возник на рубеже 2,5 - 2,7 млрд. лет. Щелочные породы старше 2700 млн. лет отсутствуют (рис. 1).

Как видно из рисунка 1, в процессе эволюции Земли происходит непрерывное нарастание активности щелочного магматизма, возрастает и мощность щелочных формаций в течение геологического времени. Например, общий объем молодых платофанолитов Кении составляет более 50 тыс. км³ (Логачев, 1977), что значительно превышает мощность щелочных проявлений всех геологических эпох вместе взятых. Лазаренков В.Г. (1988) также отмечал рост масштабов щелочного



Рис. 1. Распределение интенсивности щелочного континентального магматизма во времени

магматизма во времени. Интересно отметить, что эволюция магматизма океанов имеет ту же направленность.

На основании созданного нами банка данных по магматизму островов и подводных гор Атлантического океана, имеющему в основном щелочной характер, было показано, что интенсивность внутриплитного магматизма значительно нарастает в течении геологического времени. Появление щелочных пород на границе архей - протерозой совпало с целым рядом крупных глобальных событий. Эта граница - очень важная веха в истории Земли:

(1) Большинство авторов именно с этим рубежом связывают смену геодинамического режима нашей планеты - к тектонике плюмов присоединилась тектоникой плит (Хаин, 1994).

(2) Именно на этом рубеже сформировалась кислородная атмосфера Земли (Holland, 1984) в основном за счет деятельности живых организмов и диссипации водорода в космос. Ранее атмосфера состояла из смеси CH_4 , H_2 и CO_2 (Cloud, 1968)

(3) На границе архей-протерозой отмечался самый мощный рост континентальной коры, сформировались платформенные режимы. Под влиянием кислородсодержащей атмосферы на этом рубеже происходило образование "окисленных" морских осадков - джеспеллитов, карбонатов, произошло окисление палеопочв (Holland, 1984). Интересно отметить, что архейские супергигантские осадочные месторождения уранинита и пирита (типа Витватерсранд), а также сидерита (Лабрадор) не имеют аналогов в постархейское время, так как минералы, слагающие эти руды, не устойчивы в кислородной атмосфере (Walker, 1977; Holland, 1984). Глобальные проявления тектоники плит на рубеже архей - протерозой вызвали субдукцию уже значительно окисленной океанической коры, содержащей повышенные концентрации летучих компонентов (в основном H_2O и CO_2), что в свою очередь привело к вовлечению в мантийные циклы этих компонентов. Активное взаимодействие кора - мантия не только способствовало увеличению содержаний летучих в мантии, потерявшей эти компоненты в процессах высокотемпературной аккреции на ранних этапах развития Земли, но и вызвало окисление мантийного флюида, по-видимому, состоявшего в допротерозойское время в

основном из смеси метана и водорода (Arculus, Delano, 1980). Рассмотрим эти вопросы более подробно. Интенсивные исследования последних лет режима мантийных флюидов выявили глубокую гетерогенность мантии в отношении окислительно-восстановительного потенциала. В свете современных данных (Haggerty, Tompkin, 1983) вариации фугитивности кислорода мантийного субстрата укладываются в 5 - 6 логарифмических единиц по отношению к буферной системе кварц-файалит-магнетит (QFM). Однако, несмотря на значительную неоднородность литосферной и астеносферной мантии Земли в отношении окислительно-восстановительного состояния, наблюдаются определенные закономерности. Большинство авторов склонно считать, что наиболее древняя архейская литосферная мантия, являющаяся источником алмазов, характеризовалась весьма низкими величинами fO_2 . Дело в том, что в алмазах, возраст которых по данным Ричардстона (Richardson, 1986), Крамера (Kramers, 1979) и Озимы (Ozima, et al., 1983) гораздо древнее вмещающих кимберлитов и составляет в некоторых случаях более 3 млрд. лет, встречаются включения безникелевого металлического железа (Соболев и др., 1981), муассонита, магнезиовюститита (Meyer, 1987) и метана (Giardini, Melton, 1975), что свидетельствует об исключительно восстановительной атмосфере древней архейской мантии. Эти данные хорошо согласуются с материалами по геохимии ванадия в архейских толеитах (Shervais, 1982), которые показали значительный рост отношения Ti/V в процессах дифференциации, обусловленный фракционированием пироксенов, концентрирующих восстановленный трехвалентный ванадий. Недавно наши исследования впервые показали присутствие в мантии металлических железо-никелевых сплавов, содержащих медь - фаз, слагающих ядро Земли (Рябчиков и др., 1994). Их присутствие требует очень низких значений фугитивности кислорода - на 3 логарифмические единицы ниже буферной смеси вюстит - железо (O'Neil, 1991). По-видимому, подобные условия существовали в начале геологической истории Земли - около 4,6 млрд. лет назад во время формирования ядра.

Экспериментальные работы Аркулуса и Делано (Arculus, Delano, 1980) по определению окислительно-восстановительного режима мантийных нодулей с помощью электрохимических ячеек показали весьма низкие величины fO_2 для ряда ксенолитов и базальтовых мегакристов, которые также близки к буферу вюстит - железо. В то же время недавние исследования Балхауса (Bullhaus, 1993) установили более окисленный характер большинства мантийных перидотитов (от -2 до 0 log. ед.) по отношению к буферной системе (QFM) и особенно мантийного субстрата сильно проработанного метасоматическими процессами (до 2 log.ед. выше fO_2 буфер QFM). Из всех магматических формаций наиболее окисленными (+3 log.ед. fO_2 QFM) являются андезиты и базальты островных дуг, генезис которых теснейшим образом связан с субдукцией океанической коры, а также щелочные породы океанических островов (+2 log. единицы от буфера QFM). (Bullhaus, 1993). Наши данные показали значительную окисленность высокощелочных лав острова Триндади (Kogarko et al., 1995), фугитивность кислорода которых превышает на 3 порядка fO_2 буферной смеси QFM. Исследования степени окисленности современных вулканических газов (Holland, 1984) показали, что соотношения H_2/H_2O и CO/CO_2 составляют 0.01 и 0.03 соответственно, что, несомненно, говорит о высоких значениях фугитивности кислорода современного мантийного магмообразования.

Все эти данные еще раз подчеркивают значительную неоднородность мантии в отношении окислительно-восстановительного режима и свидетельствуют о существовании реликтов более древней восстановительной мантии среди более окисленного мантийного материала, что, несомненно, говорит о глобальных процессах окисления мантии в истории Земли. По нашему мнению, наиболее важным процессом окисления мантии является непрерывное, именно с постархейского времени погружение окисленной литосферы в мантию. Наши расчеты, основанные на допущении о ежегодном извержении в срединно-океанических хребтах около 20 км^3 базальтового вещества дали оценку общего количества воды, поступившего в мантию за последние 2.5 млрд. лет. В основу расчетов положено предположение об общей протяженности срединно-океанических хребтов около 65 тыс.км, средней скорости спрединга - 5 мм в год и мощности океанической коры около 7 км. Интересно отметить, что А.Хофман (Hofmann, 1997) рассматривая вопросы рециклирования океанической коры принимает величину ежегодного поступления материала в мантию - 20 км^3 . Допуская содержание воды в измененной океанической коре 2-3% (De Vore, 1983), можно заключить, что ежегодный приток воды в мантию составляет около 10^{14} г моль/год, что на

порядок выше величины приводимой Кастингом с соавторами (Kasting et al., 1993). За 2,5 млрд. лет, предполагая постоянную скорость движения субдукционных плит, эта величина составляет $2.5 \cdot 10^{23}$ грамм молей воды. Принимая вес мантии Земли около $4.2 \cdot 10^{24}$ кг (70 % от веса Земли) и среднее содержание железа около 8% можно оценить количество двухвалентного железа в мантии при допущении равновесия с флюидом, отвечающим буферной системе вюстит-железо. Эта величина составляет около $4.7 \cdot 10^{24}$ грамм молей FeO. Окисление железа в мантии идет по реакции: $2\text{FeO} + \text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{H}_2$ (1), в ходе которой водород может выделяться во флюид и выноситься в атмосферу Земли и даже в космос (Holland, 1984), вызывая повышение $f\text{O}_2$ в атмосфере нашей планеты. Расчеты показывают, что если взять за основу реакцию (1), то количества воды $2.3 \cdot 10^{23}$ будет достаточно, чтобы окислить 1/10 железа мантии и повысить окислительный потенциал мантии до буферной системы кварц-фаялит-магнетит, который сейчас принимается большинством геохимиков (Bullchaus, 1993). По данным Де Воре (De Vore, 1983) одна треть субдукционной воды отделяется в атмосферу в результате островодужного вулканизма. А.В.Соболев и О.Шассидон (Sobolev, Shoussidon, 1996) предполагают, что не более 60% воды вовлекается в мантийные циклы.

Приведенные нами расчеты носят полуколичественный характер, однако, несомненно, говорят о реалистичности процессов окисления мантии за счет субдукционной воды. По данным (Kasting et al., 1993) и других исследователей (Ringwood, 1990) в мантию путем процессов погружения океанической коры, содержащей карбонатный материал, осуществляется приток углекислоты, равный приблизительно $6 \cdot 10^{12}$ г моль/год, что значительно меньше по сравнению с водой. Интересно в этой связи отметить, что среди щелочных формаций карбонатиты, состоящие на 20 % из углерода, по нашим подсчетам занимают не более 6-27 %. Связь карбонатитов с процессами рециклирования океанической коры подтверждается огромным разбросом значений δC_{13} для карбонатитовых комплексов различных регионов (Bell, 1989).

Наши обобщения показывают, что калиевые породы возникли позже натровых в истории Земли, примерно на рубеже 1,5 млрд. лет. Можно предполагать, что именно в это время (Браун, Массет, 1984) усилились процессы погружения континентальной коры, значительно обогащенной калием, в мантию.

Глобальное окисление мантийного флюида в раннем протерозое способствовало началу крупномасштабного метасоматоза мантии, так как именно окисленная флюидная фаза ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) способна переносить огромные количества силикатного материала (Wendland, Harrison, 1979).

Таким образом, процессы окисления атмосферы Земли, а затем мантии на границе архей – протерозой, как результат смены геодинамического режима планеты и резкой активизации взаимодействия кора – мантия, привели к глобальным метасоматическим перемещениям вещества и возникновению обогащенных редкими элементами зон в подкоровом субстрате-источнике щелочного магматизма. Совпадение по времени этих событий (окисление атмосферы и появление щелочных пород) не может быть случайным и, несомненно, указывает на фундаментальную связь этих процессов. Появившись в конце архея по указанным выше причинам щелочные магматиты в течение всего протерозоя, по крайней мере, до конца венда, пользовались лишь весьма ограниченным распространением (рис. 1). Небольшое возрастание имело место лишь в конце среднего протерозоя, между 1300 и 1000 млн. лет. Зато, начиная с 600 млн. лет, распространенность щелочных магматитов почти неуклонно возрастала, с пиками на уровне ~ 550, 400, 250 млн. лет и, особенно резко, начиная с 200-180 млн. лет, достигнув рекордного значения ~ 40 млн. лет назад, т.е. в эоцене. Этот характер распространения щелочных магматитов оказывается справедливым и для отдельных континентов – Северной и Южной Америки, Восточной Европы, Сибири, и для Африки. Отмечается и резкое возрастание распространенности кимберлитов, лампроитов и карбонатитов, начиная с конца ордовика с максимумом в позднем мелу – раннем палеогене (Сахно, Щевырев, Зинчук, 1999). Следует, однако, оговориться, что эта картина несомненно искажена тем фактом, что значительная часть более древних щелочных пород, слагавших океанские острова и подводные горы оказалась поглощенной в зонах субдукции. Это касается, в частности, мезозойских магматитов восточной части Тихого океана. Поэтому наибольшую степень сохранности обнаруживают щелочные массивы в пределах континентальных платформ. Если бы удалось учесть это обстоятельство, картина распространения щелочных пород во времени была бы менее контрастной. Думается, однако, что она

не претерпела бы принципиальных изменений. Поэтому эта явная неравномерность в проявлении щелочного магматизма с его значительным возрастанием в фанерозое требует своего объяснения. Как известно, преобладающее число щелочных массивов формировалось во внутримитной обстановке, в результате проявления активности мантийных струй-плюмов. Лишь часть их размещалась на осях спрединга, но, только там, где с ними сочетались горячие точки, как например, Азорский архипелаг в Атлантике. Вместе с тем, на глубинном мантийном уровне, как показали данные сейсмотомографии, относительно пограничной зоны мантия-ядро наблюдается органическая взаимосвязь между погружением в эту зону слэбов субдуцируемой океанской литосферы и подъемом (по соседству) восходящих мантийных струй-плюмов. Именно благодаря этому, даже в вулканитах, образующихся глубоко в пределах литосферных плит, изотопно-геохимические исследования обнаруживают следы присутствия рециклированного корового материала, что недавно установлено, в частности, для гавайских вулканов (Hofmann, 1997).

Следует учитывать еще одно важное обстоятельство. Весьма вероятно, что в истории Земли происходило чередование периодов с господством общемантийной и двухъярусной - раздельно нижней и верхнемантийной конвекции. Вторая преобладала в эпохи формирования суперконтинентов - Пангей, первая - в эпохи их существования и начала распада. Кстати, появление щелочных пород совпало с эпохой образования первого (из более или менее уверенно установленных) суперконтинента в истории Земли (Пангея-0). В периоды двухъярусной конвекции субдуцируемые слэбы, как и предполагал А.Рингвуд (Логачев, 1977), могли задерживаться на границе верхней и нижней мантии и именно отсюда могли подниматься плюмы. Поскольку существует определенная зависимость между вязкостью мантии и ее способностью к раздельной или общемантийной конвекции, а именно, с повышением вязкости, вызванным вековым охлаждением Земли, возрастает вероятность перехода к общемантийной конвекции, которая, очевидно, и преобладает в современную эпоху, в то время как в позднем архее, скорее всего, имела место двухъярусная конвекция, и плюмы, соответственно, зарождались в подошве переходной зоны от верхней к нижней мантии, на глубине 660-670 км. Более значительные изменения глубинной геодинамики следует предполагать для конца неопротерозоя. Они совпали с распадом суперконтинента Родиния (начало позднего рифея) и могли выразиться в установлении общемантийной конвекции. В еще большем масштабе это могло произойти позднее, в период 400-250 и особенно 200-180 млн лет, в эпоху начала распада вегенеровской Пангеи. Именно с этого времени, по данным сейсмической томографии, многие слэбы субдуцируемой океанской литосферы - на восточной периферии Тихого океана, Монголо-Охотского и Южно-Анжуйского палеоокеанов (Vander, Spakman, Bigwaard, 1999) стали достигать слоя D'' в основании мантии и, следовательно, способствовать подъему плюмов с этой глубины. Таким образом, могло начаться поступление материала обогащенного флюидами из низов мантии, с глубины 1000-1200 км, а не с границы нижняя-верхняя мантия - 670 км, как то считалось еще недавно.

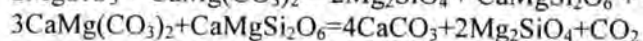
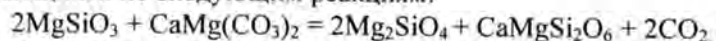
Выявленное нами возрастание роли щелочного магматизма в истории Земли может отражать постепенное вовлечение в общемантийную конвекцию и адвекцию (плюмы) все более глубоких уровней мантии Земли, все возрастающий обмен веществом между поверхностью Земли и земной корой, и ее более глубокими недрами в процессе ризайклинга, и все возрастающее дренирование последних метасоматизирующими флюидными потоками.

Глобальный мантийный метасоматоз и генезис обогащенных резервуаров подкоровых зон

В качестве геохимического следствия глобальной дегазации субдуцированного материала и высвобождения окисленного флюида (воды и углекислоты) может возникнуть крупномасштабное пленочное плавление по механизму предложенному Рингвудом (Ringwood, 1990). Можно предполагать, что именно расплавы низких степеней плавления, обогащенные водой и углекислотой, способные к переносу огромного количества редких несовместимых элементов и щелочей (Ringwood, 1990; Wendland, Harrison, 1979), являются главными агентами метасоматоза мантийного субстрата. Экспериментальными исследованиями Рябчикова (1988) показано, что при высоких давлениях водный флюид может содержать десятки процентов силикатов, обогащенных щелочами.

Ранее нами и другими авторами (Рябчиков, 1988; Когарко и др., 1988) была показана решающая роль метасоматических процессов в генезисе щелочных магм. Только метасоматический привнос редких литофильных элементов в зоны магнообразования щелочных расплавов может объяснить, с одной стороны резкую обогащенность щелочных магм редкими литофильными элементами, а с другой стороны - их деплетированный характер в отношении радиогенных изотопов. В качестве примера можно привести наши данные (Когарко и др., 1981; Kogarko et al., 1995) по изотопии крупнейших в мире щелочных комплексов Кольского полуострова (Хибинский и Лавозерский массивы), с которыми связаны супергигантские редкометальные месторождения. Эти работы показали резко деплетированный в отношении редких элементов характер исходного мантийного субстрата - источника щелочного магматизма. На диаграмме мантийных корреляций $\epsilon_{Nd} - \epsilon_{Sr}$ данные для пород и руд Хибинского и Лавозерского массивов попадают в деплетированную область (Когарко и др., 1981). Подобный парадокс может быть объяснен только очень быстрой подачей метасоматизирующего материала, сильно обогащенного несовместимыми редкими элементами в мантийный очаг плавления, причем этот процесс был настолько быстрым, что радиогенные изотопы (^{87}Sr , ^{143}Nd) не успевали накопиться и изменить первоначальное деплетированное соотношение изотопов стронция, самария и неодима в исходном мантийном субстрате. Детальные исследования мантийного материала различных регионов в последние годы (Meen et al., 1989; Menzes, Murthy, 1980), а также наши данные (Когарко, 1986) показали значительную роль процессов метасоматоза в геохимической истории мантии. Появление амфиболов, флогопитов, апатита, первичных карбонатов, минералов группы линдслеит-матназит и других фаз, концентрирующих редкие элементы связано исключительно с метасоматическими реакциями мантийного субстрата, скорее всего с расплавами малых степеней плавления. В этой связи представляет большой интерес работа Д.Франсиса (Fransis, 1991), который показал, что частичное плавление сильно амфиболизированной метасоматизированной мантии приводит к генерации щелочных расплавов. Высокощелочные стекла в мантийных метасоматизированных ксенолитах были описаны также Эдгаром (Edgar et al., 1989). Нами при исследовании интенсивно метасоматизированных и карбонатизированных нодулей островов Монтана Клара (Канарский архипелаг) и Фернандо ди Норонья (Бразилия) в ассоциации с первичными карбонатами были обнаружены стекла, отвечающие по составу пересыщенным щелочами фонолитам и трахитам. Таким образом, генерация щелочных магм в ходе частичного плавления метасоматизированной мантии не вызывает сомнения.

В последние годы мы вели активные исследования мантийного карбонатного метасоматоза различных регионов мира. Нами в мантийном субстрате океанической мантии ряда островов Атлантики (Когарко, 2003) был впервые обнаружен первичный карбонат, метасоматически развивающийся по следующим реакциям:



Возникают метасоматические клинопироксены и оливины второй генерации. Используя ионный микрозонд CAMECA мы получили содержания редких элементов в метасоматических пироксенах океанической и континентальной карбонатизированной мантии (Канарские о-ва, о-в Фернандо де Норонья, Восточная Антарктида). Зная величины коэффициентов распределения редких элементов в равновесиях пироксен-карбонатный расплав (Adam, Green, 2001), мы рассчитали содержания редкоземельных и редких элементов в мантийных метасоматизирующих карбонатных расплавах. Интересно отметить, что средний состав гигантского Ловозерского массива, с которым связаны суперкрупные редкометальные месторождения попадает (рис. 2) в интервал рассчитанных значений для мантийных метасоматических флюид-расплавов.

Сопоставление полученных данных с литературными материалами по составу карбонатных расплавов метасоматизированной мантии других регионов (Rivalenti et al, 2000) показало их большое сходство. Все они без исключения обогащены легкими редкими землями и несовместимыми элементами, но в различной степени. Подобное распределение редких земель (обогаченность легкими редкими землями) несомненно говорит о том, что генезис метасоматических расплав-растворов определялся равновесиями кристалл - расплавов, так как

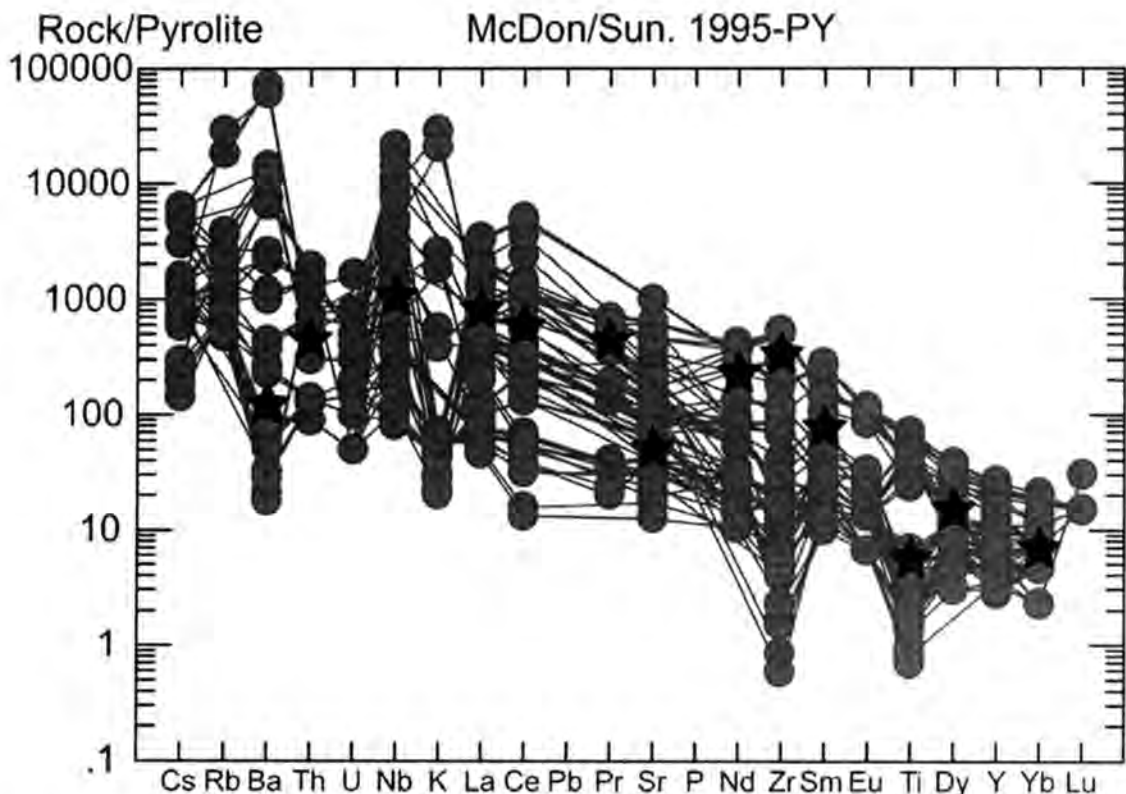


Рис. 2. Спайдер-диаграммы для мантийных метасоматизирующих расплав-флюидов (рассчитано на основании данных ионного микрозонда для метасоматических клинопироксенов мантийного материала о-ва Фернандо де Наронья, Восточной Антарктиды, Канарского архипелага)

● ☆ - спайдер-диаграмма для среднего состава пород Ловозерского щелочного массива, * - средний состав карбонатов

величины коэффициентов распределения легких редких земель в большинстве мантийных породообразующих минералах в особенности в гранатах заметно ниже по сравнению с тяжелыми редкими землями. В большинстве рассчитанных составов метасоматического расплав-флюида отмечаются минимумы высокочarged катионов-титана, циркония, ниобия (рис. 2), что согласуется с экспериментальными данными (Adam, Green, 2001), показавшими низкую растворимость этих элементов в высокотемпературных карбонатитовых жидкостях. Однако в некоторых случаях отмечаются максимумы нормированных содержаний высокочarged элементов, например титана и циркония (рис. 2), что по-видимому говорит о щелочных карбонатно-силикатных составах метасоматизирующего компонента так как согласно экспериментальных данных (Adam, Green, 2001) растворимость высокочarged катионов резко возрастает в силикатных расплавах повышенной щелочности. Несмотря на некоторые различия составов метасоматических расплавов, все они значительно обогащены редкими несовместимыми элементами и легкими редкими землями. Универсальный характер мантийных флюидов в отношении геохимии редких элементов - фундаментальная особенность геохимии мантии.

По всей вероятности восходящие мантийные плюмы, вызывая очень малые степени частичного плавления окружающего субстрата, (в особенности у подошвы плюма) приводят к возникновению расплавов, обогащенных редкими элементами и летучими компонентами, которые обладая очень низкими вязкостями, быстро проникают в верхние структурные этажи и метасоматически замещают мантийные перидотиты.

Дальнейший подъем диапира приводит к частичному плавлению ранее метасоматизированной мантии и генерации щелочных магм, значительно обогащенных редкими элементами. Предложенная модель генезиса обогащенных резервуаров в целом согласуется с геохимией метасоматизирующих расплав-флюидов, однако она предполагает исключительно низкие степени плавления мантийного субстрата. Учитывая тот факт, что мантийными источниками суперкрупных редкометальных месторождений Кольского полуострова является резко обедненный редкими элементами субстрат (Когарко, 2001), масса деплетированного материала-источника метасоматических флюидов должна быть колоссальной. Разумнее предполагать, что источником редких элементов гигантских щелочных интрузий является материал самого плюма, состав которого значительно обогащен редкими элементами даже по сравнению с примитивной мантией. Рассмотрим эти вопросы более подробно в следующем разделе.

Глубины формирования обогащенных резервуаров

В свете современных концепций, в мантии Земли выделяют два глобальных резервуара - верхняя и нижняя мантия. В последние годы работами по сейсмотомографии (Van-der-Hilst, Karason, 1999) установлено существование новой структурной гетерогенности нижней мантии, которая начинается около 1000 км и продолжается до слоя D'' - 2300. В этой области отмечается заметное замедление скорости продольных волн (Van-der-Hilst, Karason, 1999) Эти данные предполагают не два динамических режима (верхняя и нижняя мантия) в мантийном резервуаре Земли, как это было принято ранее, а три. Выявленная неоднородность прослеживается приблизительно на 2/3 пограничного слоя нижняя манти-ядро. (рис. 3) и составляет 20-30% от всей мантии Земли.

Гетерогенность обусловлена повышенной вязкостью и плотностью в самых низах нижней мантии. Размеры и морфология этой области («мега-плюма») свидетельствуют в пользу химической неоднородности нижней мантии. Если бы эта гетерогенность имела термическую природу, то ее существование было бы весьма коротким вследствие колоссального потока тепла из ядра. Увеличение плотности материала аномальной зоны по-видимому связано с фазовым распадом силикатов и формированием высокоплотных окислов. (магнезиовюстит, стишовит) при давлении выше 650кб. Выделение магнезиовюстита, обогащенного железом - еще один механизм возникновения более тяжелого субстрата. Предположение о существовании аномального слоя в нижней мантии подтверждается моделированием теплового режима Земли. Поток тепла всей Земли нашей планеты оценивается в 44 TW, причем тепловой поток земной коры за счет высоких концентраций радиоактивных элементов составляет 6 ТМ (Onions, Oxburgh, 1983), в этом случае поток тепла мантии и ядра должен быть около 38 TW. Даже если бы вся Земля имела хондритовый состав, то ее тепловой поток составил бы только 31TW (Kellogg, Hager, Van der Hilst, 1999). В настоящее время твердо установлено, что от 25% до 90% мантийного субстрата значительно деплетировано в отношении редких и радиоактивных элементов (источник базальтов срединноокеанических хребтов-MORB), следовательно тепловой поток Земли должен быть ниже 31 TW, в действительности же эта величина значительно выше (44 TW). Отсюда следует, что в мантии должен существовать слой, продуцирующий огромную массу тепла, соответствующую концентрации U-25,6 ppm. (Kellogg, Hager, van der Hilst, 1999).

Генезис обогащенной редкими и радиоактивными элементами зоны в нижней мантии не ясен. Предложена модель длительного и изолированного с момента ранних этапов развития Земли существования резервуара, возникшего либо в процессе эволюции глобального магматического океана, либо в результате рециклинга архейской коры, обогащенной мафическими компонентами и редкими несовместимыми элементами. Повышенные концентрации радиоактивных элементов должны приводить к дополнительному потоку тепла в этой зоне, обуславливая существование очень высоких температур в зоне D''. Горячий плотный материал нижней мантии под влиянием потока тепла из ядра мог всплывать, приводя к формированию таких суперплюмов, как Африканский и Западно-Тихоокеанский. Мы рассмотрели возможность генерации Кольской щелочной провинции-одной из крупнейших в мире из аномальной зоны нижней мантии. По оценкам (Арзамасцев и др., 2001) общая мощность щелочных пород Хибинского и Ловозерского массива составляет около 11000

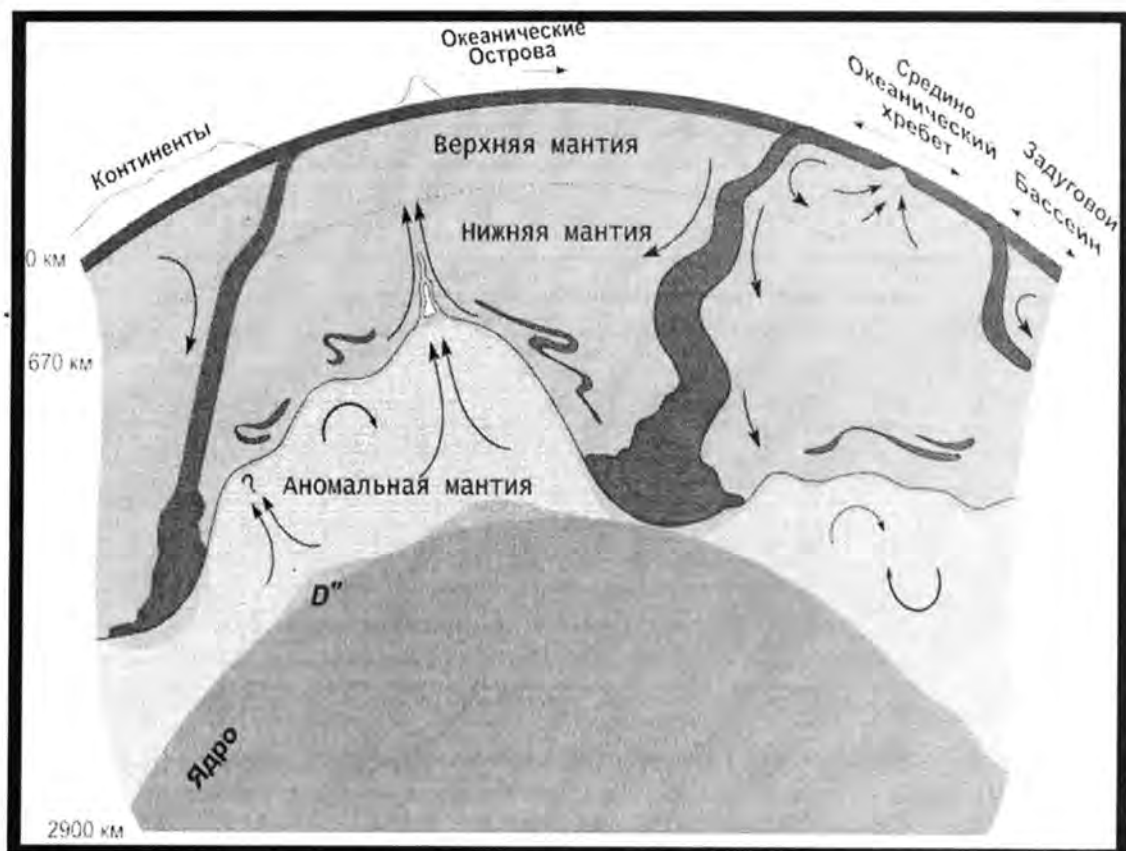


Рис. 3. Схема структуры верхней и нижней мантии Земли по данным (Van-der-Hilst, Karason, 1999)

км³. Зная средние концентрации редких элементов в этих породах (Герасимовский и др., 1966, Арзамасцев и др., 2001) - таких как цирконий и торий можно оценить объем материала примитивной или деплетированной мантии - источника этих пород. Наши изотопные исследования показали (Когарко и др., 1981), что гигантские щелочные интрузии Кольского полуострова генерировались из деплетированного в отношении редких элементов мантийного субстрата. Расчеты показали, что для возникновения Ловозерской и Хибинской интрузий объем материала примитивной мантии должен составлять около 3.7×10^6 км³ а деплетированной - 3.8×10^7 км³. Эти цифры не реалистичны, они сопоставимы и даже превышают объемы наиболее крупных мантийных плюмов в то время как геологические данные не подтверждают связь Кольской щелочной провинции с крупным плюмом.

Например, объем материала Сибирского суперплюма составляет около 7×10^6 км. (Milanovsky, 1976) Таким образом, эти расчеты свидетельствуют о вероятно значительно более обогащенном источнике щелочно-ультраосновной формации Кольского полуострова каким может быть аномальный слой нижней мантии. Общие закономерности фракционирования редких и радиоактивных элементов в мантийных резервуарах позволяют подойти к оценке распределения несовместимых элементов в аномальном слое нижней мантии. Как уже отмечалось, согласно расчетам (Rob D. van der Hilst and Hrafnkell Karason, 1999) содержание U в аномальной зоне составляет 25.6 ppm. Допуская пропорциональность фракционирования несовместимых элементов в мантийных процессах можно предполагать, что их концентрации также как и содержание урана будут примерно на 2 порядка выше по сравнению с примитивной мантией. Конечно эти оценки носят полуколичественный характер. Однако при этом допущении, при плавлении аномального субстрата нижней мантии на 15% (обычно допускаемая степень плавления суперплюмов в областях развития платобазальтов), привнос 5-30% метасоматизирующего флюида может обеспечить генерацию щелочных расплавов с концентрациями редких элементов близких к их средним содержаниям в

ультраосновных щелочных магмах, которые рассматриваются как первичные для ультраосновных щелочных формаций Полярной Сибири и Кольского полуострова. Расчеты проводились на основе закономерностей распределения ниобия в примитивной (0.7 ppm) и аномальной мантии (70 ppm), метасоматизирующем расплаве (расчетная величина – 490 ppm), первичной магме (131 ppm) (Арзамасцев и др., 2001) и предположении о 5% плавлении метасоматически преобразованного субстрата. Принимая эти величины концентраций ниобия расчетная доля привноса метасоматического материала составит – 1.3 %. При допущении степени плавления мантии в 1 % количество метасоматизирующего расплав-флюида будет очень мало – около 0.013%. Наши исследования, а также литературные материалы (Menzies, Hawkesworth, 1987) показывают, что содержания метасоматических минералов (амфиболы, слюды, апатит и др.) в мантии весьма незначительны и составляют доли процента. Очень часто процессы метасоматоза в мантии вообще не приводят к формированию отдельных минеральных фаз, привнос редких элементов метасоматизирующими расплавами весьма незначителен и приводит только к росту их концентраций в породообразующих минералах.

Таким образом, эволюция щелочного магматизма в истории Земли определялась интенсивностью мантийного метасоматоза, приводящего к возникновению обогащенных резервуаров-источников щелочных магм. Глобальное развитие метасоматоза в подкорковых зонах сопряжено с процессами субдукции океанической коры, активно начавшимися на границе архей-протерозой. Генезис суперкрупных редкометальных месторождений, по-видимому, связан с процессами мантийного метасоматоза, источником которого было частичное плавление аномального субстрата нижней мантии, выявленного новейшими работами в области сейсмотомографии (Van-der-Hilst, Karason, 1999).

Литература

1. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле, 2001. Т. 3. № 1. С. 1-35.
2. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 320 с.
3. Когарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии и магматизм океанических островов // Океанический магматизм. М.: Наука, 1986. С. 73-80.
4. Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тептелев М.П. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // ДАН СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 939-942.
5. Когарко Л.Н., Крамм У., Грауэрт Б. Новые данные о возрасте и генезисе щелочных пород Ловозерского массива (изотопия рубидия и стронция) // ДАН СССР. 1981. Т. 260. № 4. С. 1000-1005.
6. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских редкометальных месторождений Кольского полуострова // Российская Арктика: Геологическая история, Минерагенция, Геоэкология. СПб. 2002. С. 773-788.
7. Лазаренков В.Г. Формационный анализ щелочных пород континентов и океанов Л.: Недра, 1988. 230 с.
8. Логачев НА Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки. М.: Наука, 1977. 145 с.
9. Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Нтафлос Т., Курат Г. Металлические фазы в мантийных ксенолитах // ДАН. 1994. Т. 338. № 1. С. 95-98.
10. Сахно А.Д., Щевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования и алмазоносного магматизма в истории Земли. Воронежский Государственный Университет. 1999. 78 с.
11. Соболев Н.В., Ефимова Е.С., Пospelова Л.М. Ксенолиты алмазо-содержащих перидотитов в кимбеолитах и проблемы генезиса алмазов // Геология и геофизика. 1981. № 12. С. 25-29.
12. Хаин ВЕ Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 1994. 447 с.
13. Adam J. and Green T. Experimentally determined partition coefficients for monor and trace elements in peridotite minerals and carbonatitic melt, and their relevance to natural carbonatites // Eur. J. Miner., 2001. 13. Pp. 815-827
14. Arculus R.J., Delano J.W. Implications for the primitive atmosphere of the oxidation state of Earth's upper mantle // Nature. 1980. Vol. 288. Pp. 72-74.
15. Bell K. Carbonatite Genesis and Evolution. London, Unwin Hyman, 1989. 618 p.
16. Bullhaus C. Redox states of lithospheric and asthenospheric upper mantle // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. Vol. 114. Pp. 331-348.
17. Bunge, H.P. and Grand S.P. Nature, 2000. Vol. 405. Pp. 337-340.
18. Campbell, J.H. and Griffiths, R.W., J. Geol., 1992. Vol. 92, Pp. 497-523.
19. Cloud P.E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the Primitive Earth // Science. 1968. Vol. 160. Pp. 729-736.

20. De Vore, G. M. Relations between subduction, slab heating, slab dehydration and continental growth // *Lithos*. 1983. Vol. 16. N 4. Pp. 255-264.
21. Edgar A.D., Lloyd F.E. Forsyth, D.M., Barnett R.L. Origin of glass in upper mantle xenoliths from the Quaternary volcanics of Gees, West Eifel, Germany // *Contrib.Mineral.Petrol.* 1989. Vol. 103. Pp. 277-286.
22. Fransis D. Some implications of xenolith glasses for the mantle sources of alkaline mafic magmas // *Contrib.Mineral.Petrol.* 1991. Vol. 108. Pp. 175-180.
23. Giardini A.A., Melton C.E. The nature of cloud-like inclusions in two Arkansas diamonds // *American.Mineral.* 1975. Vol. 60. Pp. 931-933.
24. Haggerty S., Tompkin S. Redox state of Earth's upper mantle from Kimberlitic ilmenites // *Nature*. 1983. Vol. 303. Pp. 295-300.
25. Hofmann, A.W., Mantle Geochemistry: The Message From Oceanic Volcanism // *Nature*, 1997. Vol. 385. Pp. 219-229.
26. Holland, H., The Chemical Evolution of the Atmosphere and Ocean, Princeton: Princeton Univ. Press, 1984. 235 p.
27. Kasting J.F., Egglar D.H., Raeburn S.P. Mantle Redox Evolution and the Oxidation State of the Archean Atmosphere // *J. Geology*. 1993. Vol. 101. N 2. Pp. 245-257.
28. Kogarko L.N., Henderson I., Pacheco A.H. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulfide liquid immiscibility in the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. Vol. 121. Pp. 267-275.
29. Kogarko, L.N., Kononova, V.A., Orlova, M., and Woolley, A., Alkaline Rocks and Carbonatites of the World Part 2. Former USSR, London: Chapman and Hall, 1995. 227 p.
30. Kogarko L.N., K. Gero, N. Teodores. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando de Noronha Island, Brasil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. 140. Pp. 577-587.
31. Kramers S.D. Lead, uranium, strontium, potassium and rubidium in inclusion-bearing diamonds and mantle-derived xenoliths from Southern Africa // *Earth.Planet.Sci.Lett.* 1979. Vol. 42. Pp. 58-70.
32. Meen J.K., Ayers J.C., Fregeau E.J. A model of mantle metasomatism by carbonated alkaline melts: trace-element and isotopic compositions of mantle source regions of carbonatite and other continental igneous rocks. Unwin Hyman, 1989. Pp. 464-500.
33. Menzies M.A., and Hawkesworth C.J. Mantle Metasomatism. Acad. Press, London, 1987. 472 p.
34. Menzies M.A., Murthy V.R. Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts. Implication for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // *Earth.Planet.Sci.Lett.* 1980. Vol. 46. Pp. 323-334.
35. Meyer H. Inclusions in diamonds / Ed. P.H. Nixon, Mantle xenoliths. Chichester: John Wiley and Sons, 1987. Pp. 501-522.
36. Milanovsky E.E. Rifts zones of the geologic past and their associated formations. Report 2. *Int. Geol. Rev.* 1976. 18. Pp. 619-639.
37. O'Neil H.S.C. The origin of the Moon and the early history of the earth-a chemical model // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. Vol. 55, Part 2. Pp. 1159-1172.
38. Ozima M., Zashu S., Nitoh O. Primitive Helium in diamonds // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. Vol. 47. Pp. 2217-2224.
39. Richardson S.H. Latter-day origin for diamonds of eclogitic paragenesis // *Nature*. 1986. Vol. 322. Pp. 623-626.
40. Ringwood. A.E., Slab-Mantle Interactions. 3. Petrogenesis of Intraplate Magmas and Structure of the Upper Mantle, *Chem. Geol.*, 1990. Vol. 82. Pp. 187-207.
41. Rivalenti G., Mazzucchelli M., Girardi V., Vannucci R., Barbieri M., Zanetti A., Steve L. Goldstein S. Composition and processes of the mantle lithosphere in northeastern Brazil and Fernando de Noronha: evidence from mantle xenoliths *Contrib Mineral Petrol*, 2000. 138. Pp. 308-325.
42. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 59. Pp. 101-118.
43. Rob D., van der Hilst and Hrafnkell Karason. Compositional Heterogeneity in the Bottom 1000 Kilometer's of Earth's Mantle: Toward a Hybrid Convection Model. *Science*. March. 1999. Vol. 283. Pp. 1885-1888.
44. Sobolev A.V., Shoussidon O.N. H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid ocean ridges: implications for H₂O storage and recycling in the mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 197. N 1. Pp. 45-55.
45. Vander Voo, R., Spakman W. and Bigwaard H. *Nature*, 1999. Vol. 347. Pp. 246-249.
46. Walker J.C. Evolution of the Atmosphere. N. Y.: Macmillan Publishing Co, 1977. 306 p.
47. Wendland R.F. and Harrison W.S. Rare Earth Partitioning Between Immiscible Carbonate and Silicate Liquids and CO Vapor: Results and Implication for the Formation of Light Rare Earth-Enriched Rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979. Vol. 69. Pp. 409-419.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.А.Арзамасцев, В.Н.Глазнев

Геологический институт Кольского НЦ РАН, Апатиты

Данные о глубинном строении интрузий, системах их подводящих каналов и зонах магмогенерации являются определяющими как для оценки рудоносности проявлений магматизма, так и для разработки на этой основе поисковых критериев. Северо-восточная часть Балтийского щита представляет собой классическую область развития континентального магматизма, представленного палеозойскими щелочными и щелочно-ультраосновными интрузиями (рис. 1). Хибинский и Ловозерский магматические комплексы, занимающие центральное положение в составе Кольской провинции, входят в группу наиболее крупных щелочных интрузий мира.

Данные о глубинном строении этих объектов базируются на результатах бурения и геофизических работах 60-х годов (Шаблинский, 1963) и позволяют в общем виде определить основные элементы структуры комплексов до глубины 2-3 км. В ходе проведенных в последнее десятилетие в пределах Хибинского и Ловозерского массивов больших объемов буровых работ и детальны геофизических исследований были получены принципиально новые данные о строении и составе нижних горизонтов интрузий. Открытие карбонатитов (Карбонатиты Хибин... 1984), расширение ареала распространения и спектра щелочно-ультраосновных пород в Хибинском (Галахов, 1975), а в последнее время и в Ловозерском массиве, обнаружение пород миаскитовой серии (Коробейников, Арзамасцев, 1994) и ультракалиевых плутонов, приводят к необходимости разработки модели формирования этого крупнейшего рудно-магматического узла, базирующейся как на результатах геолого-петрологических исследований, так и учитывающей геофизические данные о глубинном строении интрузий. Очевидным следствием этих работ является уточнение представлений о структуре рудных зон крупнейших месторождений фосфора, стронция, редкоземельных элементов, циркония и ниобия, заключенных в этих массивах.

В настоящей работе представлены новые данные по геологическому строению нижних горизонтов Хибинского и Ловозерского комплексов. Приведены, прежде всего, данные о свойствах впервые обнаруженных в пределах плутонов групп пород и результаты интерпретации на этой основе геофизических аномалий. Исследования, базировавшиеся на данных поверхностных измерений плотности и расчете глубинных плотностных характеристик пород, включали построение трехмерных плотностных моделей интрузий до глубины 12.5 км.

Геолого-геофизические данные о глубинном строении комплексов

Хибинский и Ловозерский плутоны, разделенные узкой пятикилометровой зоной докембрийских образований, сложены преимущественно агаитовыми нефелиновыми сиенитами. Согласно данным изотопного датирования (Kramm & Kogarko, 1994), формирование массивов происходило в относительно узком возрастном интервале (367.5 ± 5.5 для Хибинского и 370 ± 6.7 млн. лет для Ловозерского массива). При относительной близости состава главных типов пород, строение массивов, согласно наземным наблюдениям, существенно отличается: Хибинский массив представляет собой концентрически зональную полифазную интрузию (рис. 2), главные серии Ловозерского плутона залегают субгоризонтально и проявляют признаки расслоенности (рис. 3) (Герасимовский и др., 1966; Зак и др., 1972). Об этом свидетельствовали и материалы первых геофизических работ (Шаблинский, 1963), в результате которых было установлено крутое падение внешних контактов Хибинского массива до глубины 5-6 км и пологие внешние контакты Ловозерского плутона. Предполагалось, что под пластовой интрузией Ловозера располагается концентрически-зональная интрузия, сходная по строению с Хибинской (Шаблинский, 1965).

Следует отметить, что начиная с материалов самых первых гравиметрических и магнитометрических работ по изучению массивов, было выявлено принципиальное их различие и во внешних полях. При почти одинаковой геоморфологической картине массивов, слагающих гористые

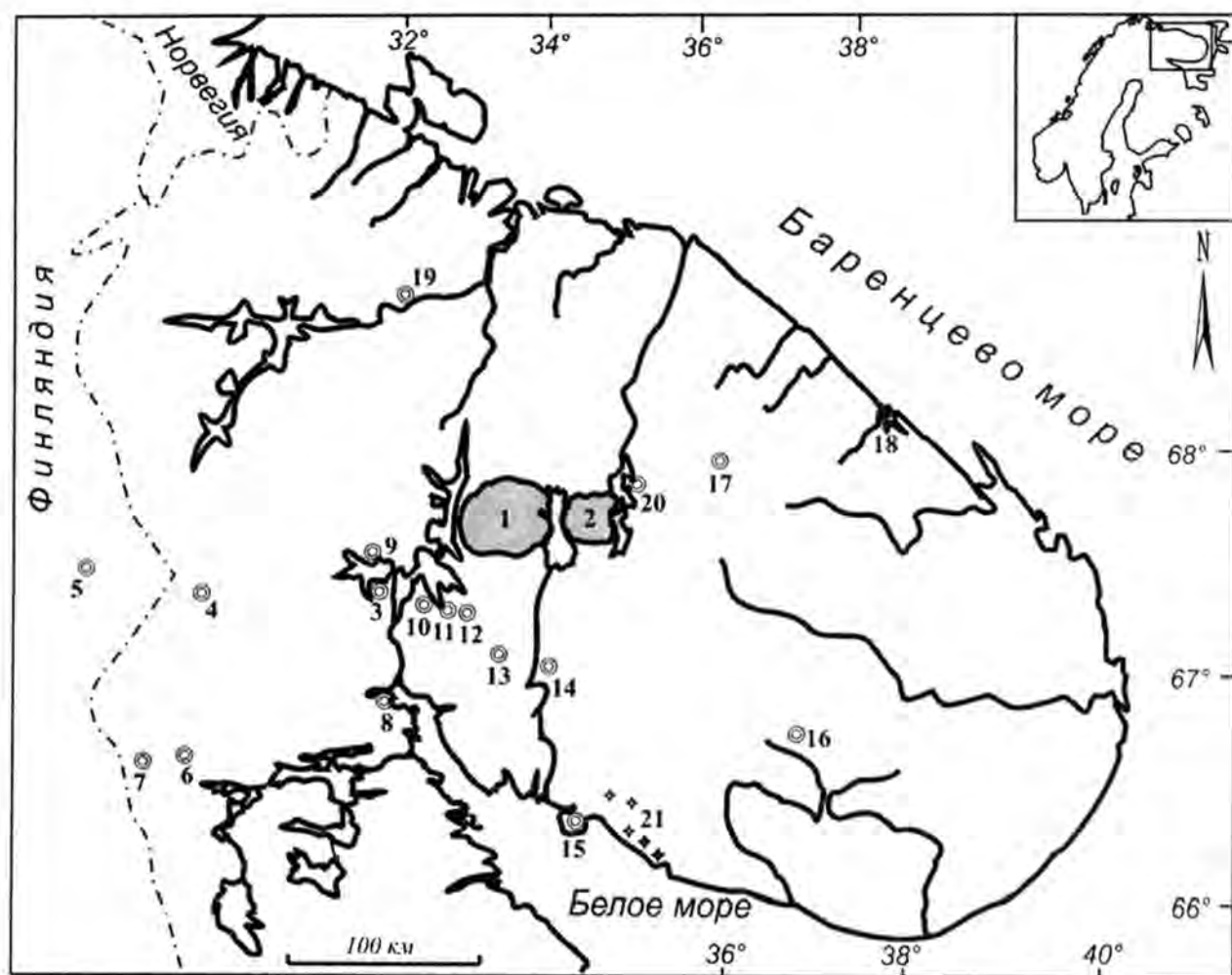


Рис. 1. Схема размещения проявлений палеозойского магматизма в северо-восточной части Балтийского щита:

Интрузии: 1 - Хибиньы, 2 - Ловозеро, 3 - Нива, 4 - Ковдор, 5 - Сокли, 6 - Вуориярви, 7 - Салланлатва, 8 - Кандагуба, 9 - Маврагуба, 10 - Африканда, 11 - Озерная Варака, 12 - Лесная Варака, 13 - Салмагора, 14 - Ингозеро, 15 - Турий Мыс, 16 - Песочный, 17 - Контозеро, 18 - Ивановка, 19 - Себлявр, 20 - Курга. 21 - дайки и трубки взрыва Терского берега

формы рельефа со средними высотными отметками от 600 до 1000 метров, Хибинский массив характеризуется локальными аномалиями гравитационного поля в диапазоне от 10 до -10 мГл, в которых просматриваются некоторые элементы концентрически зонального строения массива. Ловозерский массив характеризуется более сложным гравитационным полем, отвечающим переходу от отрицательных аномалий -10 ÷ -20 мГл в центральной части массива к положительным аномалиям в 20 ÷ 30 мГл, на его северо-восточном фланге. Наблюдаемые магнитные поля массивов имеют противоположную тенденцию: если для Хибин характерна положительная изометричная аномалия с амплитудой до 500 нТл над центром массива, то Ловозерский массив фиксируется отрицательной аномалией магнитного поля с амплитудами от -100 до -150 нТл. Столь резкие различия во внешних потенциальных полях массивов должны быть объяснены в моделях их внутреннего строения. Проведение комплексных геофизических работ на территории массивов, выполненных в последние 10 лет, позволило получить новые более детальные данные, существенно уточняющие структуру нижних горизонтов интрузий.

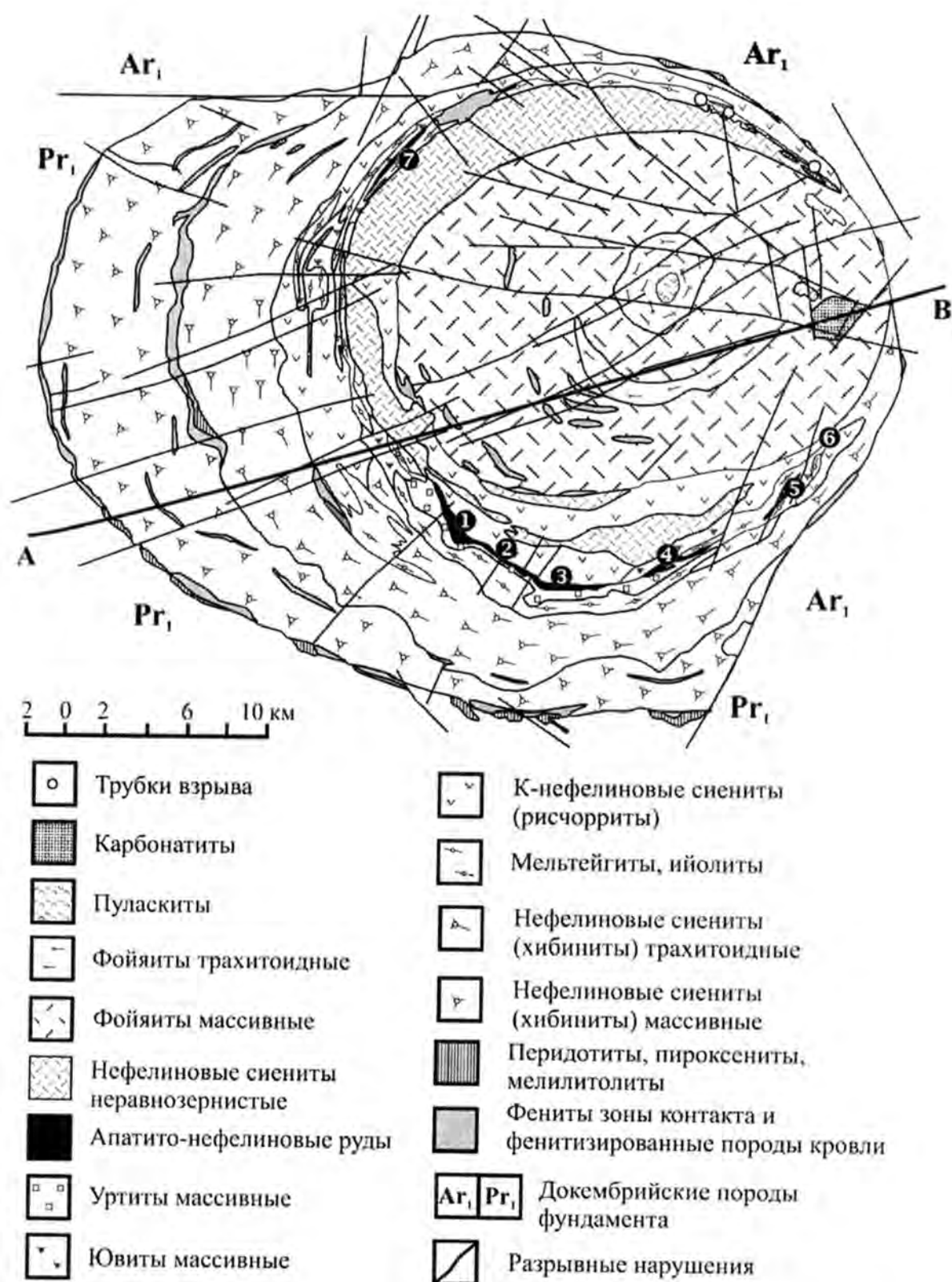


Рис. 2. Схема геологического строения Хибинского массива. Составлена на основе карты МГРЭ ПГО "Севзапгеология". Линиями показано положение плотностных разрезов

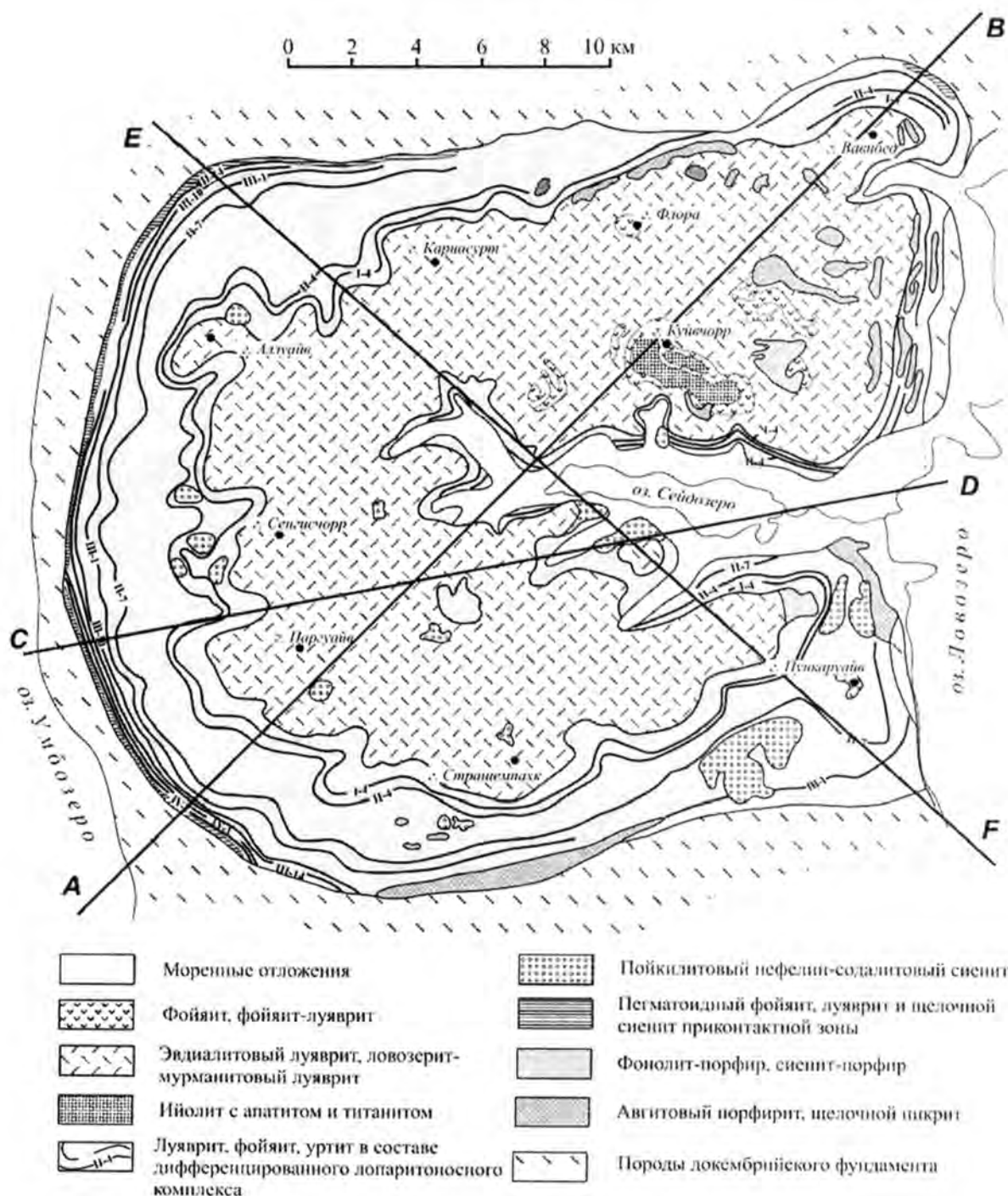


Рис. 3. Схема геологического строения Ловозерского массива. Составлена на основе данных (Герасимовский и др., 1966; Буссен, Сахаров, 1972). Линиями показано положение плотностных разрезов

Методика трехмерного плотностного моделирования

Основой для детальных плотностных расчетов моделей верхней части земной коры послужили данные о наблюдаемом гравитационном поле региона и сводные данные о плотностных свойствах поверхностных пород. При этом интерпретация геофизических данных была выполнена в

два этапа: на первом этапе строилась региональная модель земной коры северо-востока Балтийского щита, а затем на ее основе создавалась достаточно детализированная модель верхней части земной коры собственно уникальных интрузий Хибин и Ловозера вместе с их обрамлением.

Комплексная региональная модель коры щита строилась по данным сейсмических, гравиметрических и геотермических исследований его территории и прилегающих регионов (Строение литосферы..., 1993), а также петрофизическим данным. Последние включают петрофизические схемы поверхностных пород щита (Galitchanina et al., 1994) и результаты изучения взаимосвязей различных физических свойств типичных пород коры щита при нормальных и высоких РТ-условиях. Расчет комплексной трехмерной модели земной коры (Glaznev et al., 1996) выполнен в географической системе координат для всей территории Балтийского щита с шагом 0.5 по широте, 1.0 по долготе и 4 км по глубине, а для его северо-восточной части была рассчитана детализированная модель с шагом 0.25 по широте, 0.5 по долготе и 2 км по глубине (Buyanov et al., 1995). Эти результаты послужили основой для создания детальной плотностной модели верхней коры в районе Хибинского и Ловозерского массивов.

Расчет детальной плотностной модели основан на предложенном В.Н.Страховым (1990) общем подходе к решению обратной линейной задачи гравиметрии. При практической реализации указанных вычислительных процедур авторами сделаны дополнения, улучшающие сходимость итерационного решения трехмерной обратной задачи. Для выделения локальных высокоградиентных аномалий применен специально разработанный вариант дисперсионной фильтрации, близкий по смыслу к известным методам самонастраивающейся фильтрации (Никитин, 1979). Точность решения обратной гравиметрической задачи была принята равной ± 0.25 мгл, что обеспечило точность полученного детального решения для плотности в пределах примерно ± 10 кг/м³. Алгоритм расчета и визуализации данных был реализован в виде программы для персональных ЭВМ, что позволило представить результаты моделирования в наглядной, для геологической трактовки, форме изображения: разрезы, погоризонтные планы и трехмерные проекции.

Результаты трехмерного плотностного моделирования

Хибинский массив

Контакты массива. В северной части породы массива контактируют с архейскими гранито-гнейсами беломорской серии, на юге нефелиновые сиениты граничат с протерозойскими образованиями печенгско-имандра-варзугской зоны. Восточный контакт массива, в зоне карбонатитового штока, субвертикален до глубины 3 км с тенденцией к выполаживанию на глубине 4-5 км (рис. 4а).

На юге контакт нефелиновых сиенитов (хибинитов) с протерозойскими образованиями до глубины 3.5 км имеет крутое падение к центру массива, ниже - круто падает в сторону вмещающих пород (рис. 4б). На западе контакт нефелиновых сиенитов с протерозойскими породами имеет падение к центру массива под углом 70-80° до глубины 3 км. В интервале 3-7 км положение контакта более пологое (40-50°). На севере контакт нефелиновых сиенитов с архейскими породами фундамента прослеживается до глубины 3 км. Ниже располагается мощная зона высокоплотных пород, отвечающая, судя по плотностным характеристикам, породам щелочно-ультраосновной серии.

Форма интрузий нефелиновых сиенитов. Анализ плотностных разрезов показывает, что нефелиновые сиениты периферической части массива (хибинитов) образуют кольцевое тело, имеющее в западной части максимальную мощность (до 8 км) (рис. 5). Несмотря на значительную ширину у поверхности, северный сегмент интрузии, на участке оз. Гольцовое - г. Намуайв, имеет мощность, не превышающую 3 км. Интрузия фойяитов, занимающая центральную часть массива, имеет максимальную мощность 5-6 км в южной и юго-западной частях. Ниже залегают более плотные породы, отличающиеся от нефелиновых сиенитов, однако геофизические характеристики не позволяют провести их корректную идентификацию.

Породы щелочно-ультраосновной серии. Выходы ультрамафитов были описаны в районах юго-восточного и северо-западного контактов массива, а также в западном его секторе, в долине реки Малой Белой и горы Юмьечорр (Галахов, 1975). Кроме того, ийолиты и мельтейгиты слагают дифференцированный комплекс, который в современном залегании представляет собой кольцевое в

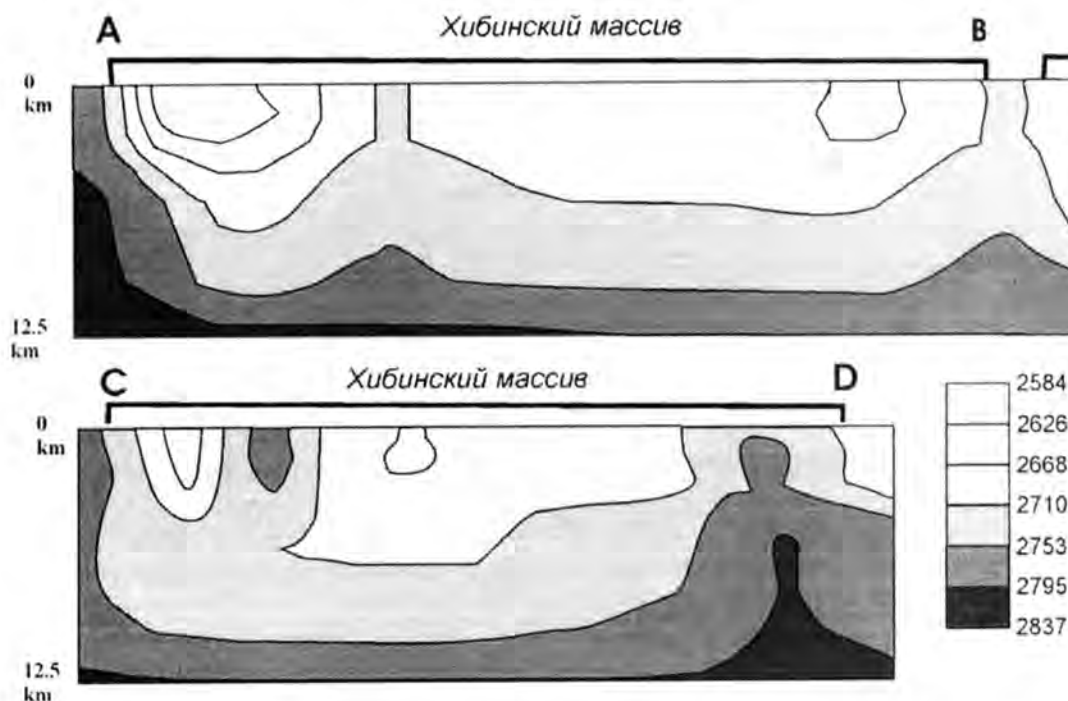


Рис. 4. Широтный (а) и меридиональный (б) плотностные разрезы Хибинского массива. Плотность в кг/м^3 . Положение разрезов смотри на рисунке 2

плане тело, разделяющее нефелиновые сиениты периферической и центральной частей массива (рис. 2). Анализ структуры так называемой ийолит-уртитовой дуги показывает отсутствие в юго-западной части на уровнях ниже 3.5 км положительных гравитационных аномалий, что подтверждает установленную бурением тенденцию к выклиниванию ийолитов-мельтейгитов на глубине 3-4 км (рис. 4 б). С другой стороны, в западном и северо-западном секторах массива высокоплотные породы ийолит-уртитовой дуги прослеживаются до глубин 7-8 км и более. Максимальную мощность щелочные ультрамафиты имеют в северной части, где под нефелиновыми сиенитами на глубине более 3 км располагается крупное кольцевое тело высокоплотных пород (рис. 5). Прямым доказательством присутствия в этой зоне щелочных ультрамафитов являются результаты буровых работ, в ходе которых были вскрыты верхи крупной зоны развития щелочных ультрамафитов. Скважинами 1010 и 636, пройденными в хибинитах, пересечены значительные по мощности зоны, сложенные ксенолитами перидотитов, пироксенитов, мелилитолитов, ультраосновных фойдолитов.

В западном секторе массива, где О.Л.Сняtkовой и др. (1986) была околнурена зона щелочных ультрамафитов, протягивающаяся на 15 км и пространственно тяготеющая к контакту массивных и трахитоидных хибинитов (рис. 2), значимые аномалии гравитационного и магнитного полей нами не выявлены. Это показывает, что сосредоточенные в данном районе тела ультраосновных пород, а также многочисленные ксенолиты вулканитов являются бескорневыми и представляют собой останцы кровли массива.

Ловозерский массив

Контакты массива. Вмещающими породами для нефелиновых сиенитов, составляющих основной объем Ловозерского комплекса, являются архейские гнейсы беломорской серии. Данные плотностного моделирования показывают (рис. 6, 7), что на всем протяжении западного контакта до глубины 2-2.5 км наблюдается его падение в сторону вмещающих пород. Глубже, до уровня примерно 10 км, контакт резко меняет падение в сторону центра массива под углом 40-60°.

Южный контакт субвертикален до глубины 8 км, ниже которой он резко выполаживается до субгоризонтального. В юго-восточной части массива следует отметить область инверсии плотностей,

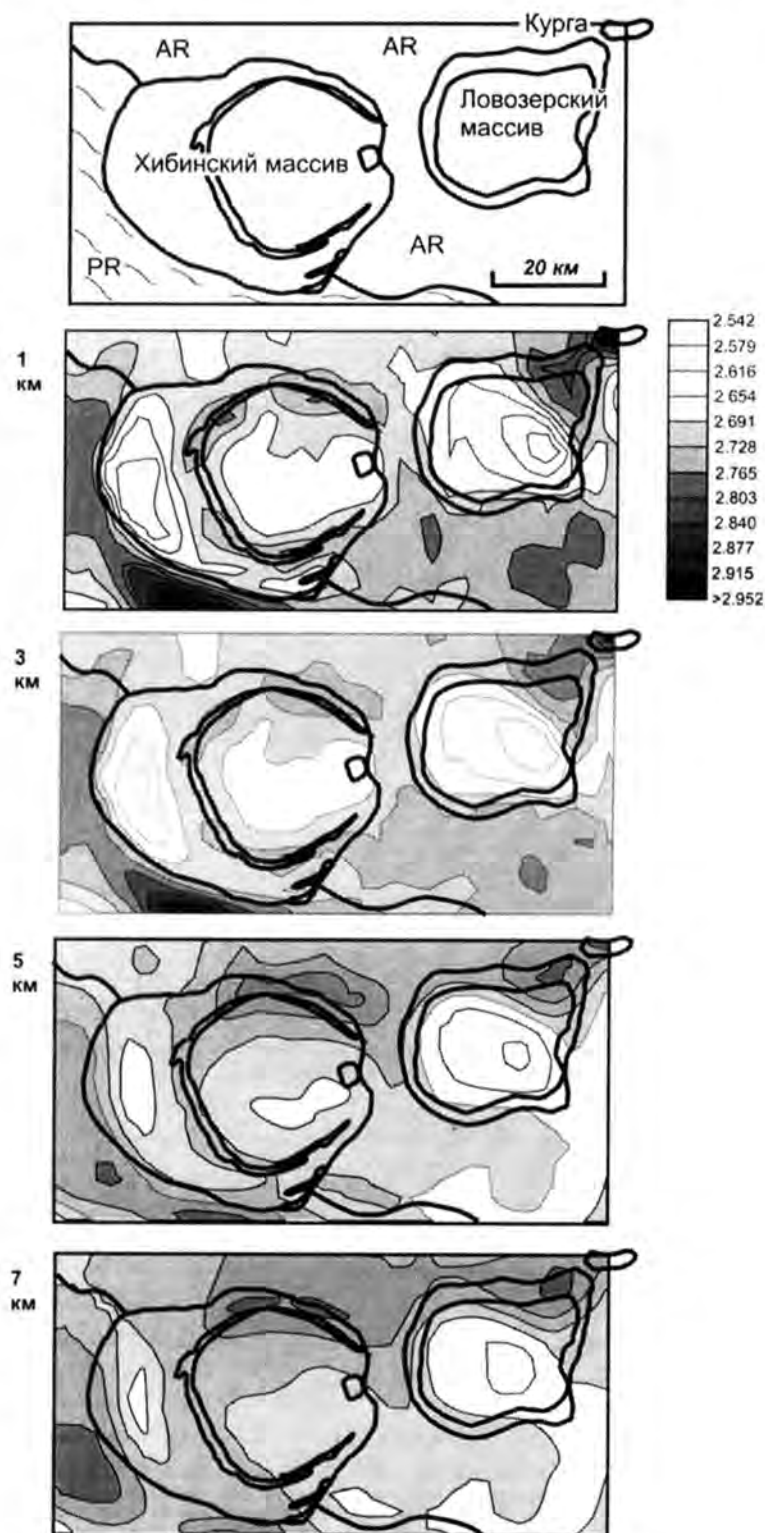


Рис. 5. Распределение плотностей (кг/м^3) для района Хибинского и Ловозерского массивов на глубинах 1, 3, 5 и 7 км. Контуром показано положение главных серий пород массивов на поверхности

выраженную в распространении пород с плотностью 2626-2668 кг/м^3 под более плотными породами в виде полосы шириной несколько километров на удаление до 10 км от контакта (рис. 7, профиль E-F).

Внутреннее строение.

Ловозерский массив на глубине более 2 км состоит из двух зон, резко различающихся по плотности (рис. 5). Юго-западная зона, имеющая плотность 2660-2750 кг/м^3 , до глубины не менее 10 км сложена, по-видимому, целиком агпайтовыми сиенитами. С учетом поверхностных наблюдений и данных бурения, весь объем интрузии, имеющей корытообразную форму, до глубины 8 км выполняют породы лопаритоносного продуктивного расслоенного комплекса. В центральной части массива, в районе озера Сейдявр, установлена локальная отрицательная аномалия силы тяжести, отвечающая телу щелочных и анальцимовых сиенитов с плотностью 2580-2630 кг/м^3 .

В северо-восточной части массив имеет двухъярусное строение (рис. 6, 7). Верхняя зона, прослеживаемая

до глубины 1-2 км, как и в юго-западной части, сложена породами комплекса эвдиалитовых луавритов и дифференцированного лопаритоносного комплекса. Останцы щелочных вулканитов и осадочные породы кровли массива имеют значительное распространение (рис. 8). Располагающиеся ниже породы имеют плотность, превышающую 2800 кг/м^3 .

Обнаруженные в скважинах ксенолиты мельтейгитов, пироксенитов и мелилитовых пород (Арзамасцев, Арзамасцева, 1996) позволяют предполагать присутствие в этой зоне относительно

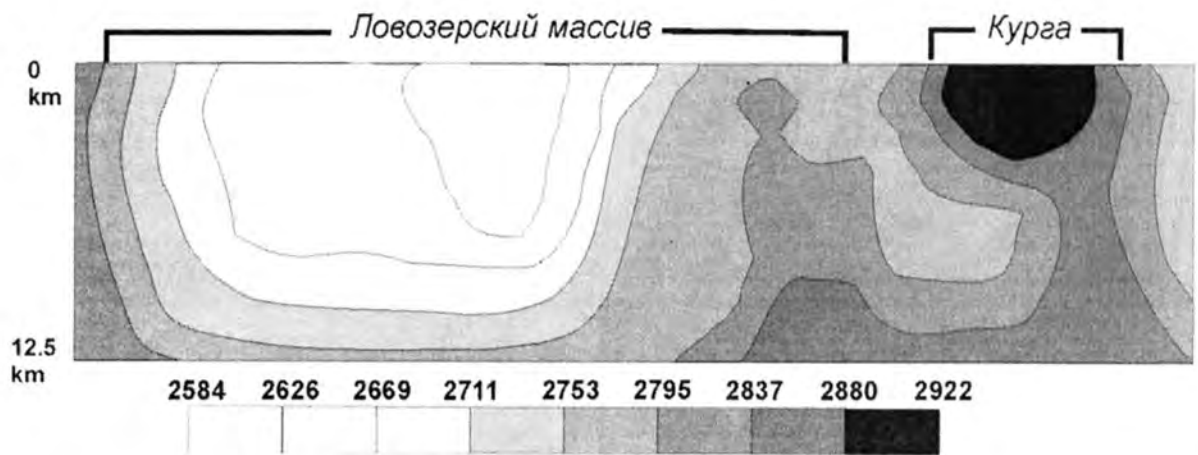


Рис. 6. Плотностной разрез Ловозерского и Курганского массивов. Плотность в кг/м^3 . Положение разреза смотри на рисунке 3

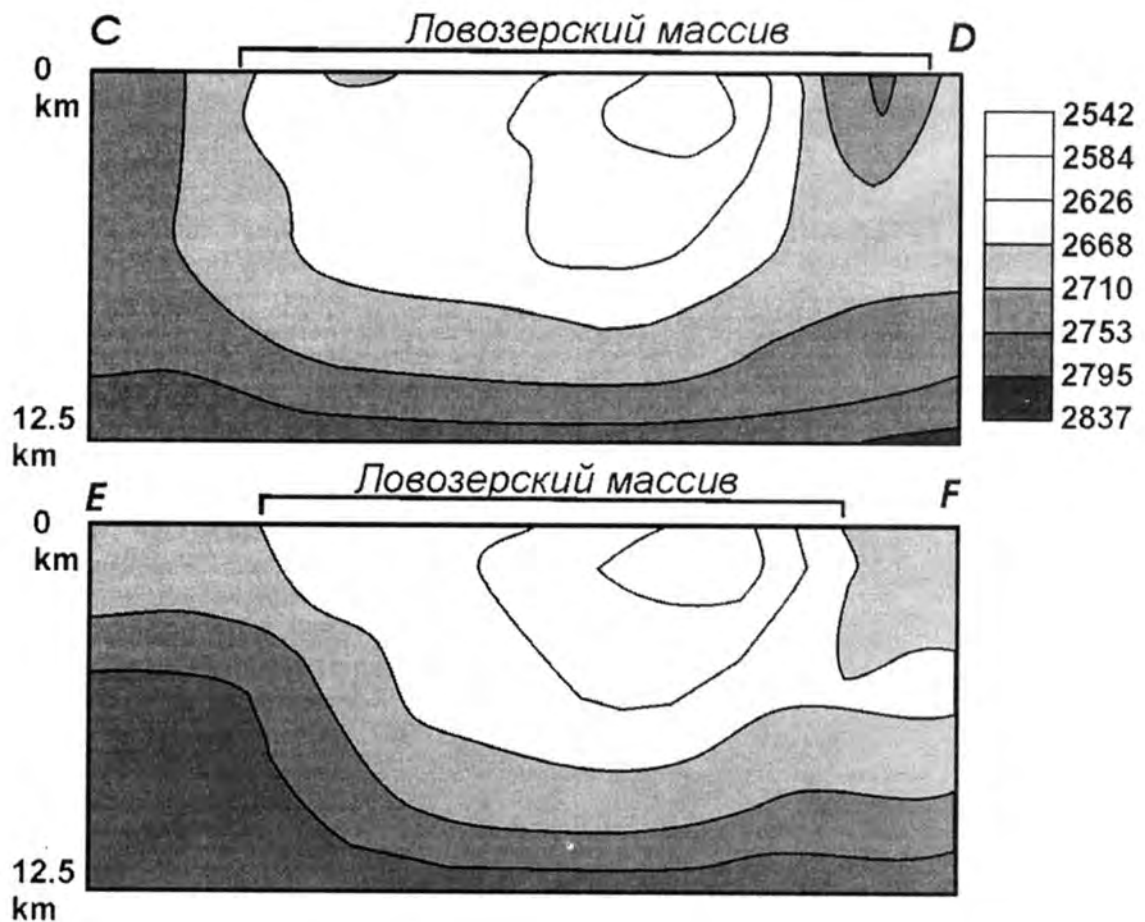


Рис. 7. Плотностные разрезы Ловозерского массива. Плотность в кг/м^3 . Положение разрезов смотри на рисунке 3

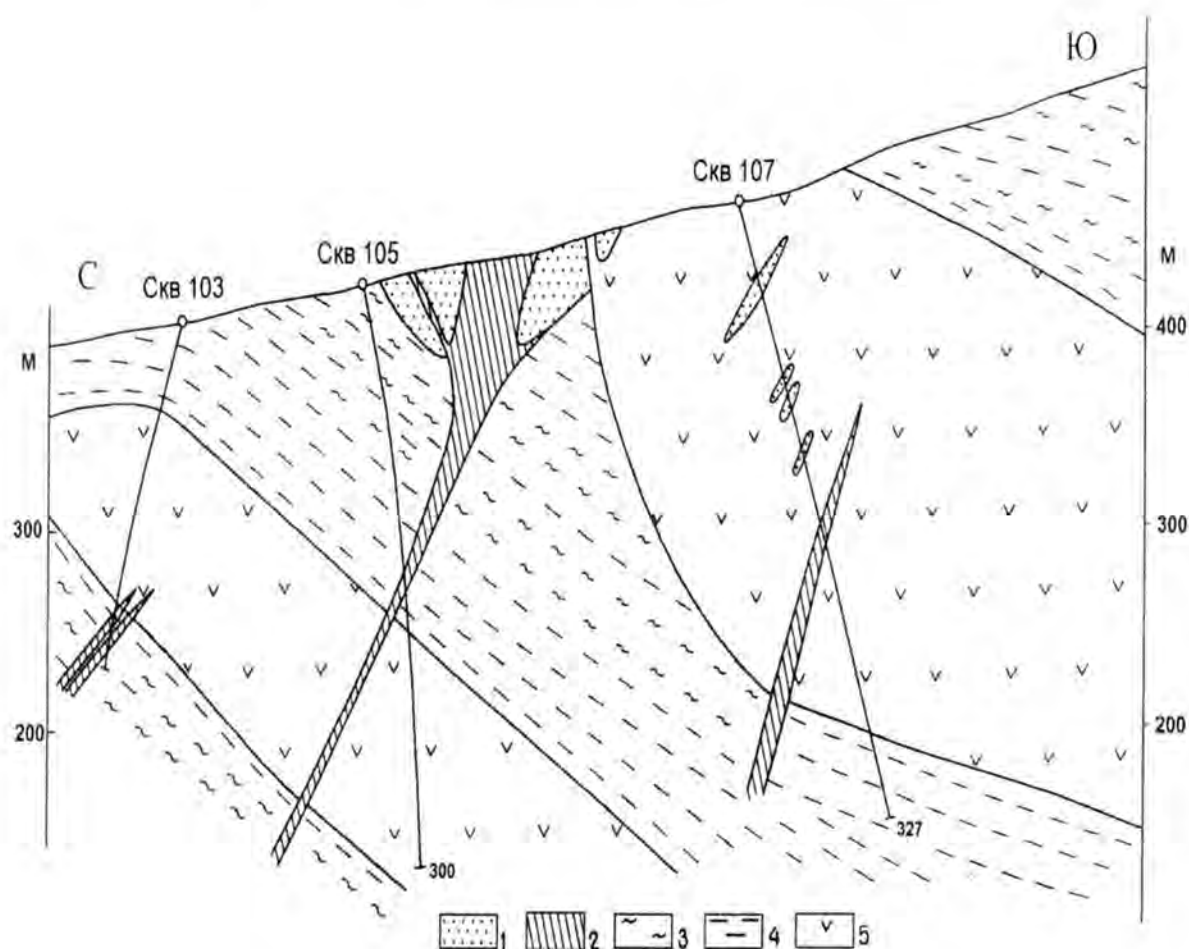


Рис. 8. Геологический разрез северного склона г. Флора Ловозерского массива:

1 - песчаники, 2 - зоны альбитизации, 3 - фойиты, 4 - луавриты, 5 - щелочно-основные вулканы с ксенолитами щелочных пироксенитов, мелилитолитов, фойдолитов

крупной интрузии щелочных ультрамафитов и, возможно, карбонатитов, сходных по составу и строению с известными интрузиями провинции. Следует отметить, что северо-восточная зона обнаруживает признаки соединения с породами Кургинского массива субщелочных ультрамафитов на глубине 7-8 км (рис. 6).

Таким образом, выявляется четкое различие во внутреннем строении Хибинского и Ловозерского комплексов до глубин 12.5 км. Если коническо-кольцевое строение Хибинского плутона сохраняется в пределах всех доступных для исследования уровней (рис. 5), то нижние горизонты Ловозерского массива сложены монотонной толщей пород, по плотности отвечающих нефелиновым сиенитам. Предположение о возможном кольцевом строении нижних горизонтов Ловозерского массива не находит подтверждения. Хибинский и Ловозерский плутоны разделены породами с плотностью 2710-2750 кг/м³, что соответствует плотности вмещающих гранито-гнейсов. Данные магниторазведки также свидетельствуют об отсутствии на этом участке пород с петрофизическими характеристиками, отвечающими нефелиновым сиенитам (Сняtkова и др., 1984). Следовательно, Хибинская и Ловозерская интрузии до глубины 12.5 км имеют автономное внутреннее строение и не имеют единой системы подводящих каналов на верхних горизонтах земной коры.

Модель формирования Хибинского и Ловозерского комплексов

Достигнутый уровень изученности Хибинского и Ловозерского комплексов, в совокупности с приведенными данными по глубинному строению, представляется достаточным для определения главных элементов модели формирования этих объектов, в которой совмещены геолого-геофизические данные о структуре и контактных соотношениях комплексов на приповерхностном и более глубоких уровнях верхней коры, а также данные об условиях магмогенерации и вероятных путях эволюции щелочных расплавов. В основу модели положены следующие материалы.

1. В составе как Хибинского, так и Ловозерского плутонов присутствует полная серия пород, типичных для щелочно-ультраосновных массивов провинции: перидотиты, пироксениты, мелилитолиты, мельтейгиты, ийолиты, карбонатиты. Судя по геофизическим данным, породы этой серии занимают не менее 30% объема Хибинского и 25% Ловозерского плутонов в пределах доступного для гравиметрических работ уровня 12,5 км. Эволюция ультраосновных расплавов в этих комплексах была, по-видимому, обусловлена теми же процессами, которые контролировали появление щелочно-ультраосновной серии в карбонатитовых интрузиях Ковдора, Африканды, Турьего мыса и др. Вместе с тем, несмотря на сходство химического состава ультрамафитов Хибин и Ловозера и карбонатитовых интрузий региона, формирование фойдолитов в составе нефелин-сиенитовых комплексов было вероятно осложнено процессом смешения нефелинитовых магм с расплавами, родоначальными для магм нефелин-сиенитовой серии.

2. В составе Хибинского массива расслоенный комплекс ийолитов-мельтейгитов, имеющий форму конического тела с кольцевым в плане строением, с внешней стороны контактирует с относительно более древним нефелин-сиенитовым комплексом хибинитов, а с внутренней повсеместно срезан нефелиновыми сиенитами (фойяитами), формирующими ядро массива. В нефелиновых сиенитах, а также карбонатитах центральной зоны встречаются ксенолиты мельтейгитов и ийолитов, сходных с породами комплекса (Галахов, 1975; Зайцев и др., 1990). Расслоенные пачки дифференцированного комплекса имеют небольшой угол падения в сторону центра массива, более пологий, чем остальные элементы структуры Хибин. Эти факты позволяют предположить, что в современном разрезе сохранилась лишь небольшая краевая часть комплекса ийолитов-мельтейгитов, первоначально заполнявшего всю центральную часть Хибинского плутона. Взламывание этой центральной части ийолитов-мельтейгитового комплекса и центроклинальное прогибание расслоенной серии связано с внедрением по коническим расколам расплавов апатитоносной интрузии уртитов, ювитов и кальсилит-нефелиновых сиенитов, а затем мощной интрузии фойяитов, сформировавшей, совместно с пуласкитами и карбонатитами, современное ядро плутона. В предложенной интерпретации находит объяснение исключительно выдержанный разрез расслоенной ийолит-мельтейгитовой серии, которая не смогла бы образоваться в узкой наклонной конической камере, форме которой отвечает современное залегание интрузии ийолитов-мельтейгитов.

3. В Хибинском массиве могут быть выделены по крайней мере три фазы внедрения расплавов щелочно-ультраосновной серии, разделенные по времени этапами внедрения нефелин-сиенитовых магм. Перидотиты, пироксениты и мелилитолиты относятся к самой ранней, фазе формирования массива (I фаза), предшествовавшей интрузиям агпаитовых сиенитов, слагающих периферическую зону Хибинского комплекса. Интрузия мельтейгитов-ийолитов (II фаза), сформировалась после становления нефелиновых сиенитов периферической части плутона, но предшествовала образованию нефелиновых сиенитов центральной части Хибин. Завершают хибинскую щелочно-ультраосновную серию карбонатиты (III фаза), прорывающие нефелиновые сиениты центрального ядра массива и содержащие ксенолиты пироксенитов, ийолитов и мельтейгитов. В Ловозерском массиве присутствие ксенолитов щелочных ультрамафитов (перидотитов, пироксенитов, мелилитовых пород, фойдолитов) в нефелиновых сиенитах свидетельствует об их формировании на самом раннем этапе становления комплекса.

4. Помимо агпаитовых сиенитов, в Хибинском и Ловозерском комплексах обнаружены значительные по объему тела миаскитовых сиенитов (щелочных сиенитов, пуласкитов), которые могут быть отнесены к заключительной фазе становления нефелин-сиенитовой серии. Отметим, что среди фойяитов также нередки разновидности миаскитового типа. Если допустить комагматичность

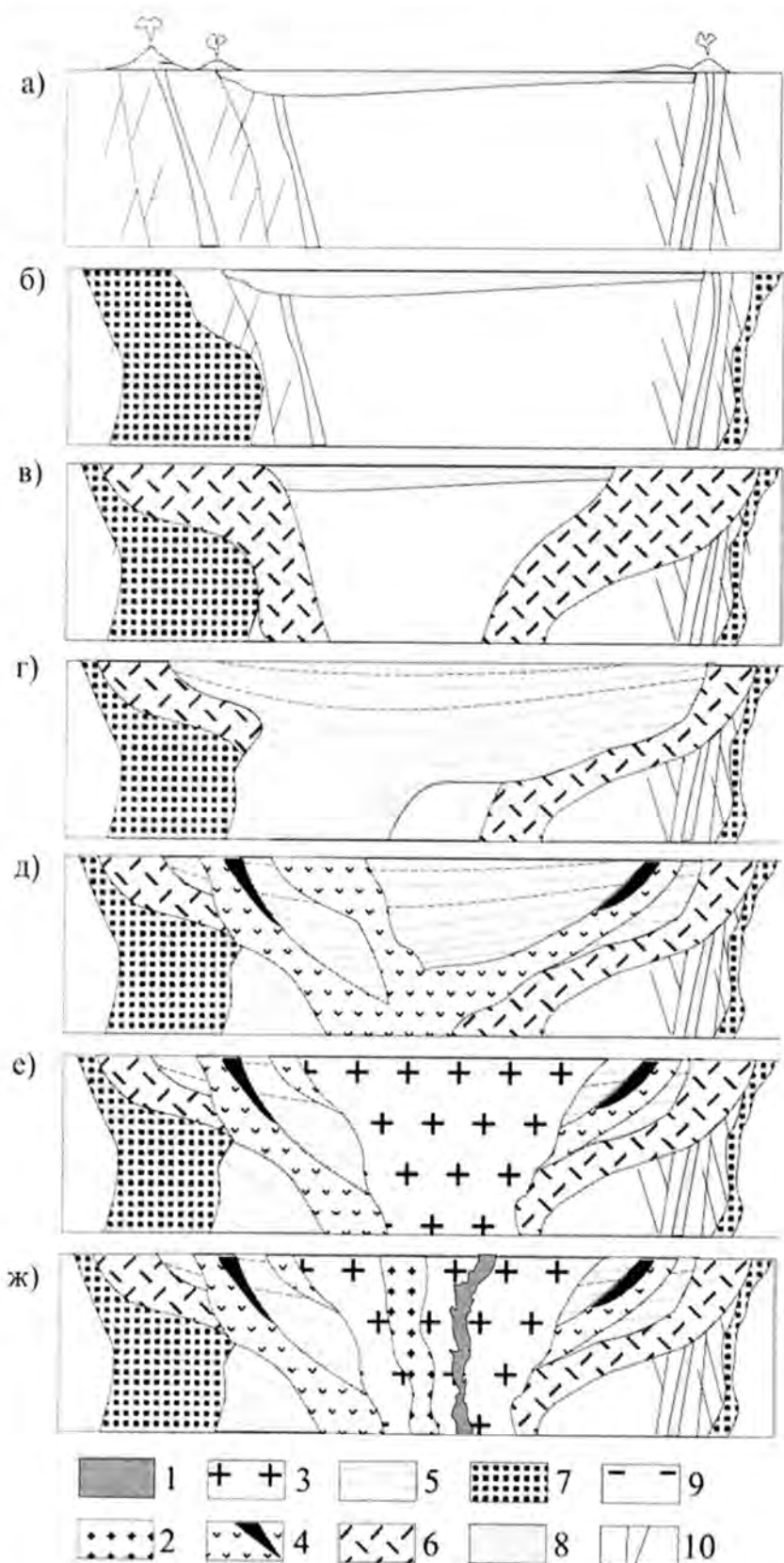


Рис. 9. Гипотетическая модель формирования Хибинского массива:

1 - карбонаты, 2 - пуласкиты, 3 - нефелиновые сиениты центральной части массива (фойяиты), 4 - кальсилит-нефелиновые сиениты, ювиты, апатитовые породы, 5 - ийолиты, мельтейгиты, 6 - нефелиновые сиениты периферической части массива, 7 - оливиновые пироксениты, меллитолиты, 8 - щелочные вулканы, 9 - докембрийский фундамент, 10 - разломы

как агпайтовых, так и миаскитовых сиенитов, то можно предположить, что в Хибинском и Ловозерском комплексах выявляются признаки дивергентной эволюции нефелин-сиенитовых расплавов. Наряду с широко развитой фонолитовой серией, представленной агпайтовыми сиенитами периферической зоны Хибин, а также лопаритоносными и эвдиалитовыми агпайтовыми сиенитами Ловозера, в составе этих комплексов был реализован миаскитовый тренд, проявляющийся в развитии в центральных зонах обоих массивов щелочных сиенитов.

Приведенные материалы позволяют предположить, что формирование массивов происходило в следующей последовательности:

Хибинский комплекс (рис. 9).

а) Заложение кальдеры проседания на контакте верхнеархейского комплекса тоналитов, трондземитов,

гранодиоритов и палеорифтогенного ранне-протерозойского пояса Печенга - Имандра - Варзуга, проявление вулканической активности в периферических частях новообразованной структуры.

б) Внедрение щелочно-ультраосновных расплавов и формирование тел оливиновых пироксенитов, мелилитолитов, оливиновых мельтейгитов по периферии и преимущественно в северной части кальдеры.

в) Внедрение агпайтовых нефелиновых сиенитов по внешним коническим разломам (интрузия хибинитов).

г) Дальнейшее проседание кальдеры и формирование в центральной зоне кальдеры расслоенного комплекса ийолитов-мельтейгитов.

д) Образование в толще комплекса ийолитов-мельтейгитов конических разломов и внедрение по ним фосфатонесной интрузии уртитов - ювитов - кальсилитовых сиенитов.

е) Образование в центральной части комплекса ийолитов-мельтейгитов новой серии конических разломов, взламывание его центральной зоны и внедрение нефелин-сиенитовых расплавов, сформировавших ядро массива (интрузия фойяитов).

ж) Образование штокообразного тела пуласкитов и внедрение штока карбонатитов.

Ловозерский комплекс (рис. 10).

а) Заложение кальдеры, согласно изотопным датировкам вулканитов (Арзамасцев и др., 2002), произошло в период 446 ± 56 млн. лет. В отличие от Хибинского массива, развивавшегося на контакте разновозрастных докембрийских комплексов, заложение ловозерской кальдеры происходило в однородной толще верхнеархейских тоналитов, трондьемитов, гранодиоритов. Это, по-видимому, явилось главным фактором, обусловившим формирование по периферии кальдеры не конических, как в Хибинах, а субвертикальных разломов глубокого заложения и погружение всего центрального блока докембрийских пород. Начальный этап сопровождался мощной вулканической активностью, продукты которой, имеющие в основном субщелочной состав, сохранились в восточной и северо-восточной частях массива. Одновременно с вулканитами происходило заполнение кальдеры осадками.

б) Образование в 3 км от северо-восточного края кальдеры Кургинской интрузии, имеющей возраст 404 ± 10 млн. лет (Арзамасцев и др., 1999). Интрузия, сложенная ультрамафитами, субщелочными и нефелиновыми сиенитами, имеет геохимическое сходство с субщелочными вулканическими породами, заполнявшими ловозерскую кальдеру.

в) Проседание северо-восточной части кальдеры и внедрение в этой ее части щелочно-ультраосновных расплавов: вулканическая активность и формирование интрузии оливиновых пироксенитов, мелилитолитов, мельтейгитов, на что указывают находки ксенолитов этих пород в луявритах (Арзамасцев, Арзамасцева, 1996), а также наличие положительной плотностной аномалии в этом районе.

г) Образование серии конических разломов и проседание юго-западной части кальдеры, сопровождавшееся внедрением первых порций агпайтовых магм, образовавших пойкилитовые содалитовые сиениты.

д) Дальнейшее проседание юго-восточной части кальдеры. Амплитуда погружения (современное положение дна кальдеры), согласно данным плотностного моделирования, составляет 7-8 км. В этот период, составлявший $370 \pm 6,7$ млн. лет (Kramm, Kogarko, 1994) произошло заполнение всей депрессии агпайтовой магмой и формирование расслоенного лопаритоносного комплекса луявритов-фойяитов-уртитов. Можно полагать, что образование магматического резервуара корытообразной формы, развивавшегося в однородном блоке стабильного докембрийского фундамента, способствовало максимальному проявлению процессов внутрикамерной дифференциации, наблюдаемой в агпайтовых сиенитах Ловозера. В Хибинском массиве развитию этих процессов в нефелин-сиенитовых комплексах препятствовали нестабильные условия, существовавшие в относительно узких конических камерах.

е) Взламывание центральной части дифференцированного лопаритоносного комплекса и внедрение по образовавшейся зоне расколов приповерхностной интрузии эвдиалитовых луявритов.

Предложенная модель формирования комплексов базируется на положении о присутствии в Хибинском и Ловозерском комплексах двух автономных серий - щелочных ультрамафитов с карбонатитами и щелочных сиенитов - агпайтовых сиенитов. Имеющиеся данные по изотопии Sr и

Ловозерская кальдера

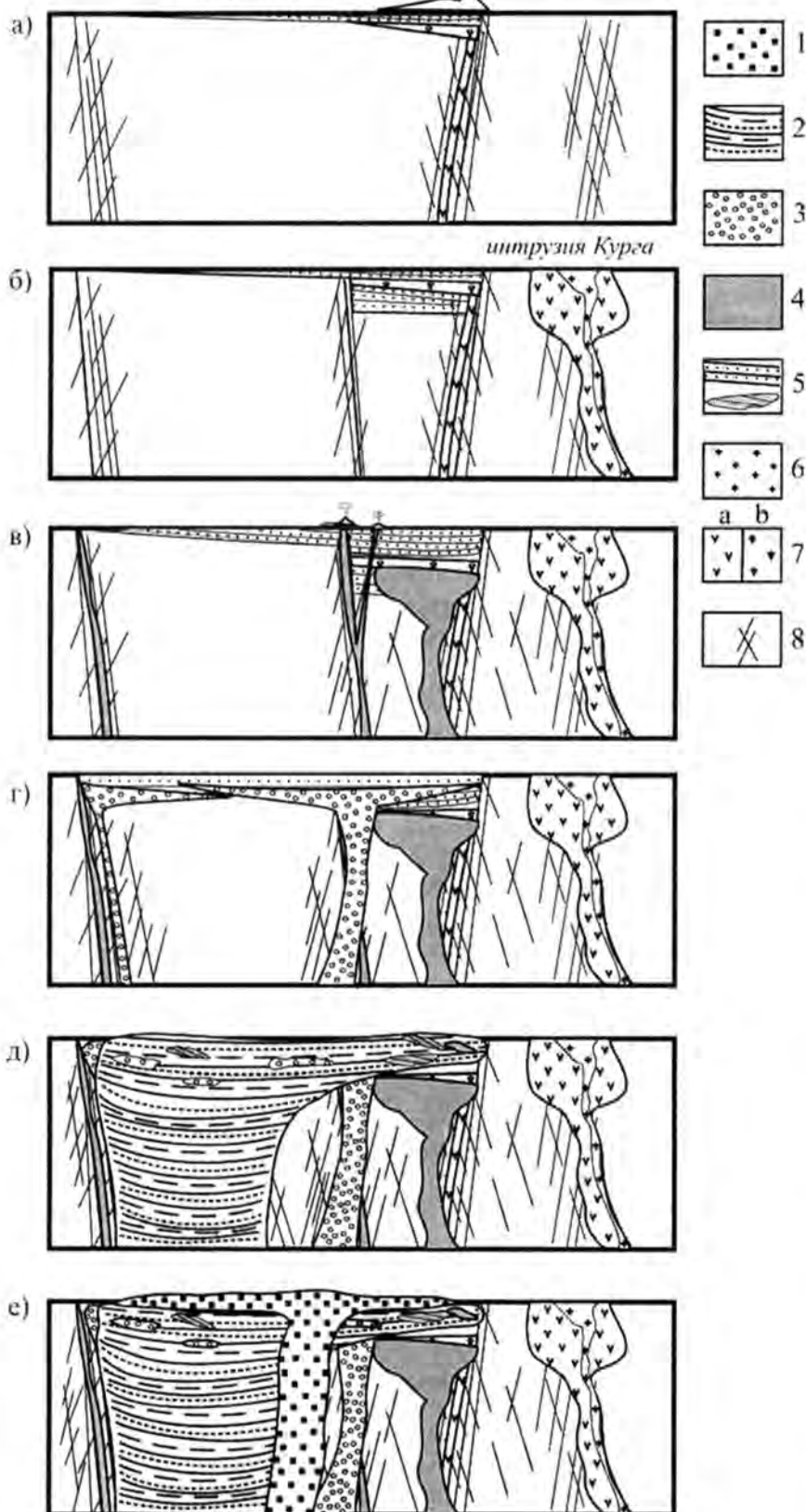


Рис. 10. Гипотетическая модель формирования Ловозерского массива:

1 - эвдиалитовые луювриты; 2 - породы дифференцированного лопаритового комплекса луювритов-фойяитов-уртитов; 3 - пойкилитовые содалитовые сиениты; 4 - щелочно-ультраосновные породы (пироксениты, мелилитолиты, фондолиты); 5 - осадочные породы ловозерской свиты и ксенолиты; 6 - щелочные сиениты Кургинского массива; 7 - ультраосновные породы: а - перидотиты Кургинского массива, б - субщелочные ультраосновные вулканы в составе ловозерской свиты; 8 - породы докембрийского фундамента и разломы в нем

Nd указывают на существование разных мантийных источников для хибинских нефелиновых сиенитов и хибинских щелочных ультрамафитов - карбонатитов (Kramm et al., 1993; Kramm, Kogarko, 1994). С первым мантийным источником, связано появление в составе Хибинского и Ловозерского комплексов серии щелочных ультрамафитов, ультраосновных фондолитов, карбонатитов и дайкового комплекса щелочных пикритов - оливиновых меланефелинитов. С деятельностью второго источника связано образование главных объемов щелочных и агпайтовых сиенитов, а также комплекса даек щелочных трахитов и

фонолитов. Исходя из положения об автономности нефелин-сиенитового источника можно допустить появление фонолитовых расплавов в результате динамической кристаллизации в мантийных условиях нефелин-бенморейтовых магм, как это предлагает Л.Н.Когарко (Когарко, 1977; Kramm, Kogarko, 1994), либо более основных базанитовых расплавов (Irving, Price, 1981). В этой связи представляется важным обнаружение в составе комплексов значительных объемов миаскитовых сиенитов, среди которых присутствуют и пуласкиты, являющихся, фактически, плутоническими аналогами нефелиновых бенморейтов.

Автономность эволюции мантийных источников, синхронно функционировавших в течение всего периода формирования полисерийных комплексов Хибин и Ловозера, позволяет предположить, что в процессе палеозойского тектонического цикла были активизированы разные уровни верхней мантии. Если допустить применимость для Балтийского щита концепции магматизма в зонах рифтогенеза, базирующейся на представлениях о зонах магмогенерации, как сопряженной системе разноточных магматических очагов, пульсационно поставляющих расплавы разного состава в единую близповерхностную магматическую камеру (Эволюция земной ..., 1987; Митрофанов и др., 1995), то можно предполагать, что щелочно-ультрамафитовая и фонолитовая серии Хибинского и Ловозерского массивов были сформированы в ходе синхронной эволюции мантийных источников, имевших единую систему магмовыводящих каналов. Для ультраосновного источника оценка величины давления и температуры по образцам шпинелевых перидотитов из трубки взрыва Хибин показывает, что РТ-условия образования расплавов включающих их ультраосновных фойдитов составляли 990-1050°C и не менее 16 ± 3 кбар, что отвечает глубинам более 50-60 км (Арзамасцев, Дальгрэн, 1993). Отметим, что по геофизическим данным в центральной части Кольского полуострова установлена субмеридиональная ступень в положении границы Мохо от уровня 39 км в восточной части полуострова до 43 км непосредственно в зоне Хибинского и Ловозерского комплексов (Строение литосферы..., 1993). Следовательно, генерация расплавов щелочно-ультраосновной серии происходила с верхнемантийных уровней, располагавшихся на 10 - 15 км ниже границы кора - мантия. Второй источник, продуцировавший расплавы фонолитовой серии, также располагался на верхнемантийном уровне, о чем свидетельствуют его изотопные характеристики (Kramm, Kogarko, 1994). Учитывая данные по устойчивости минеральных парагенезисов (Irving, Price, 1981), наиболее вероятно, что зона магмогенерации агпайтовых магм располагалась выше уровня щелочно-ультраосновного источника.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке ОНЗ РАН тема 1.5 "Условия проявления щелочного мантийного магматизма в древних кратонах (Балтийский щит): роль докембрийского фундамента и эволюция глубинных источников по петрологическим, изотопно-геохимическим и геофизическим данным" программы 5 (госконтракт № 10002-251/ОНЗ-05/192 33/НТ-440/260603 - 878) и Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 03-05-64066 и 03-05-64740).

Литература

1. Арзамасцев А.А., Дальгрэн С. Глубинные минеральные ассоциации в породах даек и трубок взрыва Балтийского щита // Геохимия. 1993. № 8. С.1132-1142.
2. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Щелочно-ультраосновная плутоническая серия в Ловозерском массиве, Кольский полуостров // Доклады АН (Россия). 1996. Т. 348. № 1. С. 74-77.
3. Арзамасцев А.А., Баянова Т.Б., Арзамасцева Л.В., Балашов Ю.А., Гоголь О.В. Инициальный магматизм палеозойской тектоно-магматической активизации северо-восточной части Балтийского щита: возраст и геохимические особенности массива Курга, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139-1151.
4. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Беляцкий Б.В., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Травин А.В., Монтеро П. Палеозойские процессы плюм-литосферного взаимодействия в северо-восточной части Балтийского щита: длительность, объемы, условия магмогенерации // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология, геофизика. Апатиты, Изд. МУП "Полиграф", 2002. С. 104-145.
5. Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
6. Галахов А.В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л.: Наука, 1975. 256 с.
7. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н. Поляков А.И. Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 396 с.

8. Зайцев А.Н., Павлов В.П., Полежаева Л.И. Апатитовая минерализация, связанная с карбонатитовым комплексом Хибинского щелочного массива // Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ АН СССР, 1990. С. 97-105.
9. Зак С.И., Каменев Е.А., Минаков Ф.В. и др. Хибинский щелочной массив. Л.: Недра, 1972. 175 с.
10. Карбонатиты Хибин. Под ред. Дудкина О.Б., Минакова Ф.В. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1984. 98 с.
11. Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм. М.: Наука, 1977. 294 с.
12. Коробейников А.Н., Арзамасцев А.А. Пуласкиты в Хибинском щелочном массиве: новые доказательства полисерийности // Доклады АН (Россия). 1994. т. 338. № 3. С. 638-640.
13. Митрофанов Ф.П., Виноградов А.Н., Петров В.П. Магматизм, метаморфизм и металлогения главных геодинамических единиц Кольского коллизии. Магматизм и геодинамика // Материалы I Всероссийского петрографического совещания. Уфа, 1995. Т. 1. С. 25-27.
14. Никитин А.А. Статистические методы выделения геофизических аномалий. М.: Недра, 1979. 280 с.
15. Святкова О.Л., Пронягин Н.И., Маркитахина Т.М., Хомяков А.П. Карбонатитовый комплекс Хибинского массива и перспективы обнаружения в массиве промышленных скоплений природной соды // Известия АН СССР. Серия геол. 1984. № 11, С. 124-128.
16. Святкова О.Л., Пронягин Н.И., Макитахина Т.М., Евстафьев А.С. Новые данные о структурном положении уртит-ийолит-мельтейгитов в нефелиновых сиенитах Хибинского массива // Месторождения неметаллического сырья Кольского п-ова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. С. 11-17.
17. Страхов В.Н. Теория линейных обратных гравиметрических задач // Доклады АН СССР. 1990. Т. 311. № 5. С. 1093-1096.
18. Строение литосферы Балтийского щита / Под ред. Шарова Н.В. М.: ВИНТИ, 1993. 166 с.
19. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 109 с.
20. Шаблинский Г.Н. К вопросу о глубинном строении Хибинского и Ловозерского плутонов // Труды Ленинградского общества естествоиспытателей природы. 1963. Т. 74. В. 1. С. 41-43.
21. Шаблинский Г.Н. Новые данные о тектонике Хибинского плутона // Химия в естественных науках. Л.: ЛГУ, 1965. С. 190-193.
22. Buyanov A.F., Glaznev V.N., Mitrofanov F.P., Raevsky A.B. Three-dimensional modelling of the Lapland Granulite Belt and adjacent structures of Baltic Shield from geophysical data // Nor. Geol. Unders., Spec. Publ. 1995. Vol. 7. Pp. 167-178.
23. Galitschanina L.D., Glaznev V.N., Olesen O., Henkel H. Regional surface density characteristics of the Baltic/Fennoscandian Shield and adjacent territories // Nor. Geol. Unders., Spec. Publ. 1995. Vol. 7. Pp. 349-354.
24. Glaznev V.N., Raevsky A.B., Skopenko G.B. A three-dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // Tectonophysics. 1996. Vol. 258. Pp. 15-33.
25. Gravity Anomaly Map, Northern Fennoscandia, Scale 1:1000000. Geodetic Institutes and Geological Survey of Finland, Norway and Sweden. 1986. Helsinki, ISBN 91-7158-382-3.
26. Irving A.J., Price R.C. Geochemistry and evolution of lherzolite-bearing phonolitic lavas from Nigeria, Australia, East Germany and New Zealand // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. Vol. 45. N 8. Pp. 1309-1320.
27. Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. Vol. 30. Pp. 33-44.
28. Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaite centres, Kola Alkaline Province, Russia // Lithos. 1994. Vol. 32. Pp. 225-242.

УНИКАЛЬНЫЙ КОНДЕРСКИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАССИВ И ЕГО МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

А.М.Ленников, Б.Л.Залищак, Р.А.Октябрьский, В.В.Иванов
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток

Кондерский щелочно-ультраосновной массив представляет уникальное творение природы. Это геологическое образование почти идеально круглой формы, напоминающее древний метеоритный кратер (рис. 1). Он располагается на севере Хабаровского края, в бассейне среднего течения р. Май-Алданской, в 250 км к западу от пос. Аян, что на берегу Охотского моря.

Ограничивающий его кольцевой хребет диаметром около 7 км поднимается над уровнем моря в среднем на 1000 м и в наиболее высокой – северо-западной части кольца достигает почти 1400 м. Циркообразная котловина Кондера сформировалась на месте куполовидного интрузивного тела в результате неравномерной эрозии, которой особенно подвержены хромитсодержащие дуниты, слагающие центральную наиболее значительную часть массива. Они окружены более стойкими к выветриванию клинопироксенитами, габбро-клинопироксенитами, габброидами, монцонитоидами и гранофировыми гранитами, за которыми следуют еще более прочные роговики по песчаникам и алевролитам, слагающим осадочный чехол кристаллического фундамента Алданского щита, прорванного кондерскими магматическими образованиями.

История геологической изученности

Кондерский массив был обнаружен геологом Б.П.Кулешом в 1937 году. Позднее он изучался В.П.Шкляевым (1942 г.), В.В.Архангельской и А.Г.Кацем (1955 г.), а в 1956-57 г.г. в его пределах проводились геолого-съемочные работы экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста, в результате которых А.Н.Мильто, А.А.Ельяновым и другими была составлена первая детальная геологическая карта массива (Андреев, 1987). В последующие 1960-66 г.г. на Кондере были проведены тематические геологические исследования, итогом которых стала первая информация о его россыпной платиноносности (Рожков и др., 1962) и более детальные геолого-петрографические данные (Андреев, 1987). Новый этап изучения массива начался с 1982 года, когда приступила к работе экспедиция Дальневосточного геологического управления (Хабаровск) с целью оценки масштабов его платиноносности. В дальнейшем изучением россыпных платиноидов, геологии массива и его петрографо-минералогических особенностей занималась большая группа геологов академических учреждений Москвы, Ленинграда, Магадана, Иркутска, Новосибирска, Хабаровска и Владивостока (Некрасов и др., 1994).

Общие данные по геологии Кондерского массива

Кондерский массив центрального типа с дунитовым ядром является наиболее крупным и одним из немногих щелочно-ультраосновных концентрически-зональных платиноносных массивов, обнаруженных в пределах Алданского щита на севере его центральной части (Инаглинский) и на юго-востоке щита (Кондерский, Чадский и Сыбахский). Сформировались они на незначительных глубинах порядка 1-2 км (Богомолов, 1964; Ельянов, Моралев, 1972) и представлены в разной степени эродированными образованиями, что обусловило различия в объемах слагающих их пород (Некрасов и др., 1994). С учетом этих различий к наименее эродированным нами отнесены Сыбахский и Инаглинский массивы, к более эродированному – Кондерский и к наиболее вскрытому эрозией – Чадский массив.

Породы контактового ореола Кондерского массива

На уровне современного эрозионного среза Кондерский массив прорывает песчанико-алевролитовую толщу рифея, которая перекрывает архейский кристаллический фундамент субгоризонтально. Мощность ее составляет около 450 м (Богомолов, 1964). В пределах куполовидной структуры, образовавшейся в результате формирования Кондерского интрузива, различают (Емельяненко и др., 1989; Маракушев и др., 1990) внешнюю часть с падением от массива под углами

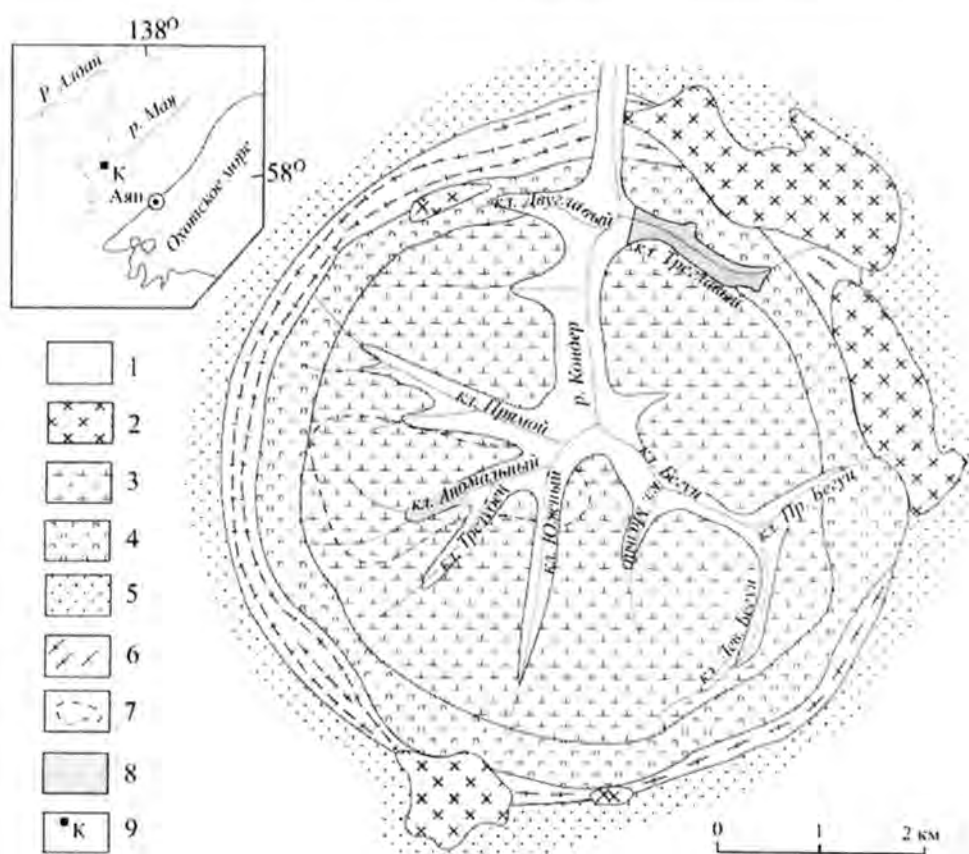


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кондерского массива (Андреев, 1987; Емельяненко и др., 1989; Некрасов и др., 1994; Сушкин, 1995; упрощено):

1 - аллювиальные платиноносные отложения; 2 - гранодиориты, монцониты и диориты; 3 - дуниты; 4 - оливиновые и магнетитсодержащие пироксениты и меланогаббро; 5 - массивные роговики по платформенным карбонатно-терригенным отложениям рифея; 6 - гнейсированные роговики по карбонатно-терригенным отложениям рифея; 7 - контур поля развития даек флогопит-магнетитовых клинопироксенитов в дунитах; 8 - участки повышенной золотоносности аллювиальных отложений, по Сушкину (1995); 9 - местоположение Кондерского массива

30-45° (реже до 80°), и внутреннюю, отделенную от внешней кольцевым разломом с падением в сторону массива под углами от 40-50° до 80°. Во внешней части, сложенной неравномерно ороговикованными песчаниками и алевролитами рифея (рис. 1), породы контактового ореола (ширина превышает 500 м; Богомолов, 1964) представлены главным образом кордиерит-биотитовыми рогамиками ($f_{\text{Cor}}=46-60\%$; $f_{\text{Bi}}=68-73\%$) с магнетитом, шерлово-дравитовым турмалином и нередко андалузитом. Во внутренней зоне экзоконтакта (шириной более 100 м) эти роговики подверглись складчатым деформациям в связи с формированием Кондерского интрузива и преобразованы в мелкозернистые гранат-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые, биотитовые, биотит-кордиеритовые и кордиерит-биотит-мусковитовые гнейсы (f_{gr} до 96%; спессартина до 33%; f_{Bi} более 60%) с магнетитом, гемоильменитом, редкой цинковой шпинелью-ганитом, шерлово-дравитовым турмалином, силлиманитом и андалузитом, среди которых иногда встречаются реликтовые блоки массивных роговики (Ленников и др., 1991; Октябрьский и др., 1992). Гнейсированные роговики местами перемежаются с пластоподобными телами карбонатных пород. Наиболее крупное из них, обрамляющее Кондерский массив с севера и северо-запада, сложено доломитовыми и апотериклазовыми бруситовыми мраморами, фостерит-бруситовыми кальцифирами, монтчеллитовыми, монтчеллит-мелилитовыми, гроссуляр-фассаитовыми,

везувиановыми и волластонитовыми скарнами, содержащими местами также редкую хрупкую слюду – клинфит, скаполит, клиногумит, глиноземистую шпинель, титанистый магнезиоферрит, редкую титано-магниевою шпинель – кандилит, гейкилит, перовскит и пирротин (Некрасов и др., 1994; Октябрьский и др., 1992; Oktyabrsky et al., 1992).

Судя по показаниям различных геотермометров (Некрасов и др., 1994), максимальные температуры формирования пород контактового ореола Кондерского массива составляли 700-900°C, что в имевшей место существенно окислительной обстановке ($f_{O_2}=10^{-11}$ - 10^{-8} бар) обусловило образование в его пределах ганита и кандилита.

Впервые обнаруженный нами на Кондере ганит приурочен к метapelитам внутренней зоны северной части экзоконтакта. Он представлен железистой разностью ($f_{O_{\text{бш}}}=66.0$ -81.5%) с умеренным содержанием ZnO (22.76-31.78%), что характерно для высокотемпературных метapelитов (Октябрьский и др., 1992). Кандилит, также впервые установленный нами на Кондере в кальцифирах и бруситовых мраморах той же внутренней зоны северной части экзоконтакта, содержит до 27.34% TiO_2 и сходен с ранее найденными в Гренландии и Ираке титано-магниевыми шпинелидами (Oktyabrsky et al., 1992).

О возрасте Кондерского массива

Возрастное положение Кондерского и сходных с ним Инаглинского, Чадского и Сыбахского массивов до сих пор достоверно не установлено. Первоначально предполагалось, что они синхронны с образованиями карбонатитсодержащего ингилийского комплекса и относятся к верхнему протерозою. Этому не противоречили и имевшиеся в то время K-Ar-датировки, варьировавшие для тех и других в интервале 500-650 млн. лет. Позже, однако, многочисленные определения K-Ar возраста кондерских пород так и не приблизились к установленной ранее максимальной цифре для крупночешуйчатого флогопита из магнетитовых клинопироксенитов, рвущих дуниты в юго-западном секторе Кондерского массива. Не внесли ясность в этот вопрос и новые K-Ar-датировки (Некрасов и др., 1994). При этом максимальное значение – 167 млн. лет оказалось у арфведсонита из нефелин-сиенитового пегматита, интродуцирующего дуниты, а у роговой обманки из дайки крупнозернистых клинопироксенитов, K-Ar возраст которых ранее был оценен по флогопиту в 650 млн. лет, цифры опустились еще ниже – до 85 млн. лет. Однако все определения, полученные нами в той же лаборатории одновременно для биотитов Арбастахского щелочно-ультраосновного массива, относящегося к ингилийскому комплексу, оказались существенно выше (550-650 млн. лет) и близки к ранее установленным. Налицо, таким образом, крайняя нестабильность K-Ar-системы магматических образований кондерского комплекса во времени и ее непригодность для оценки их истинного возраста, что подтвердили новые данные (Pushkarev et al., 2001), одновременно показавшие бесполезность и более современных методик (Sm-Nd, Rb-Sr), включая Re-Os изотопные определения для платиноидов (Костоянов, 1998; Pushkarev et al., 2001).

Общегеологические наблюдения также оставались долгое время достаточно неоднозначными, хотя и позволили предположительно увязать формирование части магматических образований кондерского комплекса с мезозойской активизацией. С другой стороны, обнадеживающими представляются данные о наличии в ороговикованных терригенных среднерифейских отложениях в непосредственной близости от Кондерского массива зерен хромита, полностью соответствующего кондерским малоглиноземистым феррихромитам (Шнай, Куранова, 1981), а также обнаружение признаков акцессорной платиноносности этих роговиков (Емельяненко и др., 1989).

Таким образом, нижний возрастной предел, по крайней мере для хромитсодержащих дунитов Кондера, не может быть моложе среднего рифея. При этом вполне возможно, что формирование ультрабазитов кондерского комплекса произошло на рубеже нижнего и среднего рифея, на первом этапе верхнепротерозойской тектономагматической активизации 1,2-1,35 млрд. лет назад. С этим, правда, не согласуется единственная пока Rb-Sr – датировка порядка 1,6 млрд. лет, полученная для гранофировых гранитов, интродуцирующих безмагнетитовые клинопироксениты Кондера в западной части массива (Емельяненко и др., 1989). Не исключено, однако, что названные граниты имеют реоморфический генезис в связи с внедрением кондерских ультрабазитов и их мощным тепловым воздействием на породы архейского кристаллического основания, с чем, возможно, и связано некоторое удревнение Rb-Sr возраста.

Геолого-петрографическая характеристика пород Кондерского массива

Гипербазиты, слагающие большую часть Кондерского щелочно-ультраосновного массива, представлены дунитами, занимающими его центральную округлую часть диаметром около 6 км, и клинопироксенитами, обрамляющими дунитовое ядро и образующими ряд дуговых и субкольцевых тел (Андреев, 1987). Дуниты в эндоконтакте постепенно сменяются клинопироксеновыми оливинитами, отсутствующими лишь на востоке ядра. Клинопироксенитовое обрамление последнего в этой части расширяется до 600 м, но в остальных местах оно существенно меньше и не превышает 200 м. При этом в его составе вблизи дунитов развиты преимущественно оливиновые клинопироксениты, к периферии массива переходящие в магнетитовые и обычно безоливиновые разновидности. Те и другие слагают также маломощные (до 1 м) мелко-среднезернистые дайки в дунитах, особенно в приконтактной части дунитового тела, а крупнозернистые флогопитсодержащие магнетитовые клинопироксениты образуют ряд даек (мощностью до 40 м) в юго-западном секторе дунитового ядра. Установлено также, что в оливиновых клинопироксенитах западной части обрамления на расстоянии до 180 м от контакта с дунитами присутствуют толстоплитчатые включения и шлиры железистых дунитов.

Дуниты Кондерского массива

Дуниты Кондерского массива представлены в основном порфировидными мелко-среднезернистыми разновидностями с массивной текстурой, в которых размеры зерен оливина варьируют от долей до десятков миллиметров, а в реже встречающихся пегматоидных дунитах — до 5-7 см в длину. При этом мелкозернистые дуниты развиты в краевой части ядра, где они постепенно сменяются к периферии мелкозернистыми разновидностями, за исключением его восточной части, в которой зафиксирован резкий переход к крупнозернисто-пегматоидным дунитам. Основная же масса ядра сложена, среднезернистыми дунитами, местами переходящими в крупнозернистые и, по данным бурения (Емельяненко и др., 1989), преобладающими на глубине, начиная примерно с 200 м. Появление крупнозернистых и пегматоидных дунитов вплоть до дунит-пегматитов связано с постепенным возрастанием в среднезернистых дунитах количества вкрапленников оливина (от 3-5 до 20 мм), объединяющихся в шлиры. Нередко встречаются и дайкообразные тела дунит-пегматитов мощностью до 30-50 м и протяженностью до 100-150 м, но их переходы во вмещающие порфировидные дуниты остаются такими же постепенными, как и в случае шлиров. Обособления дунит-пегматитов размещаются преимущественно в центральной части дунитового ядра, в зоне шириной около 1,5 км, где они приурочены к участкам с относительно высоким гипсометрическим уровнем, в пределах которых дунит-пегматитами иногда сложено до 20-80% площади. Там же развиты округлые шлиры (до 30 см в поперечнике) пегматоидных оливиновых клинопироксенитов.

В дунитах, как правило, более крупные зерна оливина (до 5-6 мм) sdвойникованы. В них нередко включения хромдиопсида, высокохромистого (до 2.25 мас.% Cr_2O_3) флогопита, а также хромита и хроммагнетита, образующих симплектитовые, пластинчатые и более обычные октаэдрические вроски. В трещинах, рассекающих оливиновые зерна, местами встречаются выделения тетраферрифлогопита и рихтерита. Серпентинизация оливина обычно незначительная. Наиболее существенно она проявлена по разломам, в зонах развития пегматоидных дунитов, а также вблизи даек и жил апатит-флогопитовых клинопироксенитов и нефелиновых сиенитов. С глубиной, согласно результатам бурения (Емельяненко и др., 1989), серпентинизация ослабевает вплоть до полного ее исчезновения в 400-450 м от дневной поверхности.

Железистость оливина в мелко-среднезернистых дунитах — 6.9-12.1% Fa (Некрасов и др., 1994). Несколько выше она у оливина из вкрапленников в клинопироксеновых дунитах краевой части дунитового ядра (12.4-13.2% Fa) и еще более возрастает в дунит-пегматитах (14.7-15.1% Fa) центральной части ядра, а также в толстоплитчатых автолитах и шлирах (?) дунитов (до 16.0-18.4% Fa), развитых в оливиновых клинопироксенитах, контактирующих с дунитовым ядром. В пегматоидных оливиновых клинопироксенитах, образующих шлиры в дунитах, железистость оливина достигает 12.7% Fa и возрастает почти до 30% Fa в оливиновых клинопироксенитах, обрамляющих дунитовое ядро и слагающих дайки, секущие дуниты. В целом пониженной железистостью обладают оливины из псевдооливинитов (7.8-10.7% Fa), представляющих собой порфировидные мелкозернистые дуниты, слабая магнитность которых обусловлена присутствием в

них магнитного ликвидусного феррихромита и солидусного хроммагнетита (Октябрьский и др., 1992). Оливины с минимальной железистостью (6.9-7.1% Fa) обнаружены нами на водораздельной грядке между ключами Южный и Трезубец в мелко-среднезернистых дунитах южной краевой части дунитового ядра.

Порфиновые вкрапленники оливинов из дунитов обнаруживают признаки зональности по содержанию СаО. Обычно более насыщены им центральные части зерен (до 0.42 мас.% СаО при 0.38% в краевой части. В мелких зернах оливина содержание СаО чаще соответствует промежуточным значениям между установленными в зональных порфиновых вкрапленниках (от 0.11 до 0.3 мас.% СаО), но иногда бывает выше, чем в центре зерен (до 0.17% при 0.06 мас.% СаО во вкрапленнике), а наиболее высоким (до 0.5-0.7 мас.% СаО) оно оказалось в юго-восточном секторе дунитового ядра в маложелезистых (7.8-8.1% Fa) оливинах, включающих мелкие зерна хромистого (6-7 мас.% Cr_2O_3) магнетита. В целом несколько пониженным (0.09-0.18 мас.%) содержанием СаО в оливинах характеризуется центральная зона массива – область развития пегматоидных и крупнозернистых дунитов. На остальной площади дунитового ядра, включая и его край, содержание СаО в оливинах более высокое (0.2-0.4 мас.%).

Содержание СаО в оливинах из дунитов Кондера в общем почти не коррелирует с их железистостью, но в оливиновых клинопироксенитах очевидно их обратная корреляция (Некрасов и др., 1994) и при железистости уже около 12.5% Fa содержание СаО опускается до 0.15 мас.% и ниже.

Повышенное содержание СаО, близкое к установленному в кондерских оливинах, – характерная особенность оливинов из меймечитов и дунитов малоглубинных щелочно-ультраосновных интрузивов севера Сибирской платформы, где оно не опускается ниже 0.2 мас.%, что зафиксировано только в наиболее магнезиальных оливинах массива Бор-Урх. Сходными с кондерскими по кальциевости оказались и оливины из платиноносных уральских дунитов, большинство из которых, однако, содержит не более 0.3 мас.% СаО, а минимальное содержание последнего приближается в них к максимуму для альпинотипных оливинов.

Кондерским оливинам, аналогично маймеча-котуйским, свойственно также присутствие TiO_2 (0.01-0.07 мас.%) и Cr_2O_3 (0.01-0.1 мас.%), полностью отсутствующих в альпинотипных гипербазитах (Велинский, Банников, 1986). Несмотря на значительный разброс содержаний Cr_2O_3 в оливинах из дунитов Кондера очевидна их прямая корреляция с железистостью, причем эта тенденция сохраняется и в оливиновых пироксенитах обрамления дунитового ядра, но особенно отчетливо проявлена в оливинах из даек оливиновых пироксенитов в дунитах – возможный результат ускоренной высокотемпературной кристаллизации этих пород в условиях повышенной восстановленности. По содержанию Cr_2O_3 оливины дунитов Кондера аналогичны бор-урхским и гулинским, но существенно уступают оливинам из меймечитов.

Содержания NiO и MnO в кондерских оливинах во всем диапазоне установленной железистости связаны друг с другом обратной корреляцией, причем количество MnO находится в прямой зависимости от железистости, а количество NiO – в обратной, и в этом отношении они не отличаются от первичных магматических оливинов из других ультрабазитов.

О температурных условиях формирования оливинов в дунитах Кондерского массива, некоторое представление дают термодинамические расчеты параметров равновесия газовой фазы оливинов, с помощью которых получены значения 1375° и 1180°C соответственно для ликвидуса и солидуса, при парциальном давлении кислорода на ликвидусе 10^{-9} - 10^{-10} МПа (Никольский и др., 1988). С этими оценками сходны результаты теплофизических расчетов М.А.Кузнецовой (ДВГИ) для Кондерского массива по методике В.В.Ревердатто (Ревердатто, Салько, 1967). Согласно им, температура исходного ультрабазитового расплава должна была составлять около 1380°C при максимальной температуре контактового метаморфизма, зафиксированной на Кондере, порядка 900°C (Богомолов, 1964; Ленников и др., 1991). Хромшпинелиды, широко распространенные в дунитах и оливиновых пироксенитах центральной фации Кондерского массива, представлены в основном субферри- и субалюмоферрихромитами – аксессуарными и рудными. Первые образуют рассеянную вкрапленность октаэдрических, реже уплощенных и округло-изометричных зерен размером от 0.01 до 2-3 мм. Аналогичными морфологическими типами зерен, но более крупными (от 1 до 5-7 мм) сложены тела густовкрапленных и рудных хромшпинелидов, представленные

округлыми и линзообразными шлирами, жиллоподобными образованиями и гнездами размером до $0.7 \times 1.5 \text{ м}^2$, распределенными в пределах массива без какой-либо закономерности. Среди аксессуарных хромшпинелидов нами выделяются три генерации (Октябрьский и др., 1992). Первая из них (хромит-I) представлена наиболее крупными октаэдрическими кристаллами (0.3-3.0 мм). Они приурочены к межзерновым пространствам либо включены в оливиновые зерна. Ко второй генерации (хромит-II) относятся ксеноморфные и изометричные (реже со следами огранки) мелкие (0.02-0.4 мм) зерна, включенные в порфиновые вкрапленники и пегматоидные зерна оливина, а также дендритовые выделения в оливине (0.1 мм). Третья генерация (хромит-III) представлена небольшими (0.1-0.3 мм) ограненными, реже ксеноморфными зернами хромшпинелида, которые приурочены к промежуткам наиболее мелких зерен оливина.

Хромшпинелиды ассоциируют с оливином $\text{Fa}_{7.1-12.1}$ в дунитах и $\text{Fa}_{12.4-12.7}$ — в оливиновых клинопироксенитах центральной фации. По химическому составу они представляют закономерный ряд от единичных образцов высокохромистых (61.7-63.7% Cr_2O_3) разностей, через главную массу феррихромитов, к хромсодержащим магномагнетитам. В хромшпинелидах из дунитов содержание Cr_2O_3 варьирует в пределах 55-19.6%, а в магномагнетитах из оливинитов и магнитной фракции густовкрапленных хромшпинелидов из дунитов — в интервалах 7.6-8.6 и 10-12% соответственно. Также существенны различия в содержании FeO и Fe_2O_3 при преобладании последнего только в хромите III. В меньшей мере изменяется доля MgO (от 3 до 11%), причем наибольшими содержаниями характеризуются преимущественно густовкрапленные и рудные хромиты.

Хромшпинелиды дунитов и оливиновых клинопироксенитов центральной фации содержат заметное количество титана. Менее всего его в рудных хромшпинелидах и хромите-I (0.4-0.8 и до 1.55% TiO_2). Несколько выше содержание TiO_2 в аксессуарных хромшпинелидах (1.07-1.95% TiO_2) в пегматоидных и крупнозернистых разностях дунитов и оливиновых пироксенитов центральной фации. Вариации содержания TiO_2 (1.8-2.12%) меньше, но несколько выше в хромсодержащих магнетитах крупно- и среднезернистых оливинитов. Близки этим магнетитам по составу две магнитные фракции из шлиров (3-5 см) густовкрапленных хромитов в дунитах, но они более хромистые (10-12% Cr_2O_3) и титанистые (5.15-5.29% TiO_2).

Хромшпинелиды Кондера — умеренно- и малоглиноземистые. К наиболее глиноземистым (5.9-7.9% Al_2O_3) относятся рудные разности, а также аксессуарные первой генерации (хромит-I) в дунитах и хромиты-II, III в пегматоидных оливиновых пироксенитах. Содержание Al_2O_3 уменьшается в хромите-II до 5.2-3.3% и от 4.6-2.4 до 0.8% в мелкозернистом межзерновом хромите-III. Примерно также варьирует глиноземистость в хромсодержащих магнетитах из оливинитов (1.8-2.5%) и густовкрапленных хромитовых шлиров в дунитах (1.97-2.49% Al_2O_3). В приконтактных порфировидных мелкозернистых магнитных дунитах все генерации аксессуарных хромшпинелидов обеднены глиноземом. Присутствующие здесь хорошо ограненные крупные (0.6 мм) зерна ликвидусного хромита содержат только 4.42% Al_2O_3 , т.е. в 1.5-2 раза меньше, чем в рудных хромшпинелидах и ликвидусном хромите-I при значительной железистости ($f_{\text{общ}}=85\%$), а солидусный шпинелид (хромит-III) представлен уже хроммагнетитом.

В дунитах и оливиновых пироксенитах железистость хромита-I составляет 63-76%, хромита-II — 72-80% и хромита-III — 80-89%, в то время как в рудных хромшпинелидах она равна 59-70%.

В псевдооливинитах краевой части Кондерского массива представляющих собой порфировидные слабомагнитные мелкозернистые дуниты (см. выше), хромшпинелиды представлены ликвидусным (хромит-I) феррихромитом ($f_{\text{общ}}=83-85\%$) и солидусным (хромит-III) хроммагнетитом ($f_{\text{общ}}=92.3\%$). Истинные же оливиниты, по нашим данным, содержат мелкие (0.2 мм) включения ликвидусного хромсодержащего (7.6-8.6% Cr_2O_3) магнетита в магнезиальном оливине ($f_{\text{O}}=8\%$).

Кристаллы хромшпинелидов Кондера обнаруживают зональное строение. Зональность — диффузионная, с переходом от феррихромитов в ядрах зерен до хроммагнетитов к их краям. Установлена она в крупных кристаллах ликвидусного хромита-I из пегматоидных дунитов, ядра которого представлены феррихромитом (50.55% Cr_2O_3), а также обнаружена в мелких зернах (0.1 мм) солидусного хромита-III из средне- и мелкозернистых порфировидных дунитов. Лишены зональности ликвидусные хромиты-II, включенные в оливин. Более значительный интервал зональности можно предположить для густовкрапленных мелкозернистых хромшпинелидов, где немагнитная фракция

представлена хромистым феррихромитом (49.65% Cr_2O_3) с небольшим содержанием TiO_2 (0.73%), а магнитная – хромсодержащим титаномагнетитом, подобным аксессуарным аналогам из перидотитов Гулинского плутона и оливинитов Бор-Уреха (Васильев, 1981). Столь значительное возрастание титанистости магнетитов, обусловлено вероятно, возрастанием содержания титана в остаточном расплаве. Напротив, магнетит, образовавшийся на этапе серпентинизации, при повышенной хромистости (4.06% Cr_2O_3) содержит всего 0.17% TiO_2 . Он образует червеобразные вроски в хромшпинелидах и тонкие каймы.

Состав отдельных зон и направленность зональности в зернах хромшпинелидов в основном совпадают с направлением изменения их состава в процессе кристаллизации. Так, в случае мелко-среднезернистых порфировидных дунитов смена ликвидусного хромшпинелида солидусным сопровождалась значительным возрастанием содержания магнетитового компонента (от 13-16 до 33-59%) с одновременным уменьшением хромитового минала (от 41-51 до 22-28%). Достаточно постоянной оставалась лишь величина отношения $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ – 82-85% при незначительном снижении содержания шпинелевого компонента, что было обусловлено одновременным и согласованным снижением содержаний алюминия и хрома при значительных вариациях железистости (55-95%). Заметное возрастание хромистости происходило только при формировании солидусных хромитов-III и реже хромитов-II в пегматоидно-крупнозернистых дунитах в связи с тем, что содержание алюминия в них уменьшалось скорее хрома благодаря, возможно, росту щелочности.

Наблюдаются случаи более заметного снижения содержаний шпинелевого компонента при переходе от крупного ликвидусного хромита-I к мелкому ликвидусному хромиту-II, включенному в оливин. Наряду с этим в эндоконтактных дунитах, а также в зоне контакта крупнозернистых дунитов и пегматоидных оливиновых пироксенитов центральной фации устанавливается противоположная направленность при кристаллизации, когда хромит-I оказывается более окисленным и менее хромистым (33.37% Cr_2O_3), при близком содержании MgO (5.03 и 5.36%), которое резко падает в хромите-III (до 2.93%).

Установлено также согласованное нарастание железистости как ликвидусных, так и солидусных хромшпинелидов в пегматоидных дунитах, по мере приближения к контакту массива, а также при формировании эндоконтактных порфировидных и магнитных мелкозернистых дунитов по сравнению с дунитами центра массива. Таким образом, если в исходных мелко-среднезернистых дунитах кристаллизация начиналась с феррихромита, то в пегматоидных и эндоконтактных их разностях на ликвидусе появлялся алюмоферрихромит, а в оливинитах – хромсодержащий магнетит. Можно также заключить, что при перемещении от центра дунитового массива к краю и по мере уменьшения глубины эрозийного среза происходило постепенное возрастание железистости (от 65 до 75%) и окисленности (от 35 до 42%) ликвидусного хромита-I, а также слабое увеличение железистости рудных хромшпинелидов (с 63 до 70%). Аналогичный рассматриваемому непрерывный ряд от высокохромистых хромитов до хромсодержащих магнетитов отчетливо проявлен в дунитах и перидотитах щелочно-ультраосновных интрузивов Маймеча-Котуйского региона (Васильев, 1981), причем развитые там хромшпинелиды также обладают зональностью, вплоть до появления оторочек титаномагнетита.

Установленные изменения в химизме кондерских хромшпинелидов связаны с их последовательной кристаллизацией из эволюционировавшего магматического расплава, реакционным взаимодействием с этим расплавом и последующим субсолидусным диффузионным обменом компонентами между твердыми фазами. Общая направленность тренда изменения состава хромшпинелидов Кондера вызвана изоморфными замещениями Cr , Mg и Al на Fe^{2+} , Fe^{3+} и Ti , т.е. в процессе кристаллизации от ранних ликвидусных хромитов-I к солидусным хромитам-III происходило постепенное возрастание в них количества магнетитового компонента за счет хромитового и шпинелевого при почти неизменном содержании титана и марганца.

Отмеченные выше особенности химизма хромшпинелидов Кондерского массива однозначно свидетельствуют в пользу принадлежности ультрабазитов Кондера к комплексам гипербазитов повышенной щелочности.

Формирование ядерных частей дунитового тела Кондерского массива завершилось кристаллизацией ряда самородных минералов (кремнистого и беспримесного α -железа, олова, меди,

сурьмы), а также единичных зерен, полиминеральных жилков и линз пентландита, пирротина, халькопирита, пирита и арсенопирита.

Кольцевые клинопироксениты

Дунитовое ядро Кондерского массива окружено непрерывным кольцом оливиновых, оливинсодержащих безрудных и магнетитовых клинопироксенитов вплоть до косьвитов, габбро-пироксенитов и магнетитовых габбро. Анализ внутреннего строения и состава этого обрамления, проведенный на основании изучения пяти полных разрезов, позволил обнаружить обратную зависимость объема магнетитсодержащих пироксенитов и габбро от ширины кольца. Так, наиболее узкая (около 160 м) южная часть его на водоразделе ключей Южный - Бегун практически полностью сложена магнетитовыми пироксенитами в сочетании с подчиненным количеством (30%) магнетитовых габбро, а в несколько более широкой (около 250 м) северо-западной части, в верховьях кл. Двуглавый, рудные пироксениты составляют уже 80% при отсутствии габброидов и подчиненном количестве безрудных клинопироксенов. В пределах остальных трех пересечений в западной части кольца (верховья кл. Прямой, мощностью 350 м), юго-восточной (370 м, на водораздельной грядке ключей Левый-Правый Бегун) и самой широкой части (550-600 м), в пределах восточного сектора кольца (верховья кл. Правый Бегун), присутствует соответственно 50, 5 и 10-20% рудных пироксенитов при существенно подчиненном объеме (30, 10 и 5% соответственно) габброидов.

Зона перехода от дунитов к пироксенитам кольца в рельефе приурочена к максимальным понижениям на радиальных хребтиках и совпадает с положением кольцевых разломов. Развитые здесь породы в значительной степени разрушены и в пределах всех изученных контактов представлены дресвой с редкими более крупными обломками, что существенно затруднило их изучение и обусловило значительное различие взглядов на строение этой зоны: Е.П.Емельяненко и др. (1989) описывают ее как кольцо зеленых оливин-диопсидовых метасоматитов мощностью 0.2-50 м, а М.П.Орлова (1991) видит в ней область чередования и переслаивания клинопироксенитов и оливинитов мощностью 8-10 м с образованием промежуточных верлитов.

Дайковые клинопироксениты

Дунитовый шток Кондерского массива в юго-западной части на площади примерно 4 км² прорван серией даек и жил клинопироксенитов мощностью от 1-3 см до 30-40 м и протяженностью от первых метров до 200-300 м. Дайки и прожилки, как правило, зональные, имеют многочисленные апофизы, раздувы, пережимы, часто разветвляются, меняют углы падения и простирания, образуя в целом штокверкоподобное тело. Однако наиболее мощные жилы обнаруживают тенденцию к падению в направлении общего центра массива под углом 40-60°. Это свидетельствует о том, что их размещение контролируется многочисленными трещинами, возникшими в дунитах при внедрении более мощного тела клинопироксенитов, расположенного на глубине, что подтверждается бурением и геофизическими данными. Скважина, пройденная в центре Кондерского массива (Емельяненко и др., 1989), показала, что жилы, прожилки и дайки клинопироксенитов по мере погружения до 300-780 м объединяются в одно тело с четко проявленной расслоенностью (Орлова, 1991). На поверхности контакты клинопироксенитовых жил с вмещающими дунитами закаленные, причем в случае более мощных (10-40 м) тел в клинопироксенитах присутствуют угловатые ксенолиты дунитов размером до 1.0-1.5 м. В целом преобладают мелко-среднезернистые магнетит (10-20%)-апатитовые (5-10%) клинопироксениты. Менее развиты их мелко-тонкозернистые разновидности. Структура рудных дайковых клинопироксенитов разноминеральная, гипидиоморфнозернистая, участками переходная к сидеронитовой, что позволяет сопоставлять некоторые из них с косьвитами. Удлиненные вкрапленники светло-зеленоватого бесхромистого клинопироксена имеют размеры 2-6 мм. В среднезернистых рудных клинопироксенитах присутствуют редкие изометричные и удлиненные зерна оливина (23.6% Fa) размером 0.1-0.5 мм. Рудный минерал в мелко-среднезернистых клинопироксенитах, ассоциирующий с апатитом, представлен титаномагнетитом (5.8-4.7 мас.% TiO₂), иногда в сростках с более мелкими (0.05-0.3 мм) зернами окисленного (5.9-8.8 мас.% Fe₂O₃) ильменита, содержащего заметную примесь магнезии (3.7-3.8 мас.% MgO), округлыми зернами пирротина (0.05-0.2 мм) и халькопирита. Крупнозернистые клинопироксениты с кристаллами пироксена размером до 5-7 см утрачивают порфирированность, особенно в пегматоидных разновидностях.

Клинопироксен в них также практически бесхромистый, но несколько более железистый ($f=20.5-23.5$) и с более грубыми пластинчатыми включениями рудного, слагающими подобие сагенитовой решетки. Для этих клинопироксенитов достаточно характерно разделение по минеральному составу на существенно флогопитовые, роговообманковые и магнетит-апатитовые разности. В крупнозернистых разностях в начале водораздела ключей Южный-Трезубец встречены единичные, относительно крупные ($1 \times 2.0 \text{ мм}^2$) коричневые кристаллы везувиана и более обычные ксеноморфные зерна (1-2 мм) сфена.

Щелочные породы Кондерского массива

Наиболее поздними образованиями Кондерского массива являются жильные щелочные породы, локализованные преимущественно в пределах краевой части массива и частично в его экзоконтактовой зоне.

Помимо собственно сиенитов, на Кондере встречены разности, переходные как к щелочным и нефелиновым сиенитам, так и к монцонитам. Среди них установлены двуполевошпатовые (зональный олигоклаз-андезин-альбит и калиево-натриевый полевой шпат) и щелочнополевошпатовые (калиево-натриевый полевой шпат, альбит) разновидности, содержащие также клинопироксен, биотит и обыкновенную роговую обманку. Щелочные магнезиально-железистые силикаты в них отсутствуют. Выделены следующие петрографические типы сиенитов: гранат-клинопироксеновые, корунд-биотитовые, клинопироксен-биотитовые, эгирин-авгитовые и лейкократовые. В этом ряду последовательно повышается общая щелочность, натриевость, железистость и снижается глиноземистость.

Гранат-клинопироксеновые, двуполевошпатовые сиениты содержат зональные меланитовый гранат, эгирин-авгит, андезин № 40 и натрокалишпат. Корунд-биотитовые сиениты, имеющие трахитоидную структуру, сложены зональным плагиоклазом (№ 5-20-40), пертитовым натрокалишпатом, биотитом, корундом (до 10-20%), небольшим количеством магнетита, сфена, рутила, альбита и цеолитов. Жилы этих сиенитов в диоритах сопровождаются контактово-метасоматическими зонами. Эгирин-авгитовые сиениты содержат зональный альбит-олигоклаз, натрокалишпат, альбит, иногда примесь кварца, зональный эгирин-авгит, биотит, зональный гастингсит, сфен, апатит и титаномagnetит. В лейкократовых клинопироксен-биотитовых сиенитах присутствуют альбит и альбит-олигоклаз, пертитовый натрокалишпат, биотит, эгиринсодержащий (7, 8%), клинопироксен, магнетит, сфен и апатит. Щелочные сиениты и их пегматиты, местами обладающие трахитоидной структурой, представляют собой двуполевошпатовые породы с переходами в нефелинсодержащие разности. В их состав, кроме натрокалишпата и альбита, входят эгирин, арфведсонит, лампрофиллит, рамзаит, мурманит, эвдиалит, биотит, сфен, циркон, магнетит, ильменит, апатит, хаттонит, анатаз, шеелит, а также минералы гидротермальной (натролит, содалит, анальцим, морденит, эпидот, хлорит, пренит, катаплеит, цирфесит) и экзогенной (вермикулит, сунгулит, церуссит, глинистые минералы) стадий. Тенсбергиты, состоящие из натрокалишпата, альбита, эгирина и арфведсонита, связаны переходами с собственно щелочными сиенитами и люавритами. Альбитовые сиениты плейчатой текстуры содержат альбит, эгирин, магнезиоарфведсонит, лампрофиллит, эвдиалит, апатит и незначительную примесь нефелина, канкринита, цеолитов и гидрослюда. Ийолиты и близкие к ним щелочно-ультраосновные породы, содержащие нефелин (10-80%), представлены рядом разновидностей – арфведсонит-эгириновыми, гастингсит-эгирин-авгитовыми. Люавриты и их пегматиты сложены нефелином, натрокалишпатом, альбитом, эгирином. Им свойственна полосчатая текстура, переходы в пределах одного тела к пегматитам, щелочным сиенитам, ийолитам, и отклонения в сторону фойяитов и мариуполитов. Второстепенные минералы: арфведсонит, биотит, лампрофиллит, эвдиалит с замещающими его катаплеитом и цирфеситом, апатит, рамзаит, мурманит, пектолит, лопарит, торит, хаттонит, циркон, сфен, ильменит, автометасоматические канкринит, альбит, анальцим, содалит (включая гакманит), натролит, поздние гидротермальные цеолиты и гидрослюда. Самостоятельные тела образуют пектолитовые люавриты, содержащие эгирин-авгит и арфведсонит, а также канкринитовые люавриты без нефелина. Переходы в щелочные сиениты и люавриты обнаруживают мариуполиты, сложенные нефелином, альбитом и эгирином. Чрезвычайно сложный состав имеют миаскиты – меланит-биотит-эгирин-авгит-гастингситовые с примерно равным количеством нефелина, натрокалишпата,

зонального альбит-олигоклаза и альбита породы, содержащие иногда эпидейцит. Постоянные примеси – сфен, апатит, титаномagnetит, местами канкринит и пектолит. Характерны реакционные взаимоотношения: меланит и гастингсит замещаются биотитом, гастингсит – арфведсонитом, эгирин и сфеном, а меланит – андрадитом и сфеном. К гидротермальной стадии относятся цеолиты, мусковит и шпреуштейн. Биотитовые миаскиты сложены примерно равными количествами нефелина, натрокалишпата, альбит-олигоклаза с примесью альбита, а также биотитом (5-10%) и магнетитом. Иногда встречаются зональные эгирин-авгит, эгирин и гастингсит-арфведсонит. Обычны корунд, апатит, флюорит, меланит, альбит, канкринит, мусковит и гидротермальные шпреуштейн, либнерит, цеолиты, зелено-голубая слюда, хлорит, мусковит, эпидот, кальцит, гидрослюда. Характерны реакционные коронарные сростки, в которых биотит замещается лучистым эгирин. Гидротермально измененные сиениты превращены в смесь глинистых минералов, цеолитов, гиббсита, альбита с реликтами эгирин-авгита, биотита и фтор-гидроксил апатита. Встречены также геденбергит – эгириновые и альбит-магнезиоарфведсонитовые щелочные граниты.

Пневматолито-гидротермальные жилы и прожилки нормального, субщелочного и щелочного состав рассекают породы массива во многих местах, составляя от 2-5% и до 60-70% площади обнажений. Их локализация соответствует сетке ортогональных, диагональных, каркасных и извилистых трещин, обуславливая сложные и прихотливые формы. В составе прожилок – реликты минералов вмещающих пород и новообразованные диопсид, авгита, эгирин, антофиллит-жедрит, тремолит-актинолит, керсутит, гастингсит-арфведсонит, рихтерит и его асбестовые разновидности, биотиты, титаномagnetит, апатит, сфен, полевые шпаты от основного плагиоклаза до альбита и натрокалишпат, нефелин, цеолиты – натролит, томсонит, морденит и др., пектолит, гумиты, перовскит, сульфиды, платиноиды, золото, карбонаты, серпентин и содалит.

Интрузивные образования экзоконтактового ореола

К экзоконтактовому ореолу Кондерского массива и породам его краевой части приурочены дайки, жилы и небольшие штоки монзонит-диоритов (содержат округлые и угловатые ксенолиты кондерских пироксенитов и габбро, пород фундамента и чехла), гранитоидов, диоритовых порфиринов, андезитов, дацитов, спессартитов и шонкинит-пикритов. Эти породы, за исключением гранитоидов, отнесены Е.П.Емельяненко и др. (1989) к ранней фазе мезозойского алданского комплекса (совместно с габбро и дайковыми клинопироксенитами), а М.П.Орловой (1991) сопоставляются с юрско-меловым щелочноземельным кет-капским комплексом, повсеместно сопровождающим мезозойские щелочные вулкано-интрузивные образования на Алданском щите.

Платиновое россыпное месторождение Кондерского массива

Согласно данным старательской отработки (Сушкин, 1995), основная часть кондерской шлиховой платины представлена бесформенными, комковидными, угловатыми и хорошо ограненными зернами различного размера, вплоть до самородков, на долю которых приходится в среднем 12 мас.% от всей платины, из них 4% – экземпляры весом более 10 г. Реже встречаются самородки до 1 кг. Всего в промывочные сезоны 1984-1994 г.г. их было найдено около десяти, в том числе четыре весом более 1.5 кг и один уникальный – более 3.5 кг. Хорошо сформированные кристаллы платины имеют преимущественно кубическую форму. При этом одиночные гексаэдрические кристаллы преобладают в мелких фракциях, а среди более крупных зерен возрастает количество различных двойников и сростков двух – трех индивидов размером до 17 мм. Примечательной особенностью многих мелких зерен платины и платиновых самородков являются окружающие их золотые пленочные оболочки толщиной 0.05-1 мм, иногда осложненные золотой кристаллической пылью. Пленки золота, несомненно являются эндогенными, так как представляют собой тесно сросшийся агрегат мельчайших кристаллов медистого золота с золото-теллурсодержащим сульфидом и рядом соединений палладия и платины. Чисто морфологическим признаком их относительно высокотемпературной природы является истирание этой пленки на ребрах кристаллов платины в процессе их транспортировки в россыпи (Сушкин, 1995). В тоже время для микронной пленки высокопробного золота на «окатанных» платиновых самородках вполне вероятен низкотемпературный генезис (Некрасов и др., 1994).

Наряду с платиной в коренном залегании и в россыпях водотоков (рис. 1), встречаются самородные золото, серебро, свинец, олово, медь, никель, железо, сурьма и висмут (Емельяненко и др., 1989). Содержание самородного золота в кондерской россыпи не превышает 3-5% от массы шлиховой платины на участках, где были обнаружены его мелкие самородки весом от 1-5 до 10 г. Еще реже в россыпи попадает серебро, иногда в виде самородков от 3-5 до 200 г (Сушкин, 1995).

За истекшие 20 лет после начала целенаправленного изучения благороднометалльной минерализации массива в рыхлых отложениях найдено более 50 минералов элементов платиновой группы (ЭПГ), золота и серебра, многие из которых относятся к новым или редко встречающимся в природе минералам, однако немало минералов ЭПГ, Au и Ag встречено и в коренном залегании. Это позволило установить приуроченность той или другой минеральной разновидности к одному из двух основных типов магматических образований Кондера: к хромитоносным дунитам центральной части массива и прилегающим к ним хромитоносным клинопироксенитам, либо к жильным флогопит-магнетитовым клинопироксенитам, прорывающим дуниты в юго-западной части массива, и пространственно ассоциирующим с ними сульфидным линзам. При этом удалось выяснить, что главный минерал ЭПГ – изоферроплатина (Pt_3Fe) оказался весьма неоднородным как по насыщенности железом, так и по содержанию примесных ЭПГ. Проведенное нами изучение коренной изоферроплатины (Некрасов и др., 1994) позволило установить, что в хромсодержащих дунитах она представлена двумя разновидностями: ранней, более высокотемпературной, сформировавшейся одновременно с вкрапленниками хромита и оливином, и поздней, выполняющей межзерновые промежутки в линзах и жилах массивных хромитов. Ранняя изоферроплатина, ассоциирующая с вкрапленниками хромита сравнительно обогащена примесными ЭПГ при значительном колебании железистости (2,4-35 ат.% Fe), отчетливо выраженной тенденции к снижению в ней содержания Fe с глубиной, и постоянно содержит включения минералов Os, Ir, Ru, Pt. Напротив, поздние Pt-Fe – сплавы из массивных хромитовых жил и шпиров в дунитах подобных включений не содержат и характеризуются в целом при такой же железистости заметной обедненностью примесными ЭПГ (рис. 2). Платина же из дайковых флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, образуя преимущественно кубические кристаллы, покрытые местами пленкой медистого золота, помимо сходной рафинированности, представлена разностями повышенной железистости (28-30 ат.% Fe) и нередко вмещает зерна клинопироксена, амфибола, флогопита, магнетита и апатита.

Остальные минералы ЭПГ встречаются в крайне ограниченном количестве и образуют незначительные по размерам (обычно не более первых десятков мкм) округлые и пластинчатые включения внутри зерен изоферроплатины, а также прерывистые каймы вокруг зерен изоферроплатины и крайне редко самостоятельные выделения. Тем не менее, именно эти микровключения и представляют основную минералогическую ценность, так как оказались крайне разнообразными по составу.

В дунитах и массивных хромититах среди крайних членов вышеназванных твердых растворов системы Os-Ir-Ru-Pt в высокотемпературной изоферроплатине наиболее распространен самородный осмий, а самородные платина, иридий и рутений представлены лишь одиночными включениями в изоферроплатине размером от 10 до 170 мкм соответственно. Наибольший интерес из них представляет рутений, встреченный нами впервые и всего лишь третий раз в мире, причем эта находка является и самой малопримесной (Некрасов и др., 1994).

Нами также впервые установлено резко контрастное распределение примесных Pt и Ir в самородном осмии, включенном в высоко- и малопримесной изоферроплатине. В первом случае его пластинчатые, округлые и червеобразные включения оказались заметно богаче этими примесями ЭПГ (до 6 и 17 мас.% соответственно), где наиболее крупные зерна осмия обнаружили еще изональное распределение Ir (с максимумом в центре). И, наконец, третьей разновидностью осмия, являются его обособленные малопримесные (Pt и Ir до 2 мас.%) крупнокристаллические агрегаты (50х350 мкм), промежутки между которыми выполнены малопримесной изоферроплатиной.

Не менее специфичными оказались и соединения промежуточного состава системы Os-Ir-Ru-Pt (рис. 3). Наряду с преобладающими иридистым осмием и платинисто-осмистым иридием впервые удалось обнаружить выделения существенно рутенисто-иридистого осмия, которому свойственны широкие вариации в содержании рутения (до 40-65 ат.%). Крайне редко встречаются осмистый

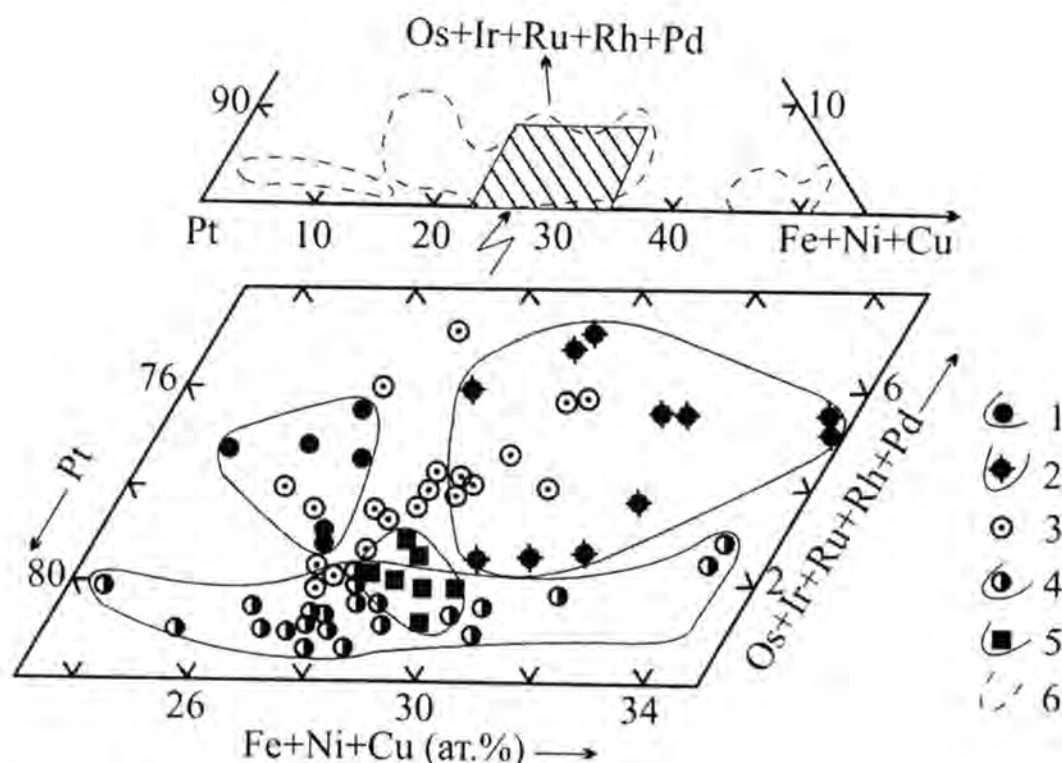


Рис. 2. Диаграмма состава акцессорной изоферроплатины из хромитсодержащих дунитов минимально (1), максимально (2) эродированных и остальных (3) частей дунитового ядра Кондерского массива, массивных хромитовых жил и шпиров в дунитах (4) и магнетитовых пироксенитов (5), образующих дайки в дунитах, по Некрасову и др. (1994), 6 – поля Pt-Fe-сплавов из хромитонесных дунитов типовых ультрамафитов, по И.В.Жерновскому и др. (1985).

рутения, платинисто-иридий осмий, осмистая платина и осмистый иридий. Впервые, помимо самородного рутения, нами также обнаружены почти бинарный RuOs и иридий шилоит – PtIrOs (Некрасов и др., 1994). Большим разнообразием минеральных форм ЭПГ характеризуются краевые части зерен изоферроплатины из массивных хромитов. Прежде всего это касается сульфидов и сульфоселенидов ЭПГ, из которых особенно распространены лаурит-эрлихманитовые дисульфиды и сульфоселениды ирарсит-холлингвортитового ряда. Однако состав их оказался достаточно стабильным при резком преобладании крайних членов и меньшем развитии соединений промежуточного состава. Довольно обычны зональные зерна этих минералов, причем осмистые лауриты и рутенистые эрлихманиты в большинстве зерен оказались более рутениевыми в краевой части, а в ирарситах и холлингвортитах краевые зоны обычно обогащены Ir, а центральные – Rh.

Преимущественно сперрилитом представлены в дунитах Кондерского массива арсениды ЭПГ, образующие мелкие (50-250 мкм) включения в краевой части зерен малопримесной изоферроплатины, хотя встречаются местами и его одиночные кристаллы гексагональной формы размером до 1,5 мм. В аналогичной изоферроплатине нами также впервые обнаружены редкие мелкие включения полуторного арсенида платины (мас. %: 51.62 Pt; 1.08 Rh; 10.57 Ir; 0.28 Os; 0.16 Cu; 2.20 S; 33.14 As; сумма 99.05) с формулой $(Pt, Ir, Rh)_2(As, S)_3$, который можно считать новым минералом. Близким аналогом его является фаза $(Pt, Rh)_2(As, S)_3$ из золото-платиновой россыпи южного Приморья (Щека и др., 1991).

Помимо перечисленных выше минералов ЭПГ, в малопримесной изоферроплатине из массивных хромитовых сегрегаций в дунитах были также обнаружены включения олово-сурьмяных туламинита $(Pt, Pd)_2(Fe, Sb, Sn)Cu$ и хонгшита $(Pt, Pd)(Cu, Sn, Sb)$, геверсита $Pt(Sb, Bi)_2$, а также

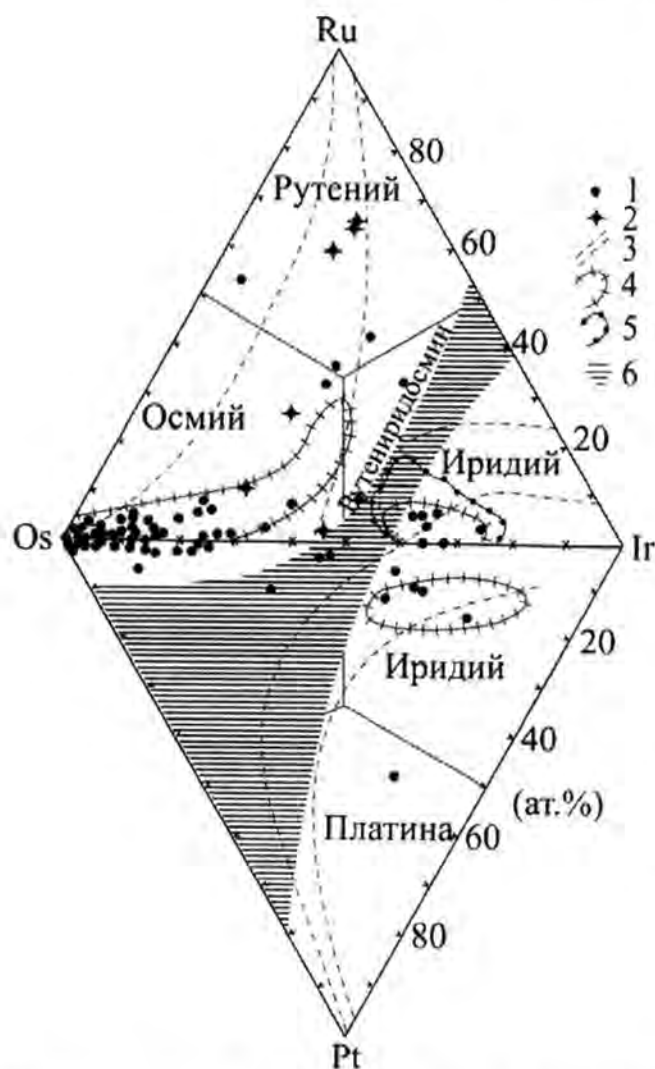


Рис. 3. Диаграмма для твердых растворов системы Pt-Os-Ir-Ru Кондерского массива (ат.%): по Некрасову и др. (1994) - 1 и Мочалову (1994) - 2; поля составов твердых растворов системы Pt-Os-Ir-Ru: из альпинотипных ультраба-зитов, по Дмитренко и др. (1985) - 3, щелочно-ультраосновных массивов по Рудашевскому (1989) - 4, Кондерского массива, по Мочалову (1994) - 5; предполагаемое поле несмесимости, по Harris, Cabri (1991) - 6

неназванных $(Pd, Pt, Cu)_3(Bi, Sb)$ и $Pt(Cu, Sb, Ni)_3$, являющихся, вероятно, новыми природными соединениями (Рудашевский и др., 1992).

Весьма разнообразной оказалась благороднометаллическая минерализация во флогопит-магнетитовых клинопироксенитах и маломощных сульфидных линзах, локализованных в дунитах в непосредственной близости от даек клинопироксенитов в юго-западной части массива. В области дренирования сульфидных линз и прожилков, сложенных пентландитом, халькопиритом, халькозином, борнитом и кубанитом, в россыпи совместно с малопримесной платиной широко развиты моносulfиды ЭПГ, представленные куперитом, а также более сложными

моносulfидами. Установлены они во многих зернах россыпной платины в виде фрагментарных кайм (до 10 и более мкм) либо изометричных и линзовидных включений по границам зерен, а также в сростках с магнетитом, пентландитом и пирротинном. В последнем случае минерал оказался существенно иридиевым (до 26 мас.% Ir), обогащенным Fe (до 20 мас.%) и Ni (до 18 мас.%).

В этой же россыпи, но формировавшейся по дунитам, вмещающим линзы и прожилки сульфидов, в изоферроплатине в виде изометричных и прожилковидных включений, а также тонких коррозионных каемок вокруг нее, развиты сложные маланит $(CuPt_2S_4)$ - купрородсит $(CuRh_2S_4)$ - купроиридситовые $(CuIr_2S_4)$ и инаглиит $(PbCu_3Ir_8S_{16})$ - кондеритовые $(PbCu_3Rh_8S_{16})$ сульфиды, ранее утвержденные в качестве новых минералов (Рудашевский и др., 1984, 1985). Большинство из проанализированных нами Cu-содержащих сложных сульфидов оказалось маланитами, иногда с повышенной концентрацией Rh и Ir (до 13.6 и 26.6 мас.% соответственно), а остальные представлены собственно купроиридситом (до 49 мас.% Ir), его новой предельно родистой (до 17.8 мас.% Rh) разновидностью, иридитым купрородситом (25.5 мас.% Ir) и впервые встреченной существенно платинистой (30.3 мас.% Pt) разновидностью последнего. Среди изученных нами Cu-Pb - содержащих сульфидов преобладают инаглииты, предельно насыщенные родием (11.05-12.56 мас.% Rh), один представлен кондеритом, существенно менее иридиевым (20.12 мас.% Ir), чем ранее описанный в качестве нового минерала (Рудашевский и др., 1984, 1992), а два обогащены Pt (29.15-30.67 мас.%) и представляют собой новый минерал - платиновый аналог инаглиита и кондерита - $Pb_{0.78-0.89}Cu_{3.13-3.33}Ir_{1.99-2.06}Rh_{1.87-1.91}Pt_{3.17-3.29}S_{16}$.

В золотосодержащей части кондерской россыпи, локализованной в поле развития тех же флогопит-магнетитовых клинопироксенитов, наряду с преобладающей малопримесной платиной кубического габитуса относительно широко развиты замещающие ее тетраферроплатина, туламиниты и хонгшиты. Из них наиболее стабильным составом отличается тетраферроплатина, иногда содержащая лишь незначительную примесь Cu (до 3 мас.%) и Ni (до 1.5 мас.%). Менее выдержанным является состав туламинитов, которые при почти неизменной концентрации Pt обнаруживают значительные вариации Fe (8.5-13.0 мас.%) и Cu (12.8-8.8 мас.%). В редких же обособленных выделениях туламинита в ассоциации с борнитом в нем устанавливаются неравномерно распределенные Ni (до 3.5 мас.%) и Ir (до 2.5 мас.%) с обогащением ими краев зерен. Но особенно изменчивыми по составу оказались хонгшиты. Даже в пределах одних и тех же реакционных кайм по изоферроплатине они представлены как крайними, так и промежуточными членами гипотетического изоморфного ряда Pt (Cu, Fe)–Pd (Cu, Fe), а в округлых самостоятельных зернах, имеющих концентрически-зональное строение, их состав варьирует (от периферии к центру) от сложного твердого раствора (Pt, Pd) (Cu, Fe) к PdCu – впервые обнаруженному палладиевому аналогу хонгшита.

В этой же россыпи нами также найдены оловосодержащая разность хонгшита (мас.%, 69.3 Pt; 12.8 Pd; 9.7 Cu; 7.2 Sn; сумма – 99.0), более насыщенная Sn, чем ранее описанная (Рудашевский и др., 1992), и сложный золотосодержащий сульфид (мас.%, 52.47 Pd; 11.53 Au; 4.94 Ag; 15.64 Bi; 8.46 Pb; 0.69 Ni; 7.34 S; сумма – 101.07) с обобщенной формулой $(\text{Pd, Au, Ag, Ni})_{10}(\text{Bi, Pb})_2\text{S}_4$. Он слагает прерывистую реакционную кайму вокруг неоднородного по составу хонгшитового зерна и мог сформироваться, как показывают эксперименты в системах Au–Ag–S и Au–Bi–S (Некрасов и др., 1994), лишь при сравнительно низкой температуре (200-350°C) и исключительно высокой активности сульфидной серы (f_{S_2} порядка 10^{-2} – 10^{-3} Па). В пределах этой же каймы нами обнаружен еще один новый минерал – германид палладия, отвечающий формуле Pd_2Ge (мас.%, 75.62 Pd; 1.12 Ag; 23.89 Ge; сумма 100.63).

В сложных арсенидах палладия и платины, возникших синхронно золотообразованию, несмотря на значительные колебания в содержании всех компонентов, целочисленные отношения Pd (или Pd+Pt+Ag) к сумме As, Bi и Sb в большинстве минералов оказались близкими к 3/1, аналогично гуанглиниту (Флейшер, 1990). К ним относится большая часть антимонидовисмутарсенидов. Исключение составляют два антимонидарсенида, два висмутарсенида и оба висмуттеллуарсенида. Один из первых удовлетворительно рассчитался на формулу изомертита – $(\text{Pd}_{9.66}\text{Pt}_{1.34})_{11}(\text{Sb}_{2.18}\text{As}_{1.73}\text{Te}_{0.05})_{3.97}$. Остальные висмутарсениды, судя по составу и катионно-анионному отношению, варьирующему от 7/2 до 9/2, близки арсенопалладиниту. Большинство сложных арсенидов Pd и Pt образует мелкие обособленные включения в изоферроплатине, палладиом аналоге хонгшита и палладиом-медистом золоте, где обычна их ассоциация с соболевскитом и другими висмутидами и антимонидвисмутидами палладия, образующими иногда агрегаты размером до 90 мкм. Реже наблюдаются они в ассоциации со сперритом.

Относительно редко встречаются в россыпи висмутиды, антимонидовисмутиды и антимониды палладия, представленные минералами соболевскит-садбернитового ряда. Из них мелкие включения (10-25 мкм) соболевскита, близкие по стехиометрии к PdBi , развиты преимущественно в медистом золоте и реже встречаются в изоферроплатине. Многие зерна висмутидов зональны – краевая часть обогащена палладием вплоть до Pd_3Bi . Последний обнаружен нами и в виде индивидуальных включений в медистом золоте, в котором также присутствуют редкие выделения фрудита (PdBi_2). Несколько мелких зерен (до 25 мкм) садбернита (PdSb) найдены в сростке с соболевскитом и фазой $\text{Pd}_3(\text{Bi, Sb})$, включенными в золото, в котором здесь же иногда присутствуют кристаллы самородной сурьмы размером $5 \times (2-3)$ мм².

Ограниченно развиты инсизваит (PtBi_2) и висмута-плюмбид палладия. Обнаружен он нами в медистом золоте, где образует включения размером 5-15 мкм. Химический состав этого нового, по-видимому, соединения (мас.%, 57.52 Pd; 34.71 Pb; 7.02 Bi; 1.2 Pt; сумма – 100.45) отвечает формуле $(\text{Pd}_{7.91}\text{Pt}_{0.09})_8(\text{Pb}_{2.47}\text{Bi}_{0.50})_{2.97}$. Редкие включения в медистом золоте слагает звягинцевит ($\text{Pd, Pt, Au}_3(\text{Sn, Pb})$).

Минералы соболевскит (PdBi)-котульскитового (PdTe) ряда также распространены ограниченно. При этом, благодаря полному изоморфизму между Te и Bi даже в пределах одного и того же вмещающего минерала (медистого золота или платины) могут присутствовать включения двух или трех фаз, существенно различающихся между собой по составу и относящихся при взаимозамене Te и Bi к минералам, промежуточным между соболевскитом и котульскитом. К образованиям котульскит (PdTe)-садберитового (PdSb) ряда относится, очевидно, безвисмутовая фаза с высокой концентрацией Sb (мас. %: 42.42 Pd; 0.57 Ag; 15.64 Sb; 38.81 Te; сумма – 98.31), которая, возможно, является новым минералом - $\text{Pd}(\text{Sb}_{0.31}\text{Te}_{0.75})_{1.06}$.

К более распространенным соединениям, чем соболевскит-котульскитовые, относится найденный нами Bi-Te-палладинит. Представлен он мелкими включениями (10-15 мкм) в борните и низкопробном золоте. Минерал этот характеризуется тонкой зональностью с вариациями 2-3 мас. % Pd и 0.5-1.5 мас. % остальных элементов. При этом отдельные индивиды Bi-Te-палладинита подверглись разложению с образованием двух-трех фаз, одна из которых обычно принадлежит Pd-оксиду, а две другие идентифицированы как Bi_3Te и самородный висмут. Соединение Bi_3Te образует и самостоятельные листоватые скопления размером до 0,5 мм. В агрегатах же с высокопробным золотом Bi_3Te отлагался позднее и цементирует его выделения. Встречены также графические микропрорастания высокопробного золота и самородного висмута, который вне золотин переходит в монокристалл Bi, и микросростки такого же золота с $(\text{BiPb})_3\text{Te}$.

Несколько более распространены собственно станниды платины и палладия, образующие в большинстве случаев мелкие (15-60 мкм) включения в медистом золоте, туламините и изоферроплатине. Судя по химическому составу, они могут быть подразделены на три группы. Первая характеризуется полным отсутствием Cu и незначительной примесью Sb (до 1 мас. %). Сумма Pt и Pd составляет до 82 мас. %, содержание Sn – около 17 мас. %, а состав в целом пересчитывается на формулу рустенбургита – $(\text{Pt}, \text{Pd})_3\text{Sn}$. Вторую группу станнидов образуют многокомпонентные высокомедистые (до 14 мас. % Cu) сплавы системы Pt-Pd-Sn-Cu-Fe. В качестве примеси в них присутствуют Ni (до 0.4 мас. %) и Bi (до 1.3 мас. %). Для соединений этой группы характерны существенные вариации содержания Sn (9-16.5 мас. %) при относительно постоянной сумме Pt+Pd (68-72 мас. %) и почти неизменном присутствии Fe (до 5.8 мас. %). Ассоциируют эти фазы с соболевскитом и палладисто-медистым золотом. К третьей группе станнидов можно отнести высокопалладистые твердые растворы хонгшитового типа.

Завершают процесс минералообразования оксидные и гидрооксидные соединения ЭПГ, большая часть которых является продуктом низкотемпературных процессов, но частично может иметь и относительно высокотемпературную природу, сформировавшись при взаимодействии постмагматических растворов с минералами ЭПГ раннемагматического этапа. В большинстве случаев оксиды и гидрооксиды развивались по включениям туламинита и хонгшита в изоферроплатине. Поэтому кроме Pt в них в большом количестве содержатся Fe и Cu. Значительно реже в россыпях встречаются оксиды и гидрооксиды Pd, Os, Rh и Ir. Из них гидрооксид Pd покрывает тонкой пленкой палладиевый хонгшит, а гидрооксиды Ir, Os и Rh частично замещают ирарсит-холлингвортит, сложные моносulfиды и другие минералы ЭПГ (Некрасов и др., 1994).

Исключительно разнообразна золотая минерализация Кондерского массива. Судя по результатам многочисленных микрозондовых анализов, она представлена как более обычным самородным и серебросодержащим золотом, так и его медистыми, медисто-палладиевыми и медисто-платиновыми разновидностями (Некрасов и др., 1994, 2001), крайне редко встречающимися в природе (Новгородова, 1983, 1994).

Как можно судить про приведенному выше описанию, минералы золота сформировались после образования кубических кристаллов платины и, видимо, несколько позже основной массы сульфидов и сульфоселенидов ЭПГ, но практически одновременно с многочисленными палладийсодержащими соединениями: платино-палладиевым хонгшитом, сложными сульфидами, арсенидами, антимонидами, висмутидами, теллуридами, станнидами, пюмбидами палладия и платины и германидом палладия.

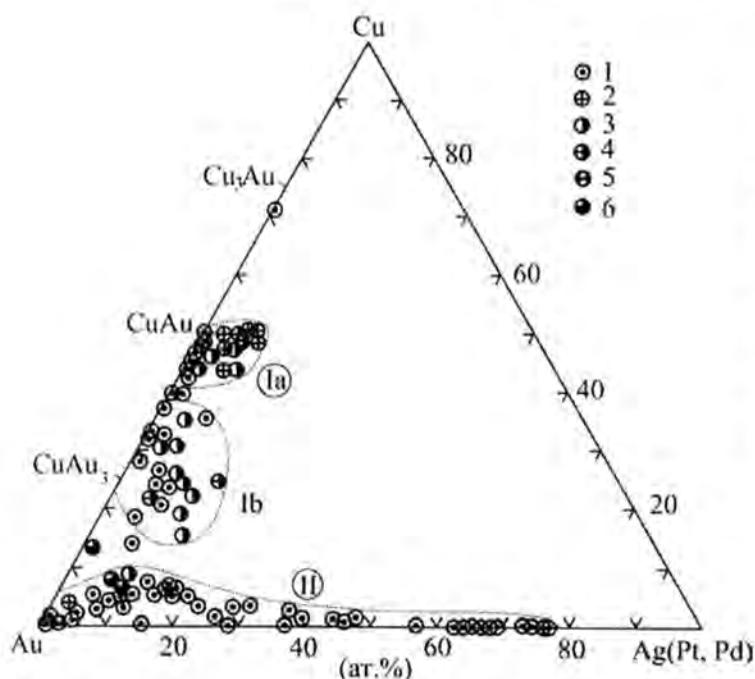


Рис. 4. Диаграмма Au-Cu-Ag(Pt, Pd) для твердых растворов медистого и серебристого золота Кондерского массива: (1) - золото-медных, золото-медно-серебряных и золото-медно-серебряных; (2) - золото-медно-платиновых; (3) - золото-медно-палладиевых; (4) - золото-медно-платино-палладиевых; (5) - золото-медно-платиновых с серебром и (6) - золото-медно-палладиевых с серебром. Остальные пояснения в тексте

Согласно нашим данным, соединения золота с другими металлами можно подразделить на две обширные совокупности, различающиеся по соотношению Au, Cu, Ag, Pd и Pt (Некрасов и др., 2001).

Первая группа твердых растворов охватывает соединения на основе Au и Cu, которые представлены фазами, относящимися к Au-Cu, Au-Cu-(Pd, Pt) и Au-Cu-(Ag) системам, и слагают пластинчатые, веретенообразные тонкие вроски в высокопробном серебросодержащем золоте, либо является минералом-хозяином, вмещающим близкие по форме микровыделения серебросодержащего золота. Наряду с самостоятельными зернами оба типа сростаний медистого и самородного золота встречаются в виде зональных кайм вокруг кристаллов платины и, реже, других минералов. Выборка Ia, Ib, представленная на рисунке 4 по медистому золоту Кондера характеризуется бимодальным распределением меди, отражающим высокую частоту встречаемости купроаурида (Au_3Cu), отсутствующего в других природных ассоциациях медистого золота (Мурзин и др., 1987; Новгородова, 1983, 1994; Сазонов и др., 1994), и тетрааурикуприда (AuCu) при колебании содержания Cu в золоте от 6.89 до 24.99 мас.%. Лишь в одном зерне зафиксирована фаза с содержанием меди 44.27 мас.%, что соответствует аурикуприду (Cu_3Au), который совместно с AuCu более обычен в некоторых других проявлениях медистого золота, но при отсутствии купроаурида (Новгородова, 1983). В качестве примесного элемента в некоторых фазах медистого золота зафиксировано серебро (0.33-5.39 мас. %), замещающее медь при содержании ее в золоте менее 14 мас.%. В существенно более широком диапазоне составов ряда Au-Cu (8-25 мас.% Cu) устанавливаются примеси Pt (0.22-11.79 мас.%) и Pd (0.18-10.27 мас.%), которые присутствуют порознь, либо совместно в переменных соотношениях. При этом повышенные концентрации Pt присущи лишь AuCu , т.е. более медистым составом. Нами также обнаружены выделения безмедистого палладистого золота (мас. %: 94.32 Au; 2.58 Pd), по периферии сложного зерна палладисто-медистого золота с включениями звягинцевита ($\text{Pd, Pt, Au}_3(\text{Sn, Pb})$).

Вторую обширную группу природных соединений золота II, представленную на рисунке 4, образуют его твердые растворы с серебром, содержание которого варьирует в интервале 1.71-62.73 мас.%. Это преимущественно убого- и низкомедистое (0.58-3.13 мас.% Cu) самородное золото умеренной и высокой пробы. Наряду с ним в неоднородных зернах иногда встречаются более богатые серебром Au-Ag-твердые растворы, близкие электруму и кюстелиту.

К самостоятельной группе золотых фаз можно также условно отнести трехкомпонентные соединения с суммарным содержанием примеси меди (3-5 мас.%) и серебра (9-5 мас.%) порядка 10-12 мас.%, в которых проявлена обратная зависимость между Cu и Ag. При еще более высоком уровне

концентраций этой пары металлов в золоте исходные природные трехкомпонентные сплавы должны были, согласно экспериментам (Некрасов и др., 1991), при температуре ниже 370-410°C распадаться на Au-Cu-(Ag)- и Au-Ag-(Cu)-фазы. Подсчет их соотношения в отдельных типичных сростках с характерными структурами распада, а также взаимное расположение фигуративных точек этих фаз на диаграмме Ag-Cu-Au показывают, что поле составов исходных сплавов Au, Ag и Cu, претерпевших распад в результате посткристаллизационного снижения температуры и длительного природного старения, задавалось следующими концентрациями компонентов (ат.%): Au – от 51-55 до 72-75, Ag – от 5-8 до 20-22 и Cu – от 12-14 до 32-35.

Помимо охарактеризованных выше тесных сростаний медистого и серебросодержащего золота в гетерогенных золотилах и золотой присыпке на зернах платины в кондерской россыпи нередко встречается и высокопробное, почти беспримесное пленочное золото на окатанных платиновых самородках. Там же иногда попадаются индивидуальные зерна золота с высокопробными (до 990) краями и более низкопробным (750-820) центром. В обоих случаях образование высокопробного золота происходило, видимо, непосредственно в россыпи и было обусловлено, предположительно, различной растворимостью Ag и Au в грунтовых водах (Некрасов и др., 1994). Обнаружены также золотины, характеризующиеся более высокопробным ядром и низкопробной периферией (вплоть до электрума) и, возможно, генетически связанные с кислыми породами краевых зон Кондерского массива.

Литература

1. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.
2. Богомолов М.А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964. С. 32-56.
3. Васильев Ю.Р. Акцессорные хромшпинелиды как один из индикаторов условий образования магматических пород ультраосновного состава // Вопросы генетической петрологии. Новосибирск: Наука, 1981. С. 61-85.
4. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение. 1986. 104 с.
5. Дмитренко Г.Г., Мочалов А.Г., Паланджян С.А., Горячева Е.М. Химические составы породообразующих и акцессорных минералов ультрамафитов Корякского нагорья. Ч. 2. Минералы платиновых элементов. Препринт. Магадан. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 61 с.
6. Ельянов А.А., Моралев В.М. Глубины формирования и эрозионного среза массивов ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Геология рудных месторождений. 1972. № 5. С. 32-40.
7. Емельяненко Е.П., Масловский А.Н., Залищак Б.Л. и др. Закономерности размещения рудной минерализации на Кондерском щелочно-ультраосновном массиве // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 100-113.
8. Иванов О.К., Рудашевский Н.С. Состав оливины и хромшпинелидов дунитов платиноносного пояса Урала // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 16-35.
9. Жерновский И.В., Мочалов А.Г., Рудашевский Н.С. Фазовая неоднородность изоферроплатины, богатой железом // Доклады АН СССР. 1985. Т. 283. № 1. С. 196-200.
10. Костянов А.И. Модельный Re-Os - возраст платиновых минералов // Геология рудных месторождений. 1998. № 6. С. 545-550.
11. Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Сапин В.И. и др. Новые данные о породах метаморфического обрамления Кондерского массива // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319. № 5. С. 1187-1191.
12. Маракушев А.А., Емельяненко Е.П., Некрасов И.Я. и др. Формирование концентрически-зональной структуры Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Доклады АН СССР. 1990. Т. 311. № 1. С. 167-170.
13. Мочалов А.Г. Минералогия платиноидов из дунитов // Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука, 1994. С. 92-106.
14. Мурзин В.В., Кудрявцев В.И., Берзон Р.О., Сустанов С.Г. Медистое золото в зонах родингитизации // Геология рудных месторождений. 1987. № 5. С. 96-99.
15. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
15. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов М.: Наука, 1994. 381 с.
17. Некрасов И.Я., Иванов В.В., Ленников А.М. и др. Редкие природные многокомпонентные сплавы на основе золота и меди из платиновой россыпи Кондерского щелочно-ультраосновного массива (юго-восток Алданского щита, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 5. С. 452-464.
18. Никольский Н.С., Ленников А.М., Октябрьский Р.А., Коновалова Н.П. Термодинамические параметры

- равновесия газовой фазы оливинов Кондерского массива // Проблемы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Южно-Сахалинск. ДВО АН СССР, 1988. С. 103-105.
19. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.
 20. Новгородова М.И. Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений // Итоги науки и техники. ВИНТИ. Серия Кристаллохимия. 1994.. Т. 29. 26 с.
 21. Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Залищак Б.Л. и др. Хромшпинелиды Кондерского массива // Известия РАН. Серия геологическая. 1992. № 8. С. 76-90.
 22. Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Щека С.А. и др. Редкие шпинелиды из контактового ореола Кондерского массива // Минералогический журнал. 1992. Т. 14. № 2. С. 38-47.
 23. Орлова М.П. Геологическое строение и генезис Кондерского ультрамафитового массива // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 80-88.
 24. Ревердатто В.В., Салько А.К. О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урх // Геология и геофизика. 1967. № 5. С. 119-122.
 25. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 280 с.
 26. Рудашевский Н.С. Эволюция химического состава гексагональных твердых растворов осмия, рутения и иридия в разноформационных ультрамафитах // Геология и геофизика. 1989. № 10. С. 68-74.
 27. Рудашевский Н.С., Бураков В.Е., Малич К.Н., Хвещкий В.В. Акцессорная платиновая минерализация в хромититах Кондерского щелочно-ультраосновного массива // Минералогический журнал. 1992. Т. 14. № 15. С. 12-32.
 28. Рудашевский Н.С., Меньшиков Ю.П., Мочалов А.Г. и др. Купородсит CuRh_2S_4 и купроиридсит CuIr_2S_4 – новые природные тиошпинели платиновых элементов // Зап. ВМО. 1985. Ч. 114. В. 2. с. 187-195.
 29. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Бегизов В.Д. и др. Инаглиит $\text{Cu}_3\text{Pb}(\text{Ir}, \text{Pt})_8\text{S}_{16}$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. В. 6. С. 712-717.
 30. Рудашевский Н.С., Мочалов А.Г., Трубкин Н.В. и др. Кондерит $\text{Cu}_3\text{Pb}(\text{Rh}, \text{Pt}, \text{Ir})_8\text{S}_{16}$ – новый минерал // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. В. 6. С. 703-711.
 31. Сазонов А.М., Романовский А.Э., Гринев О.М. и др. Благороднометалльная минерализация Гулинской интрузии (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1994. № 9. С. 51-65.
 32. Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 97-102.
 33. Флейшер М. Словарь минеральных видов. М.: Мир, 1990. 204 с.
 34. Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного – щелочного состава // Доклады АН СССР. 1981. Т. 261. № 4. С. 950-952.
 35. Щека С.А., Вржосек А.А., Сапин В.И., Кирюхина Н.И. Преобразование минералов платиновой группы из россыпей Приморья // Минералогический журнал. 1991. Т. 13. № 1. С. 31-40.
 36. Harris D.C., Cabri L.J. Nomenclature of platinum-group-element alloys: review and revision // Can. Mineral. 1991. Vol. 29. Pp. 231-237.
 37. Oktyabrsky R.A., Shcheka S.A., Lennikov A.M., Afanasyeva T.B. The first occurrence of qandilite in Russia // Miner. Mag. 1992. Vol. 56. N 2. Pp. 385-389.
 38. Pushkarev Y.D., Kostoyanov A.I., Orlova M.P. et al. Sm-Nd, Rb-Sr, K-Ar and Re-Os isotopic constraints on the origin of PGE mineralization in the Konder massif, Khabarov region, Russia // Mineral Deposits at the Beginning of the 21 st Century, Piestrzyński et al (eds). Swets and Zeitlinger Publishers Lisse, ISBN 90 2651 846 3. 2001. Pp. 677-680.



Раздел

IV

**ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ
КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В ГЛОБАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ**





ОПРЕДЕЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК РУДОНОСНЫХ УЗЛОВ МЕТОДАМИ РАСПОЗНАВАНИЯ ОБРАЗОВ

А.И.Горшков, А.А.Соловьев

Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва

Цель работы – определение геолого-геофизических и геоморфологических признаков мест локализации месторождений металлов в поясе Тетис. Решение этой задачи включает два этапа: (1) выявление структур, контролирующих пространственное распределение крупных месторождений металлов в поясе Тетис, и (2) определение характерных признаков этих структур с помощью математических методов распознавания образов, которые позволяют совместно анализировать широкий спектр разнородных данных.

В работе рассмотрено соотношение месторождений металлов с морфоструктурными узлами, которые были выявлены нами на Большом Кавказе, в Альпах и Иберийском полуострове при решении задач прогноза места сильных землетрясений (Гвишиани и др., 1988; Gorshkov et al., 2004) и с помощью алгоритма распознавания “Кора-3” (Гельфанд и др., 1976; Gorshkov et al., 2004) определены характерные признаки рудоносных узлов в Альпах.

Поиск характерных признаков рудоносных узлов ведется в пространстве морфологических, геолого-геофизических и космоструктурных характеристик. В этой связи рассмотрены особенности мест залегания крупных месторождений, отмеченные в современной металлогенической литературе. Особое внимание уделено особенностям локализации крупных месторождений, которые определены на основе космической информации.

Особенности мест локализации крупных месторождений металлов по литературным данным

Особенности пространственной локализации крупных месторождений по материалам дистанционного зондирования (МДЗ)

Данные космических съемок земной поверхности широко используются в минерагических исследованиях с 70-ых годов прошлого века (Аэрокосмические съемки..., 1985; Аэрокосмические методы..., 1985; Аэрокосмические и геолого-геофизические..., 1986; Трофимов, 1975). Выявлена высокая информативность МДЗ для идентификации основных элементов структурного плана территории: разрывных и складчатых дислокаций, кольцевых и блоковых структур. В сочетании с методами структурного и/или морфоструктурного анализа МДЗ позволяют наиболее эффективно выявлять структурный фактор, контролирующий локализацию оруденения на разных уровнях генерализации (УГ) космических изображений (Аэрокосмические съемки..., 1985; Аэрокосмические методы..., 1985; Аэрокосмические и геолого-геофизические..., 1986; Трофимов, 1975; Перцов, 2000; Гальперов и др., 1985; Металлогенические..., 1988; Миловский и др., 2002; Перцов и др., 1994, 2002; Применение..., 1986; Скублова и др., 1985).

Обобщение, проведенное А.В.Перцовым (2000) показало, что на глобальном УГ общим фактором структурного контроля крупнейших месторождений являются кольцевые мегаструктуры поперечником 600-1000 км. При этом крупнейшие рудные объекты размещаются на участках пересечения их внешних (реже внутренних) колец с транзитными зонами глубинных разломов. На континентальном УГ рудные области ассоциируются с участками транзитных зон разломов глубинного заложения, расположенными в пределах мегакольцевых структур или секущие их. Рудные области приурочены к осевым частям линейных структур или к зонам их оперения, к местам их пересечения с внешними кольцами мегаструктур. Характерно наличие специфических систем разломов, присущих только внутренней структуре этих областей. На региональном УГ выделяются блоки с аномально повышенной плотностью кольцевых структур поперечником до 30 км. Границы блоков тектонические. Наиболее крупные рудные объекты находятся внутри сравнительно мелких кольцевых структур, расположенных в пересечениях разломов высоких порядков. На детальном УГ структурный контроль различных типов оруденения более разнообразен.

МДЗ обычно используются в сочетании с морфоструктурным анализом, разные приемы которого широко применяются в прогнозно-минералогических исследованиях. С помощью морфоструктурного анализа установлены зоны сквозных рудоконцентрирующих структур в глобальном масштабе (Волчанская, Сапожникова, 1990; Волчанская и др., 1975; Томсон и др., 1994; Фаворская и др., 1974; Фаворская, 1989).

В работах по использованию МДЗ в сочетании с морфоструктурным анализом ведущим структурным фактором, определяющим пространственную локализацию месторождений, признается *узловой контроль оруденения*. Отмечается, что обычно рудные тела располагаются на участках пересечения кольцевых структур с радиальными.

Геолого-геофизические характеристики крупных месторождений металлов

В работах (Гальперов и др., 1985; Гавриленко и др., 1998; Дубов и др., 1998; Минеральные..., 1988; Структурно-геоморфологические..., 1987; Твалчреидзе, 1972; Томсон и др., 1989, 1992, 1994; Томсон, 1988) приведены сведения о геолого-тектонической обстановке и некоторых геофизических характеристиках большого числа крупных месторождений металлов, расположенных в основном на территории России. Анализ этих данных показывает, что крупные рудные месторождения располагаются в самых разнообразных геологических обстановках. К аналогичному заключению приходят и авторы специальных исследований, изучавших особенности размещения крупнейших месторождений на территории России (Смыслов и др., 1996). В работах (Kutina, 1969, 1982, 1991) установлено, что на континентальном уровне структурное положение месторождений-гигантов контролируется узлами пересечения протяженных зон дислокаций глубинного заложения.

Из геофизических данных для характеристики месторождений в литературе рассматриваются главным образом гравитационные и магнитные аномалии. Большинство крупных месторождений металлов характеризуется экстремальными значениями аномалий гравитационного поля. Отмечаются линейно вытянутые зоны гравитационных аномалий (Перцов, 2000; Перцов и др., 2002; Гавриленко и др., 1998; Дубов и др., 1998). При этом не наблюдается однозначного соответствия между типом оруденения и характером гравитационных аномалий.

В глубинном строении некоторые крупные месторождения характеризуется пониженной мощностью земной коры (валообразные гребни поверхности Мохо) и/или пониженной мощностью гранитного слоя (Гальперов и др., 1985; Миловский и др., 2002; Скублова и др., 1985).

Геоморфологические факторы контроля оруденения наиболее полно рассмотрены в (Волчанская, Сапожникова, 1990). Отмечено, в частности, что месторождения разных глубин и стадий формирования приурочены к различным геоморфологическим уровням современного рельефа. Рудоносные блоки отличаются повышенной расчлененностью современного рельефа (Томсон, 1988).

Исходные данные

Схемы морфоструктурного районирования

Для изучения связи месторождений металлов с важнейшими линеаментами и морфоструктурными узлами в работе использованы морфоструктурные схемы Большого Кавказа, Альп (Гвишиани и др., 1988; Gorshkov et al., 2004) и предварительный вариант морфоструктурной схемы Иберийского полуострова. Схемы составлены методом морфоструктурного районирования (МСР) (Ранцман, 1979; Гвишиани и др., 1988) путем совместного анализа современного рельефа земной поверхности, геолого-геофизических и спутниковых данных (рис. 1-3).

Схемы МСР отражают современную блоковую структуру земной коры. Выделяются три элемента блоковых структур: *иерархически упорядоченные блоки*; границы блоков — *морфоструктурные линеаменты*; места сочленений блоков, где пересекаются линеаменты — *морфоструктурные узлы*.

На схемах МСР выделяются три иерархических уровня блоков и их границы. Для блоков характерны близкие значения информативных признаков рельефа (высоты и ориентация крупных элементов рельефа). Границы блоков проводятся там, где резко меняется значение хотя бы одного признака. Блокам и их границам присваивается третий, низший в иерархии, ранг. Блоки

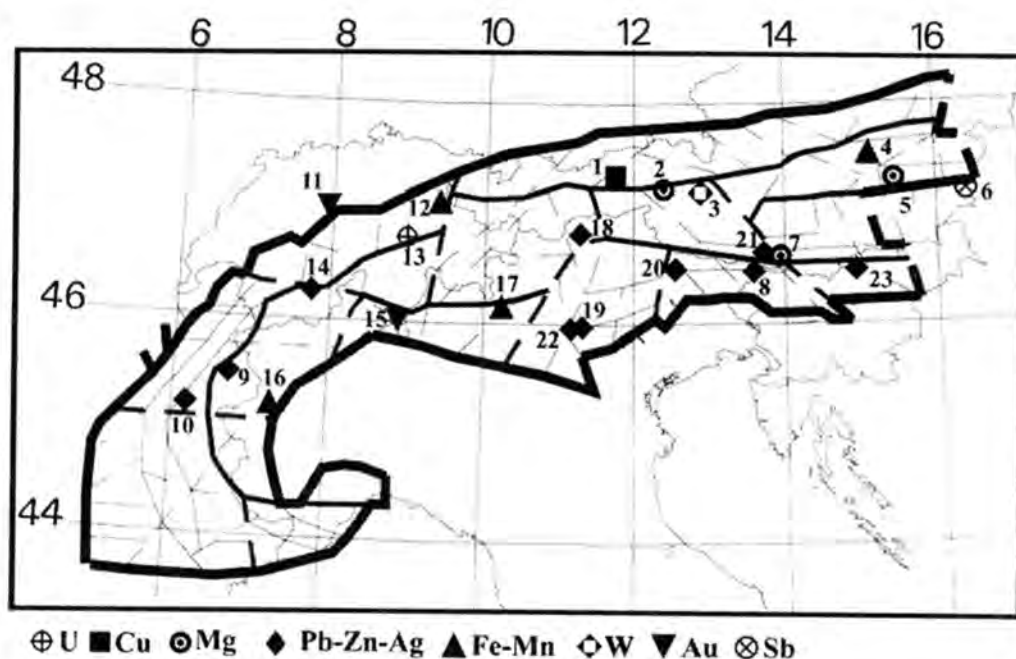


Рис. 1. Схема МСР Альп и месторождения металлов по (Ткачев и др., 2004; Mineral..., 2000). Линиями показаны морфоструктурные линеаменты: толстые, средние и тонкие линии - линеамент первого, второго и третьего рангов соответственно; сплошные линии - продольные линеаменты, прерывистые - поперечные

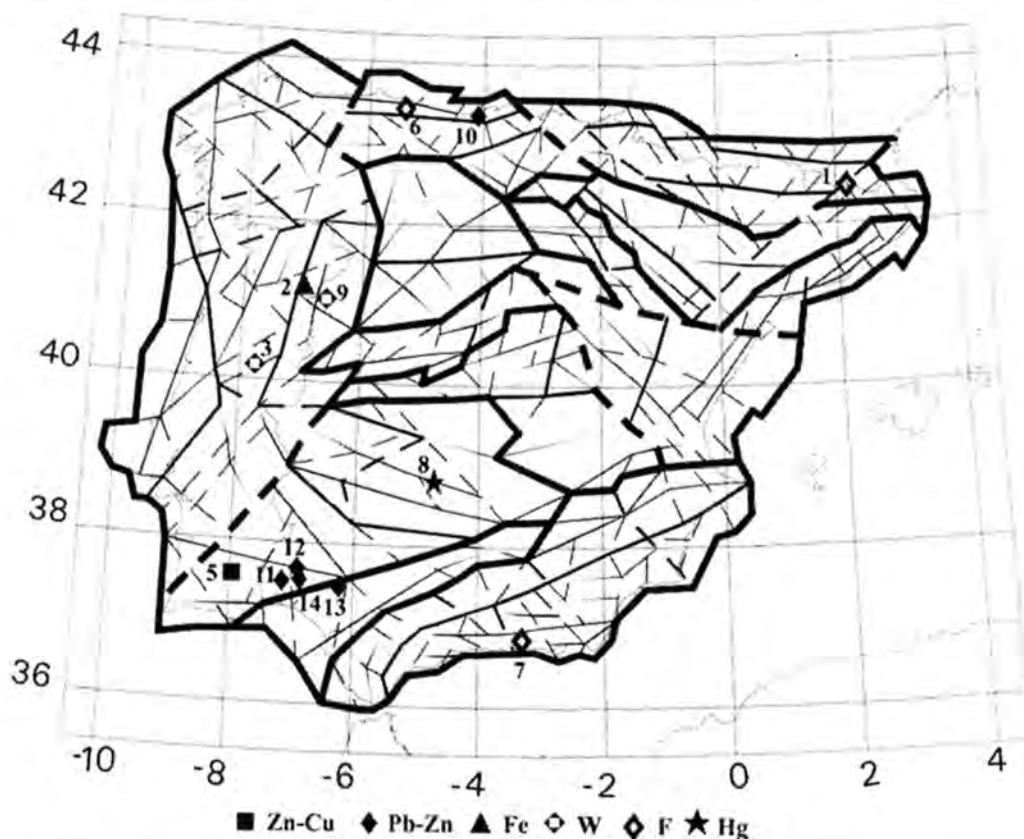
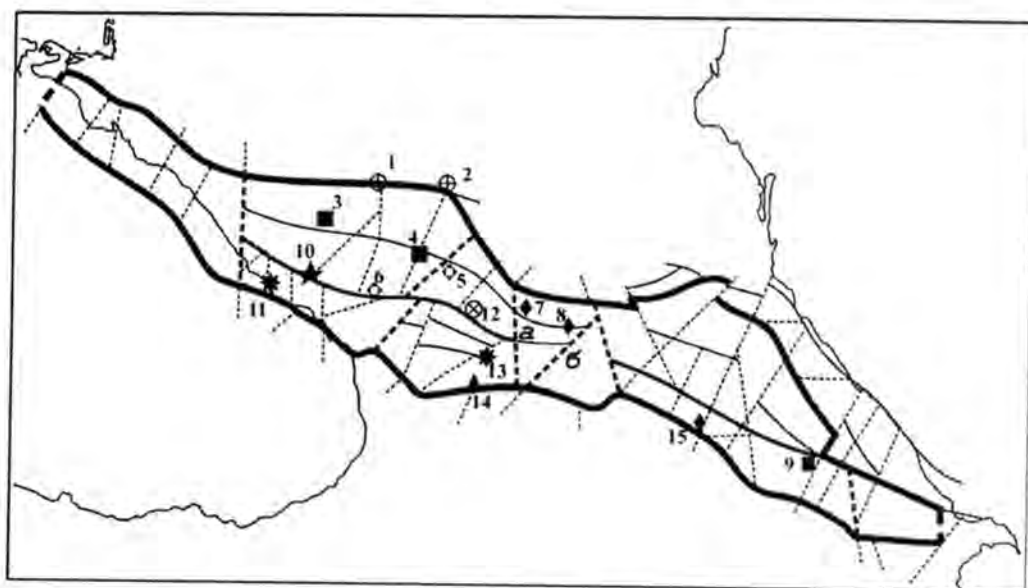


Рис. 2. Схема МСР Иберийского полуострова и месторождения металлов по (Ткачев и др., 2004; Mineral..., 2000). Линии - тоже, что на рисунке 1



⊕ U ♦ Pb-Zn ◇ W ▲ Mn ★ Hg ⊗ Sb ■ Cu * Ba

Рис. 3. Схема МСР Большого Кавказа и месторождения металлов по (Ткачев и др., 2004; Mineral..., 2000). Линии – тоже, что на рисунке 1. Поперечные линеаменты 2-го ранга: (а) – Ардонский; (б) – Казбек-Цхинвальский

объединяются в мегаблоки, если значения информативных признаков от одного блока к другому изменяются согласно установленной последовательности; границы мегаблоков проводятся там, где последовательность нарушается. Мегаблокам и их границам присваивается второй ранг. Самая крупная единица районирования – *горная страна* – территория единого облика рельефа (например, нагорье) и одного типа процесса горообразования (например, эпиплатформенного). Горной стране и ее границам присваивается первый ранг.

Различается два типа морфоструктурных линеаментов: продольные и поперечные. *Продольные линеаменты* близпараллельны господствующему простираению рельефа и геологических структур и включают зоны долгоживущих глубинных разломов. *Поперечные линеаменты* пересекают крупные элементы рельефа и связаны с местами резких и существенных изменений значений информативных признаков рельефа. Зоны поперечных линеаментов выражены на поверхности прерывистыми формами и включают вытянутые в едином направлении линейные элементы рельефа, тектонические разрывы и интрузивные тела. Формирование поперечных линеаментов происходит обычно на новейшем этапе развития горных сооружений.

Морфоструктурные узлы – элементы современной блоковой структуры, выделяемые методом МСР. Специфические черты строения узлов определяются их мелкоблоковой структурой, созданной в результате дифференцированных подвижек на участках пересечения или сочленения активных тектонических зон. Механизм усиления раздробленности узлов за счет формирования в них новых разрывов недавно предложен в (Gabrielov et al., 1996). Зоны линеаментов в узлах теряют линейность, разбиваются на отрезки разных простираций. Долины рек наследуют ослабленные тектонические зоны, меняют направление, образуя коленчатые изгибы. Узлы характеризуются мозаичными сочетаниями горных пород, контрастными типами рельефа и ландшафтов. Линейные размеры узлов определяются шириной пересекающихся зон линеаментов и составляют обычно 20÷40 на 40÷60 км (Ранцман, 1979; Гвишиани и др., 1988). В изучаемых регионах в качестве узлов рассматривались 25-километровые окрестности точек пересечения осевых линий зон линеаментов.

Месторождения металлов

Месторождения, которые в работе сопоставляются с узлами, взяты из (Рундквист и др., 2004; Mineral..., 2000), где они по размеру запасов разделены на четыре группы:

Таблица 1

Месторождения металлов в Альпах по (Рундквист и др., 2004; Mineral..., 2000).

№ на рис. 1	Название месторождения	Рудные компоненты	Размер	Возраст
1	SCHWAZ	Cu	1	D
2	HOCHFILZEN	Mg	1	-
3	MITTERSIL	W	2	Pz
4	ERZBERG	Fe	1	D
5	BREITENAU	Mg	1	Pz
6	SCHLAINING	Sb	1	J - K
7	RADENTHEIM	Mg	1	Pz
8	BLEIBERG	Zn, Pb	3	Tr
9	LA PLAGNE	Pb, Ag	2	P - Tr
10	BOIS FEUILLET	F(Pb, Zn)	1	-
11	NAPF	Au	1	Ng ₁
12	GONZEN	Fe, Mn	1	Pg - Ng
13	TRUN	U	1	C - P
14	GOPPENSTEIN	Pb, Zn, (Ba, F)	1	C - P
15	MALCANTONE	Au, Ag, As, Sb,	1	-
16	COGNE	Ba	1	J - K
17	BARISELLA (MANINA)		1	P - Tr
18	MONTENEVE		1	Pz
19	PRESTAVEL		1	P
20	SALAFOSSA		2	Tr
21	RAIBL		1	Tr
22	VIGNOLA		1	Pz
23	MEZICA		2	Tr

Таблица 2

Месторождения металлов на Иберийском полуострове по (Рундквист и др., 2004; Mineral..., 2000).

№ на рис. 2	Название месторождения	Рудные компоненты	Размер	Возраст
1	ESCARO	F	3	Kz
2	MONCORVO	Fe	3	O
3	PANASQUEIRA	W	3	Pt
4	ALJUSTREL	Zn, Pb	3	C ₁
5	NEVES CORVO	Zn, Cu	3	C ₁
6	CARAVIA	F	3	Kz
7	SIERRA-DE-LUJAR	F	3	Kz
8	ALMADEN	Hg	4	S ₁
9	BARRUECOPARDO	W	3	C - P
10	REOCIN	Zn, Pb	3	K ₁
11	THARSIS	Zn	3	C ₁
12	LA ZARZA	Zn, Pb	3	C ₁
13	LOS FRAILES	Zn, Pb	3	C ₁
14	SOTIEL	Zn, Pb	3	C ₁

Таблица 3

Месторождения металлов на Большом Кавказе по (Рундквист и др., 2004; Mineral..., 2000).

№ на рис. 3	Название месторождения	Рудные компоненты	Размер	Возраст
1	ЧЕРКЕССКОЕ	U	1	Pg ₃ - Ng ₁
2	БЕК-БЕШТАШ	U	1	Ng
3	УРУПСКОЕ	Cu	1	D ₂
4	ХУДЕССКОЕ	Cu, Zn	1	D ₂
5	ТЫРНЫАУЗСКОЕ	W, Mo	3	Ng ₂
6	КТИ-ТЕБЕРДИНСКОЕ	W, (As, Pb)	1	Pt
7	САДОНСКОЕ	Pb, Zn, Ag	1	Pz - J
8	КАКАДУР	Pb, Zn	2	J ₁
9	КЫЗЫЛ-ДЕРЕ	Cu	2	K ₃
10	АКХЕЙСКОЕ	Hg	1	J ₁
11	АПШРИНСКОЕ	Ba	2	J ₃
12	ЗОПХИТО	Sb	2	Pz - J
13	ЧОДРА	Ba	1	J ₂
14	ЧИАТУРСКОЕ	Mn	3	Pg ₃
15	ФИЗИЛЬЧАЙСКОЕ	Pb, Zn, Cu	3	J ₂

1. малые и средние,
2. большие,
3. крупные,
4. сверхкрупные.

Цель проводимых исследований – найти характерные особенности мест локализации крупных и сверхкрупных месторождений металлов, используя методы распознавания образов. В изучаемых регионах количество крупных месторождений металлов невелико, что не позволяет сформировать представительный материал обучения для алгоритма распознавания. Поэтому на данном этапе мы рассмотрели крупные и сверхкрупные месторождения металлов только на Иберийском полуострове с целью изучения закономерностей их пространственного размещения относительно выделенных морфоструктур. Для апробации алгоритма распознавания «Кора-3» в Альпах и на Большом Кавказе были рассмотрены месторождения всех четырех размеров. Количество таких месторождений, достаточное для обучения алгоритма распознавания, известно только в Альпах. Поэтому этот регион выбран нами для определения характерных признаков рудоносных узлов с помощью методов распознавания. В дальнейшем по мере изучения других регионов, где известны крупные и сверхкрупные месторождения, будет решаться задача распознавания характерных признаков таких месторождений.

Перечни рассмотренных месторождений с указанием их размеров по вышеуказанной градации представлены в таблицах 1–3.

Связь месторождений металлов с морфоструктурными узлами Альп, Большого Кавказа и Иберийского полуострова

Сопоставление рассматриваемых месторождений металлов со схемами МСР изучаемых регионов показано на рисунках 1–3. Практически все месторождения за исключением Урупского медного месторождения (№ 3 на рисунке 3) на Большом Кавказе приурочены к узлам: их удаление от точек пересечения осей линеаментов не превышает 25 км, а в большинстве случаев составляет 3–15 км. При этом, как видно из рисунков 1–3, большинство узлов, вмещающих месторождения, расположены в основном на линеаментах высших (первого и второго) рангов.

В Альпах (рис. 1) месторождения № 9, 10, 12, 13 и 14 расположены на продольном линеаменте второго ранга, который соответствует зоне Бриансонского разлома. Месторождения № 1, 2, 3 и 4 связаны с зоной продольного линеаamenta, включающей разлом Зальцах – Еннвальд.

Месторождения № 7, 15, 17, 18, 23 и крупное свинцово-цинковое месторождение Бляйберг (№ 8) приурочены к узлам на продольном линеаменте второго ранга, который соответствует Инсубрийской зоне разломов. Три месторождения № 6, 11 и 16 расположены на линеаментах первого ранга, отделяющих складчатое сооружение Альп от прилегающих платформенных территорий. И только три месторождения № 5, 19 и 22 приурочены к узлам, которые образованы пересечениями линеаментов третьего ранга.

На рисунке 2 представлена предварительная схема МСР Иберийского полуострова, структурным ограничением которого служит линеамент первого ранга, проведенный по континентальному склону. В пределах полуострова (рис. 2) крупные месторождения в основном концентрируются в его западной части в пределах Иберийской Месеты, представляющей собой сложно построенный массив герцинской консолидации. Только четыре месторождения расположены в зонах альпийской складчатости. Это молодые кайнозойские месторождения фтора Эскаро (№ 1) в Пиренеях, Каравиа (№ 6) в Кантабрийских цепях и Сьерра-де-Лужар (№ 7) в Бетике, а также свинцово-цинковое месторождение Реосин (№ 10) в Кантабрийских горах. Все эти месторождения связаны с узлами на линеаментах второго ранга. В пределах Иберийской Месеты шесть месторождений связаны с узлами на линеаментах второго и первого рангов, три месторождения (№ 8, 9 и 12) находятся в узлах, созданных пересечениями линеаментов третьего ранга, а месторождение Невес Корво (№ 5) расположено в центре блока и не связано с узлом.

Узлы, в которых находятся месторождения № 5, 8, 9 и 12 расположены в областях мало контрастного рельефа земной поверхности. Зоны глубинных деформаций, ответственных за формирование этих месторождений, слабо проявлены в современном рельефе. Для уточнения структурной иерархии этих областей необходимы дополнительные данные по их глубинному строению.

В отличие от Альп на Большом Кавказе (рис. 3) значительная часть известных месторождений (№ 1, 2, 11, 14 и 15) располагается в узлах на линеаментах первого ранга, ограничивающих горное сооружение. Зоны линеаментов первого ранга проведены по тектоническому сочленению поднятия Большого Кавказа с прилегающими областями длительных опусканий, представленными краевыми и межгорными котловинами. Месторождения № 6, 10 и 12 связаны с узлами на линеаменте второго ранга, который соответствует зоне разломов Главного Кавказского надвига. Месторождения № 3, 4, 5, 7 и 8 расположены в узлах, образованных пересечениями продольного линеамента третьего ранга, соответствующим зоне Пшекиш-Тырныузского разлома, с поперечными линеаментами третьего и второго рангов. Поперечные линеаменты второго ранга Ардонский (*а* на рис. 3) и Казбек-Цхинвальский (*б* на рис. 3) представляют собой фрагменты крупнейших региональных структур, секущих горное сооружение Большого Кавказа и продолжающихся далеко за его пределы.

Сопоставление, проведенное в трех изучаемых регионах показывает, что большинство месторождений локализовано в узлах пересечения линеаментов. В Альпах и на Большом Кавказе большинство месторождений, включая мелкие, приурочены к узлам, в которые входят линеаменты высших первого и/или второго рангов. При этом все большие и крупные месторождения (размеры 2 и 3) этих регионов локализованы в узлах на линеаментах первого или второго рангов. На Иберийском полуострове, где рассмотрены только крупные месторождения размеров 3 и 4, три из четырнадцати таких месторождений оказались в узлах, созданных пересечениями линеаментов третьего ранга, и одно месторождение расположено вне узла.

Распознавание характерных признаков рудоносных узлов в Альпах

Базируясь на установленной связи месторождений металлов с морфоструктурными узлами, мы применили алгоритм распознавания образов “Кора-3” для определения характерных геоморфологических и геолого-геофизических признаков рудоносных узлов в Альпах. Обучение алгоритма производится по двум выборкам. Выборку **Р** (рудоносные узлы) составляют узлы, в которых известны месторождения металлов, рассматриваемого размера. В выборку **НР** (нерудоносные узлы) включаются узлы, в которых в настоящее время месторождения рассматриваемых типов и размеров не известны. Решающее правило для разделения узлов на классы **Р** и **НР** вырабатывается алгоритмом в результате анализа обучающих выборок.

Параметры, использованные для распознавания рудоносных узлов в Альпах

<i>Морфометрические параметры</i>	
Максимальная высота рельефа в узле ($H_{\max}$ м);	
Минимальная высота рельефа в узле ($H_{\min}$ м);	
Размах высот (ΔH м); Расстояние между точками $H_{\max}$ и $H_{\min}$, (L км);	
Градиент высот, ($\Delta H/L$)	
<i>Геологические параметры</i>	
Площадь рыхлых (четвертичных) отложений в узле (Q%)	
<i>Морфоструктурные параметры</i>	
Высший ранг линеамента в узле, (ВР);	
Число линеаментов, формирующих узел, (ЧЛ);	
Расстояние в км до ближайшего линеамента первого ранга (РЛ1);	
Расстояние в км до ближайшего линеамента второго ранга (РЛ2);	
Расстояние в км до ближайшего узла (РУ)	
<i>Геоморфологические параметры (Мор)</i>	
Сочетания типов рельефа в узле:	
1 – горы/равнина (г/р);	
2 – горы/предгорья (г/пр);	
3 – горы/горы (г/г);	
4 – предгорья/равнина (пр/р);	
5 – предгорья (пр);	
6 – равнины (р)	
<i>Гравитационные параметры</i>	
Максимальное значение в мГл аномалии Буге ($B_{\max}$);	
Минимальное значение в мГл аномалии Буге ($B_{\min}$);	
Градиент аномалии Буге (ΔB , мГл)	

Разделение узлов алгоритмом на классы **Р** и **НР** проведено на основе геоморфологических и геолого-геофизических параметров узлов, представленных в таблице 4. Эти параметры включают два типа информации.

1. Информация о контрастности и интенсивности тектонических движений на основе данных о высотах рельефа в узле, сочетаниях типов рельефа, площади молодых рыхлых отложений. Эти данные определяются по топографическим, геологическим и геоморфологическим картам.

2. Показатели тектонической раздробленности узлов, которые определяются непосредственно по схемам МСР К ним относятся сведения о числе и рангах тектонических зон, формирующих узел. Гравитационные параметры косвенно характеризуют наличие глубинных неоднородностей в районе узлов.

Значения параметров узлов определялись в пределах кругов радиусом 25 км вокруг точек пересечения осей зон линеаментов.

Обучающую выборку класса рудоносных узлов **Р** составили 19 узлов, в которых расположены все 23 месторождения металлов в Альпах.

В результате распознавания установлен набор признаков, характерных для рудоносных узлов Альп. Эти признаки приведены в таблице 5.

Признаком является каждая строка таблицы 5. Найденные признаки свидетельствуют о том, что рудоносные узлы расположены на линеаментах первого или второго ранга, и занимают повышенное гипсометрическое положение. Большие значения параметра «градиент высот» указывают на значительную контрастность тектонических движений в окрестностях рудоносных узлов. Большие значения аномалии Буге свидетельствуют о резких глубинных неоднородностях в районе рудоносных узлов. В совокупности эти признаки указывают на повышенную тектоническую активность рудоносных узлов, что согласуется с выводами работы (Рундквист, Волчанская, 1987).

Таблица 5

Характерные признаки рудоносных узлов Альп

№ признака	Hmax м	Hmin м	ВР	ΔН/Л	РЛ1 км	РЛ2 км	РУ км	ΔБ мГл
1			1 или 2		> 0			> 40
2		> 480	1 или 2					> 40
3	> 2847		1 или 2					> 40
4					> 35	0	> 18	
5		> 480	1 или 2	> 78				
6	> 2000		1 или 2	> 78				
7	> 2000	> 480	1 или 2					

Закключение

Проведенный анализ показал, что абсолютное большинство рассмотренных месторождений металлов в Альпах, на Иберийском полуострове и Большом Кавказе локализованы в узлах – активных структурах, сформированных в местах пересечения разломных зон. В Альпах и на Большом Кавказе все месторождения больших и крупных размеров размещены в узлах, образованных пересечениями важнейших линеаментов высоких рангов, которые разделяют наиболее крупные блоки земной коры. Для крупных месторождений металлов Иберийского полуострова отмечена та же тенденция. Однако несколько месторождений в этом регионе оказались в узлах, созданных пересечениями линеаментов низкого порядка, что требует дальнейшего изучения этого региона с привлечением дополнительных данных о его глубинном строении.

Распознавание рудоносных узлов в Альпах показало применимость методов распознавания образов для определения характерных признаков рудоносных узлов и позволило установить набор геоморфологических и гравиметрических признаков, свойственных таким узлам. Найденные признаки рудоносных узлов Альп представлены конкретными интервалами численных значений параметров узлов и поэтому могут быть использованы для идентификации рудоносных узлов в других горно-складчатых областях. Задача дальнейших исследований – с использованием методов распознавания найти характерные геолого-геофизические признаки мест локализации только крупных месторождений в изучаемых сегментах Тетиса.

Авторы глубоко признательны Д.В.Рундквисту за постановку проблемы и конструктивное обсуждение результатов.

Работа выполнена в рамках Программы ОНЗ РАН «Крупные и суперкрупные месторождения стратегических видов минерального сырья: геологические особенности, условия формирования, фундаментальные проблемы комплексного освоения и глубокой переработки».

Литература

1. Аэрокосмические и геолого-геофизические исследования закрытых платформенных территорий. Л.: Недра, 1986. 246 с.
2. Аэрокосмические методы при комплексном изучении рудных провинций. Сборник трудов АН СССР М. ИГПРЭ. 1985. 230 с.
3. Аэрокосмические съемки при прогнозировании и поисках полезных ископаемых. Л.: ВСЕГЕИ, 1985. 77 с.
4. Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Анализ рельефа при поисках месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 159 с.
5. Волчанская И.К., Кочнева Н.Т., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурный анализ при геологических и металлогенических исследованиях. М.: Наука, 1975. 152 с.
6. Гавриленко В.В., Марин Ю.Б. Особенности размещения и генезиса крупных и уникальных месторождений литофильных редких металлов в России // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб., 1998. С. 57-70.
7. Гальперов Г.В., Перцов А.В., Богатырев В.Э. Применение космических снимков и геофизических данных при прогнозировании золотого оруденения Центральных Кызылкумов // Аэрокосмические съемки при прогнозировании и поисках полезных ископаемых. Л. 1985. С. 26-33.

8. Гвишиани А.Д., Горшков А.И., Ранцман Е.Я., Систернас А., Соловьев А.А. Прогнозирование мест землетрясений в регионах умеренной сейсмичности. М.: Наука, 1988. 176 с.
9. Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Кейлис-Борок В.И., Кнопоф Л., Пресс Ф., Ранцман Е.Я., Ротвайн И.М., Садовский А.М. Условия возникновения сильных землетрясений (Калифорния и некоторые другие регионы) // Исследование сейсмичности и моделей Земли. М.: Наука, 1976. С. 3-91.
10. Дубов В.А., Арсеньев В.А. Закономерное положение уникальных и крупных месторождений в структуре геофизических полей // Крупные и уникальные месторождения редких и благородных металлов. СПб.: СПГУ, 1998. С. 26-35.
11. Металлогенические и тектоно-магматические исследования на основе материалов аэро-и космосъемок. Л.: Недра, 1988. 212 с.
12. Миловский Г.А., Валетов А.В., Харитонов С.А., Чехович К.М. Прогнозирование медно-никелевого оруденения в Норильском рудном районе по космогеологическим данным // Исследования. Земли из космоса. 2002. № 1. С. 67-72.
13. Минеральные месторождения Европы. Центральная Европа. М.: Мир, 1988. Т. 3. 516 с.
14. Перцов А.В., Гальперов Г.В., Смирнова Т.Н., Антипов В.С. Прогнозно-поисковые модели крупнейших рудных объектов на основе материалов дистанционного зондирования // Исследования. Земли из космоса. 1994. № 6. С. 96-107.
15. Перцов А.В. (ред.) Аэрокосмические методы геологических исследований Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. 316 с.
16. Перцов А.В., Антипов В.С., Гальперов Г.В., Турченко С.И. Линеamentная сеть, контролирующая размещение суперкрупных месторождений России // Доклады РАН. 2002. Т. 383. № 1. С. 87-89.
17. Применение КС при региональном металлогеническом анализе складчатых областей. Л.: Недра, 1986. 160 с.
18. Ранцман Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 170 с.
19. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. База данных крупных и сверхкрупных месторождений ГГМ РАН. 2004. 300 с.
20. Рундквист Д.В., Волчанская И.К. Неотектоника и металлогения // Геотектоника. 1987. № 3. С. 3-15.
21. Скублова Н.В., Русанова А.А. Интерпретация материалов дистанционных съемок и геофизических данных при прогнозно-металлогенических исследованиях в Центральном Казахстане // Аэрокосмические съемки при прогнозировании и поисках полезных ископаемых. Л., 1985. С. 14-26.
22. Смыслов А.А., Ильин К.Б. Особенности размещения уникальных месторождений полезных ископаемых на территории России // Уникальные месторождения полезных ископаемых России. Закономерности формирования и размещения. СПб., 1996. С. 5-15.
23. Структурно-геоморфологические методы в прогнозно-металлогенических исследованиях. Сборник научных трудов ВНИИКАМ. Л.: Недра, 1987. 177 с.
24. Томсон И.Н., Полякова О.Н. Особенности локализации, строения и состава крупных и уникальных месторождений цветных и благородных металлов. Отечественная геология. 1994. № 2. С. 28-37.
25. Трофимов Д.М. Аэрокосмические исследования в зарубежных странах и использование их результатов в геологии. М., 1975. 180 с.
26. Твалчреидзе Т.А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М.: Недра, 1972. 344 с.
27. Томсон И.Н., В.С.Кравцов, Н.Т.Кочнева и др. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 272 с.
28. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.
29. Томсон И.Н., Тананаева Т.А., Полякова О.П. и др. Этапы образования рудных формаций. М.: Наука, 1989. 224 с.
30. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.
31. Фаворская М.А., Томсон И.Н. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 192 с.
32. Фаворская М.А. (ред.) Сквозные рудоконцентрирующие системы. М.: Наука, 1989. 222 с.
33. Gabriellov A., Keilis-Borok V.I., and Jackson D.D. Geometric incompatibility in a fault system. Proc. Natl. Acad. Sci. USA. 1996. Vol. 93. N 9. Pp. 3838-3842.
34. Gorshkov A.I., Panza G.F., Soloviev A.A., Aoudia A. Identification of seismogenic nodes in the Alps and Dinarides. *Bolletino della Societa Geologica Italiana*. 2004. N 123. Pp. 3-18.
35. Kutina J. Hydrothermal ore deposits in the western United States - a new concept of structural control of distribution. Science. 1969. Vol. 165. Pp. 22-34.
36. Kutina J., Bowes W.A. Structural criteria defining the Granite Mountain area in NW-Newada as a target for mineral exploration. Global Tect. And Metallog. 1982. Vol. 1. Pp. 336-354.
37. Kutina J. Metallogeny of mantle-rooted structures extending across the western edge of the proterozoic North American craton. Global Tect. And Metallog. 1991. N 4. Vol. 1-2. Pp. 21-51.
38. Mineral atlas of the world. Geological survey of Norway. 2000. 400 p.

БАЗА ДАННЫХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КАРТА КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МИРА: ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

Д.В.Рундквист, А.В.Ткачев, С.В.Черкасов, Ю.Г.Гатинский, Н.А.Вишневская

Государственный геологический музей имени Вернадского, Москва

Крупнейшие месторождения осваивались человечеством наряду с прочими с тех времен, когда у цивилизации собственно и возникла необходимость в металлах. Уже во времена античности, а скорее всего и ранее, добывалась ртуть Альмадена, олово и медь Корнуолла (Великобритания), золото Байя Маре (Румыния), полиметаллы Раммельсберга (Германия), Иберийского Пиритового пояса (Испания), свинец и цинк месторождений Атласа (Марокко). Но технологии того времени были столь примитивны и малопроизводительны, что роль каждого из них (за исключением, может быть, Альмадена - месторождений ртути было известно очень мало) в общем балансе потребления была практически такой же, как и у любого объекта из обширного списка их мелких и средних аналогов. повсеместно обрабатываемых в разных регионах: даже небольшого по современным меркам месторождения тогда хватало на долгие десятилетия эксплуатации. С развитием ремесел, а впоследствии и промышленности, акцент постепенно смещался в сторону все более крупных объектов. Но по-настоящему они стали доминантой горнорудного комплекса к середине XX века, когда научно-технический прогресс, с одной стороны, расширил сферы и объемы потребления традиционных видов сырья, а с другой - потребовал вовлечения крупных объемов «новых» видов сырья, которые ранее использовались в крайне незначительных количествах (уран, редкие элементы, платиноиды). Высокий уровень потребления сделал рентабельным отработку крупнотоннажных объектов даже с низкими содержаниями полезных компонентов (например, медь, золото и молибден в порфириновых месторождениях), которые раньше промышленностью игнорировались. Их вовлечение в промышленный оборот, в свою очередь, изменяло представление геологов о верхних границах возможных рудных концентраций.

В конце XX века уже свыше 90% железа, урана, молибдена, платиноидов, алмазов, ниобия и тантала, свыше 80% меди, хрома, олова, вольфрама и алюминия, свыше 75% марганца, золота, никеля и кобальта извлекались из крупных и суперкрупных месторождений. Поэтому особое значение *крупных и суперкрупных месторождений* (КСКМ) для устойчивого развития человеческой цивилизации не раз отмечалось на различных международных форумах последних 15 лет, в т.ч. и на мировом саммите по проблемам окружающей среды (Рио-де-Жанейро, 1992), где было констатировано, что стабильность экономического прогресса может базироваться только на преимущественном вовлечении в эксплуатацию именно таких месторождений.

С другой стороны, нельзя не отметить, что доля КСКМ в ресурсном потенциале хоть и велика, но обычно составляет от двух третей (Au) до трех четвертей разведанных запасов (Nb) отдельных видов сырья. То есть существует расхождение между структурой запасов в отработке и в разведанном балансе. Кроме того, к концу третьей четверти двадцатого века уже стало ясно, что лимит легко раскрываемых с поверхности месторождений, особенно крупных, практически исчерпан. Для воспроизводства выбывающих объемов теперь стало необходимым опосредовать территории с не очень благоприятными горно-геологическими или климатическими условиями, используя при этом дорогостоящие технологии и технику.

Поэтому, как в связи с особой значимостью таких объектов для промышленности, так и из-за все большего удорожания геологоразведочных работ, перед специалистами встал вопрос о создании научно-методических основ прогнозирования именно крупных рудных концентраций в приповерхностном слое земной коры. Первые работы этого направления выполнены, по-видимому, в начале последней четверти XX века (Шехтман, Королев, 1979; Томсон, Поляков, 1979; Laznichka, 1983 и др.) и потом все чаще и чаще стали появляться на страницах геологических изданий. По нашим оценкам к настоящему времени полный библиографический список работ по разным аспектам данной проблемы составил бы брошюру весьма солидных размеров, что явно указывает и на интерес

к геологии и генезису отдельных крупных месторождений, и к методическим основам их прогнозирования, поисков и разведки.

Градация месторождений по их крупности

В настоящее время еще не выработалась общепринятая терминология в этой области металлогенических знаний. Например, суперкрупные (superlarge, extralarge) месторождения называют и гигантскими (giant, gigantic), и супергигантскими (supergiant), и уникальными (unique), и особо крупными (exceptional large), и мирового класса (world class). При этом определение месторождения как гигантского или мирового класса можно встретить иногда и в связи с просто крупным объектом. То есть, в этом вопросе нет общепринятой унификации.

Еще больше разночтений в определении границ выделения КСКМ. Национальные геологические службы в своих градациях явно руководствуются не мировыми мерками, а собственным опытом. Поэтому, в тех случаях, когда в стране есть значительные месторождениями какого-нибудь вида сырья, нижний лимит для крупных объектов в классификации высок, а в противоположном случае - обычно низок, иногда очень низок (таблица 1).

Такие классификации, помимо национальных «родимых пятен», зачастую несут на себе и профессиональные, например, горняцкие. В частности, на это указывают те пункты, где размер месторождения определяется не количеством заключенного в нем полезного компонента, а массой руды, или зависит от ее агрегатного состояния или минерального состава (таблица 1). Такой подход делает трудным сопоставление месторождений, как с большими различиями в среднем содержании полезного компонента (они могут достигать двух и более раз для Fe, Cr и Mn), так и с разной рудной минералогией при одном и том же полезном компоненте, например, для TiO_2 (рутил, ильменит, титаномagnetит).

Диаметрально противоположный подход был использован некоторыми академическими специалистами: они пытались создавать градации, исходя из кларка элемента в земной коре. Наиболее известна и детально разработана классификация П.Лазнички (Laznichka, 1983; Laznichka, 1999), в которой определено, что крупными месторождениями следует называть объекты с концентрацией элемента 10^{10} кларка, гигантскими – 10^{11} , супергигантскими – 10^{12} . Аналогичные предложения были сформулированы и Л.Н.Овчинниковым. Такая классификация более строга и единообразна, но у нее есть и очевидные недостатки. Во-первых, некорректно сопоставление кларков, т.е. процентных содержаний, и весовых величин, т.е. запасов, во-вторых, этот подход ограничен только элементами, поскольку из классификации выпадают все неметаллы, т.е. все месторождения, в которых промышленную ценность имеют минералы – слюды, кварц, цеолиты, тальк и т.п. и в-третьих, разные элементы накапливаются в месторождениях в неодинаковой степени. В результате для одних элементов классификация представляется близкой к тому, чтобы ее считать рациональной (Ni – 550 тыс.т – крупные, 5500 тыс.т – гигантские; МПГ – 130 т и 1300 т; и т.д.), но для подавляющего большинства лимиты заведомо завышены (Al – 800 млн.т и 8000 млн.т; Ti 40 млн.т и 400 млн.т; TR – 1,5 млн.т и 15 млн.т; и т.д.) или занижены (Au 25 т и 250 т; Cu 250 тыс.т и 2500 тыс.т; Mo 11 тыс.т и 110 тыс.т; и т.д.). Предлагаемые же лимиты для супергигантов для некоторых видов сырья пока неизвестны и для целых провинций (Al, Ti, TR, Ta).

Наиболее рациональным представляется другой подход. Суть его - в составлении рангово-накопительных списков месторождений от самых крупных ко все более мелким, пока их суммарные резервы не достигнут определенного уровня от известных запасов данного вида сырья. Такой подход более трудоемок, но позволяет более объективно решать вопрос о крупности месторождений, позволяет постоянно корректировать ранги в зависимости от открытия новых крупных металлогенических объектов. Этот подход и использовался авторами.

Особая проблема – проведение границы между крупными и суперкрупными месторождениями. Авторы здесь исходили из той предпосылки, что суперкрупные месторождения являются уникальными, т.е. значения их запасов «выбиваются» из равномерного спектра. В этом случае применимы статистические методы разделения месторождений по классам.

Наиболее простым и иллюстративным методом представляется метод линейной аппроксимации ранговых списков месторождений. Его суть заключается в том, что до тех пор, пока месторождение не является уникальным по своим размерам, и, соответственно, лежит в области

Таблица 1

Сопоставление градаций крупных месторождений, используемых в РФ, КНР и Франции

металл	что подсчитывается	Ед. измер.	РФ (1997)	КНР (1997)	Франция (1999)
Fe	Руда*; Fe**	млн. т	300*	100*	100**
Mn	Руда*; Mn**	млн. т	30*	20*	10**
Cr	Руда*; Cr ₂ O ₃ **	млн. т	10*	5*	5**
Ti	Рутил, россыпи	тыс. т	1	0.05	0.2
	Ильменит, россыпи	тыс. т	5	0.5	2
	TiO ₂ , коренные м-я	млн. т	10	5	2
Cu	Cu	млн. т	1	1	1
Pb	Pb	млн. т	1	0.5	0.1
Zn	Zn	млн. т	1	0.5	0.2
Al	боксит	млн. т	50	100	100
Ni	Ni	тыс. т	200	100	200
W	WO ₃ , коренные	тыс. т	100	50	5
	WO ₃ , россыпи	тыс. т	15	-	-
Sn	Sn, коренные	тыс. т	50	40	10
	Sn, россыпи	тыс. т	10	-	-
Mo	Mo	тыс. т	50	100	50
Hg	Hg	тыс. т	15	2	5
Sb	Sb	тыс. т	100	100	10
Au	Au, коренные	т	50	10	50
	Au, россыпи	т	3	4	
Ag	Ag	тыс. т	3	1	3
Nb	Nb ₂ O ₅	тыс. т	300	100	50
Ta	Ta ₂ O ₅	тыс. т	5	1	0.5
Li	Li ₂ O, коренные	тыс. т	200	100	500
	LiCl, соленые озера	тыс. т	-	250	-
Be	Be*; BeO**	тыс. т	10*	10*	5**
TR	TR ₂ O ₃	тыс. т	-	500	30
Zr	ZrO ₂	тыс. т	1500	-	100

Примечание.

Запасы некоторых видов сырья в разных странах учитываются неодинаково. Например, количество железа и марганца может подсчитываться в виде руды (РФ, КНР), а может - в металле (Франция), хром - в руде или оксиде, бериллий - в оксиде или металле. Для корректной идентификации таких данных в таблице использованы звездочки - одна или две в соответствующих строках

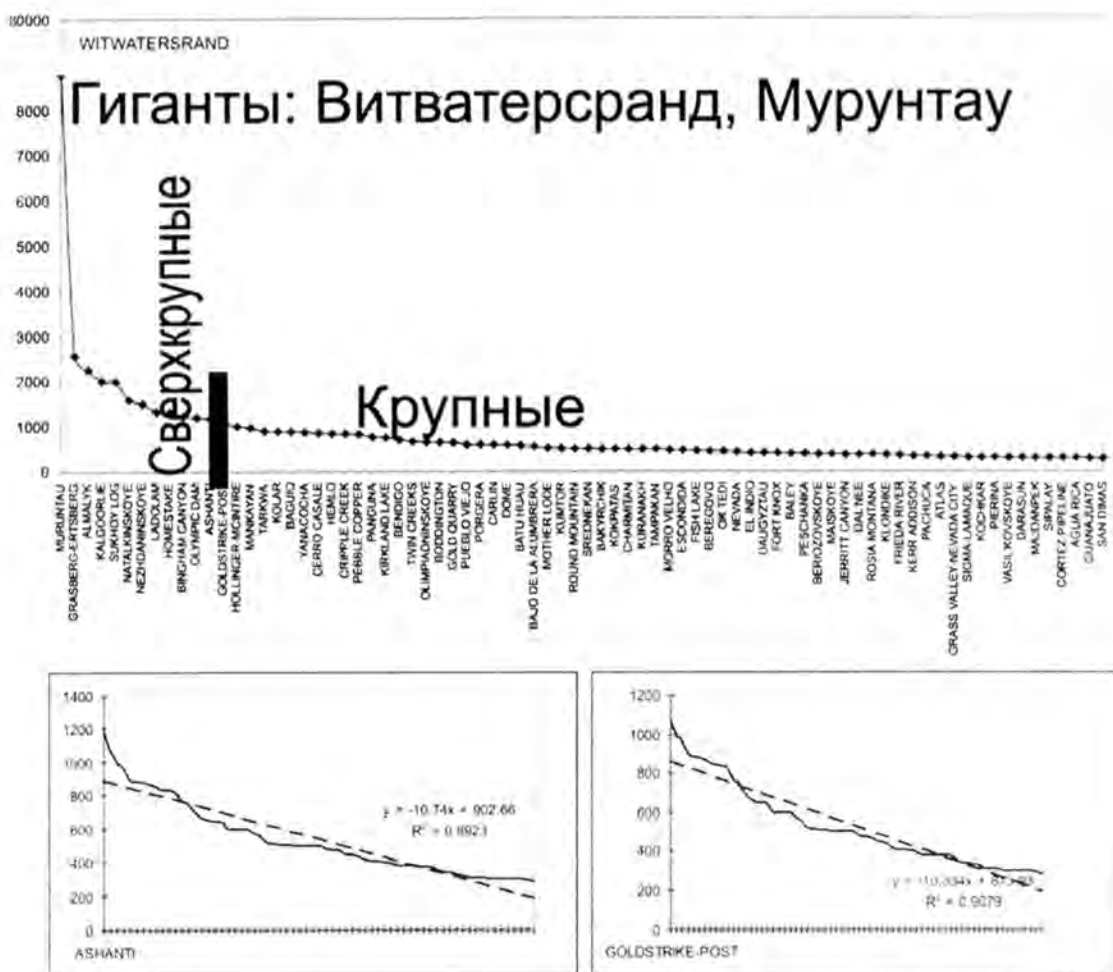


Рис. 1. Технология разделения крупных, сверхкрупных и гигантских месторождений по значениям общих суммарных ресурсов (на примере золота)

равномерного спектра общих запасов (ресурсов), ранговый список месторождений на графике отображается прямой линией. Для уникальных (суперкрупных) месторождений эта картина резко меняется. На этом основании мы можем считать суперкрупными те месторождения, включение которых в выборку для линейной аппроксимации приводит к понижению достоверности последней до уровня менее 90%. Иллюстрация методики определения границы между крупными и суперкрупными месторождениями приведена на рис. 1 на примере золота.

В таблице 2 приведены данные по расчету границы между крупными и суперкрупными месторождениями.

При проведении анализа методом линейной аппроксимации ранговых списков оказывается, что в области суперкрупных месторождений тоже могут быть выделены два класса. Между расположенными рядом в ранговом списке крупными и суперкрупными месторождениями не происходит качественного (более чем в 1.2 раза) скачка по общим запасам (ресурсам). Однако в ранговом ряду суперкрупных есть единичные объекты, которые превышают по своим общим запасам (ресурсам) остальные в 2 и более раз. На многочисленных примерах видно, что такие месторождения представляют собой отдельный класс – рудных гигантов. При этом многие из них не являются уже собственно месторождениями, а представляют собой рудные поля или узлы, все месторождения которых связаны между собой генетически. Так все хромитовые, ванадиево-магнетитовые и платинометалльные (а также по содержаниям непромышленные, но по ресурсам гигантские медно-никелевые) месторождения Бушвельда связаны с одной беспрецедентно гигантской расслоенной

Таблица 2

Критерии крупности, использованные в работе авторами

	Вид сырья*	Что подсчитано	Ед. измер.	Крупные, от	Суперкрупные, от**
1	Серебро	Ag	т	10000	30000/21000
2	Алюминий	Al ₂ O ₃	млн.т	40	250/250
3	Золото	Au	т	300	1000/1000
4	Бор	B ₂ O ₃	млн.т	2	20/20
5	Бериллий	BeO	тыс.т	5	25/25
6	Кобальт	Co	тыс.т	50	500/500
7	Хром	Cr ₂ O ₃	млн.т	4	40/40
8	Цезий*	Cs	тыс.т	2	20/20
9	Медь	Cu	млн.т	5	30/15
10	Алмазы*	алмазы	млн. карат	20	200/200
11	Фтор	флюорит, криолит	млн.т	2	20/20
12	Железо	Fe	млн.т	100	1000/1000
13	Ртуть	Hg	тыс.т	10	100/100
14	Поташ	K ₂ O	млн.т	1000	200/200
15	Литий	Li ₂ O	тыс.т	100	1000/1000
16	Марганец	Mn	млн.т	20	100/100
17	Молибден	Mo	тыс.т	100	1000/500
18	Ниобий	Nb	тыс.т	100	1000/500
19	Никель	Ni	тыс.т	500	5000/5000
20	Фосфор	P ₂ O ₅	млн.т	40	400/400
21	Свинец	Pb	млн.т	1	5/5
22	Платиноиды*	ΣPGE	т	100	1000/1000
23	Сурьма*	Sb	тыс.т	25	250/250
24	Мусковит листовой	забойный сырец	тыс.т	20	100/100
25	Флогопит листовой	забойный сырец	тыс.т	50	500/500
26	Олово	Sn	тыс.т	50	250/250
27	Тантал	Ta	тыс.т	2	25/25
28	Титан	TiO ₂	млн.т	2	20/20
29	Редкие земли	ΣTR ₂ O ₃	тыс.т	100	1000/1300
30	Уран	U	тыс.т	20	100/100
31	Ванадий	V ₂ O ₅	тыс.т	250	1500/1500
32	Вольфрам	WO ₃	тыс.т	50	500/500
33	Цинк	Zn	млн.т	2	10/10
34	Цирконий	ZrO ₂	тыс.т	150	1500/1500

Примечание. * - расчетные данные имеют недостаточное статистическое обоснование ввиду малой представительности выборки (в основном из-за высокой степени закрытости информации в данной области);

** - в числителе – граница, принятая изначально при составлении базы данных, в знаменателе – граница, полученная по статистическим расчетам

базит-ультрабазитовой интрузией и практически непрерывно тянутся через весь ее объем с отдельными особо обогащенными участками – мегабонанцами. Такой объект – естественный рудный гигант. Близкие аналогии можно провести для Витватерсранда, Норильского узла, Чукикаматы и др. Общее число рудных гигантов по тем видам сырья, что системно представлены в базе данных, близко к ста – от 1 до 5 для разных полезных ископаемых (таблица 3). Эти объекты – по существу планетарные геохимические аномалии. И вопрос “где в таком случае провести «грань» между месторождением и рудным узлом или районом”, становится условностью, поскольку руды однотипны,

Рудные гиганты мира

N N	Русское название	Название в англоязычной литературе	Страна	Возраст образования первичной рудной аккумуля- ции	Главные компо- ненты	Важные компоненты
1	Пачука	Pachuca	Мексика	CZ	Ag	Au
2	Канимансур	Kanimansur	Таджикистан	PZ	Ag	Pb
3	Кер-д-Ален	Coeur D'Alene	США	NP	Ag,Pb	Zn
4	Серро-Рико-де-Потоси	Cerro Rico De Potosi	Боливия	CZ	Ag,Sn	
5	Вэйпа	Weipa	Австралия	CZ	Al	
6	Боке	Boke	Гвинея	CZ	Al	
7	Туге	Tougue	Гвинея	CZ	Al	
8	Лос-Пихигуаос	Los Pijiguanos	Венесуэла	CZ	Al	
9	Витватерсранд	Witwatersrand	ЮАР	NA	Au	
10	Мурунтау	Muruntau	Узбекистан	PZ	Au	
11	Дальнегорское	Dal'negorskoye	Россия	CZ	B	
12	Бигадиш	Bigadic	Турция	CZ	B	
13	Эмет	Emet	Турция	CZ	B	
14	Крамер	Kramer	США	CZ	B	
15	Ермаковское	Yermakovskoye	Россия	MZ	Be	
16	Спер-Маунтин	Spor Mountain	США	CZ	Be	F
17	Тенке-Фунгуруме	Tenke-Fungurume	Заир	NP	Co,Cu	
18	Кемпирсай	Kempirsai	Казахстан	PZ	Cr	
19	Великая Дайка	Great Dyke	Зимбабве	NA	Cr	PGE
20	Бушвельд	Bushveld	ЮАР	PP	Cr,PGE,V	
21	Танко	Tanco	Канада	NA	Cs,Li,Ta	
22	Чукикамата	Chuquicamata	Чили	CZ	Cu	Mo,Ag
23	Эль-Теньенте	El Teniente	Чили	CZ	Cu, Mo	
24	Олимпик-Дэм	Olympic Dam	Австралия	MP	Cu,U	Au, Fe
25	Аргайл	Argile	Австралия	MP	алмазы	
26	Джваненг	Jwaneng	Ботсвана	MZ	алмазы	
27	Орапа	Orapa	Ботсвана	MZ	алмазы	
28	Кумдыколь	Kumdy-Kol	Казахстан	PZ	алмазы	
29	Мир	Mir	Россия	PZ	алмазы	
30	Попигай	Popigai	Россия	CZ	алмазы	
31	Удачная	Udachnaya	Россия	PZ	алмазы	
32	Лас-Куэвас	Las Cuevas	Мексика	CZ	F	
33	Вознесенское	Voznesenkoye	Россия	PZ	F	Be
34	Фергенойг	Vergenoeg	ЮАР	PP	F	Fe
35	КМА	Kursk Magnetic Anomaly	Россия	PP	Fe	
36	Железорудный четырехугольник	Iron Ore Quadrangle	Бразилия	PP	Fe	Mn
37	Хамерсли	Hamersley	Австралия	PP	Fe	

Продолжение таблицы 3

NN	Русское название	Название в англоязычной литературе	Страна	Возраст образования первичной рудной аккумуляции	Главные компоненты	Важные компоненты
38	Альмаден	Almaden	Испания	PZ	Hg	
39	Идриа	Idrija	Словения	MZ	Hg	
40	Монте-Амиата	Monte Amiata	Италия	CZ	Hg	
41	Саскачеван	Saskatchewan	Канада	PZ	KCl	
42	Верхнекамское	Verkhnekamskoye	Россия	PZ	KCl	
43	Салар-дель-Омбре-Муэрто	Salar Del Hombre Muerto	Аргентина	CZ	Li	B
44	Салар-де-Уюни	Salar De Uyuni	Боливия	CZ	Li	K,B
45	Салар-де-Атакама	Salar De Atacama	Чили	CZ	Li,I,salts	B
46	Калахари	Kalahary	ЮАР	PP	Mn	
47	Никополь - Большой Токмак	Nikopol-Bolshoy Tokmak	Украина	CZ	Mn	
48	Клаймакс	Climax	США	CZ	Mo	W
49	Бингэм-Кэньон	Bingham Canyon	США	CZ	Mo,Cu	Au,Ag,
50	Сейс-Лагос	Seis Lagos	Бразилия	MZ	Nb	TR
51	Томтор	Tomtor	Россия	NP	Nb	TR,Y,P,Sc
52	Араша	Araxa	Бразилия	MZ	Nb,P,barite	
53	Цзиньчуан	Jinchuan	КНР	MP	Ni	Cu,Co,PGE
54	Сэдбери	Sudbury	Канада	PP	Ni,Cu	PGE
54	Норильск	Noril'sk	Россия	MZ	Ni,Cu	Co,PGE
56	Хибинь	Khibiny	Россия	PZ	P	нефелин
57	Палабора (Фалаборва)	Palabora (Phalaborwa)	ЮАР	PP	P	Cu, вермикулит
58	Вибурум-Тренд	Viburnum Trend	США	PZ	Pb	Zn
59	Брокен-Хилл	Broken Hill	Австралия	PP	Pb,Zn	Ag
60	Мак-Артур-Ривер	Mcarthur River	Австралия	PP	Pb,Zn,Ag	
61	Пеникат	Penikat	Финляндия	PP	PGE	
62	Стиллуотер	Stillwater	США	NA	PGE,Cr	
63	Сикуаньшан	Xikuangshan	КНР	MZ	Sb	As
64	Мерчисон-Рэндж	Murchison Range	ЮАР	MA	Sb	Au
65	Бихарский слюдяной пояс	Bihar Mica Belt	Индия	NP	мусковит листовой	
66	Мамско-Чуйский слюдяной пояс	Mamsko-Chuiskiy Mica Belt	Россия	NP, PZ	мусковит листовой	
67	Ковдор	Kovdor	Россия	PZ	флогопит листовой	Fe, Zr, вермикулит
68	Льяльягуа	Llallagua	Боливия	CZ	Sn	
69	Дачань	Dachang	КНР	MZ	Sn	W
70	Гэцзю	Gejiu	КНР	MZ	Sn	
71	Корнуолл	Cornwall (Cornubian)	Великобритания	PZ	Sn	

NN	Русское название	Название в англоязычной литературе	Страна	Возраст образования первичной рудной аккумуляции	Главные компоненты	Важные компоненты
72	Хейнда	Heinda	Мьянма	MZ	Sn	W
73	Сан-Рафаэль	San Rafael	Перу	CZ	Sn	
74	Гринбушес	Greenbushes	Австралия	NA	Ta	Li, Sn
75	Маунт-Уэлд	Mount Weld	Австралия	PP	Ta	Nb, TR, Y
76	Питинга	Pitinga	Бразилия	PP	Ta	Sn, Zr, Y
77	Катугинское	Katuginskoye	Россия	PP	Ta	Zr, Nb, Y, TR
78	Улуг-Танзек	Ulug-Tanzek	Россия	MZ	Ta	Nb, Zr
79	Гурайа	Ghurayyah	Саудовская Аравия	NP	Ta	Nb, Zr
80	Ловозерское	Lovozeriskoye	Россия	PZ	Ta, Zr	TR, Nb
81	Лак-Тио	Lac Tio	Канада	MP	Ti	Fe
82	Магпи-Маунтин	Magpie Mountain	Канада	MP	Ti	Fe, V
83	Теллес	Tellnes	Норвегия	NP	Ti	Fe
84	Ричардс Бэй	Richards Bay	ЮАР	CZ	Ti, Zr	TR
85	Чавара	Chavara	Индия	CZ	Ti, Zr	TR
86	Баян-Обо	Bayan Obo	КНР	MP	TR	Fe, Nb
87	Дулахала	Dulahala	КНР	MP	TR	Nb
88	Донг Пао	Dong Pao	Вьетнам	CZ	TR	barite
89	Аллигатор Ривер (Джабилука-Рейнджер)	Alligator River (Jabiluka-Ranger)	Австралия	PP	U	
90	Вост. Атабаска	East Athabaska	Канада	MP	U	
91	Эллиот Лейк (Денисон – Стенли)	Elliot Lake (Denison-Stenleigh)	Канада	PP	U	
92	Паньжихуа-Хунгэ-Байма	Panzhihua-Hongge-Baima	КНР	PZ	V, Ti, Fe	
93	Качканарское	Kachkanarskoye	Россия	PZ	V, Ti, Fe	
94	Лиганга	Liganga	Танзания	PP	V, Ti, Fe	
95	Мактанг	Mactung	Канада	MZ	W	
96	Саньдаочжуань	Sandaozhuang	КНР	MZ	W	Mo
97	Шижуюань	Shizhuoyuan	КНР	MZ	W	Mo, Bi, Sn
98	Верхнекайрактинское	Verkhnekairaktinskoye	Казахстан	PZ	W	Mo
99	Тырныауз	Tyrnyauz	Россия	CZ	W	Mo
100	Комдок	Komdok	КНДР	PP	Zn	Pb, Ag
101	Маунт-Айза – Хилтон	Mount Isa-Hilton	Австралия	PP	Zn, Pb	Ag
102	Бытом	Bytom	Польша	MZ	Zn, Pb	
103	Ред-Дог	Red Dog	США	PZ	Zn, Pb	Ag, Cd

сближено расположены, находятся в практически идентичной геологической ситуации, родственны по этапам и стадиям.

Большие проблемы при классификации месторождений по крупности возникают для объектов с комплексными рудами: Cu-Pb-Zn, Cu-Ni с платиноидами, Sn-W и W-Mo, комплексных месторождений редких элементов. Для оценки масштабов таких объектов предлагалось использовать переводные коэффициенты, учитывающие стоимость отдельных извлекаемых компонентов, и делать общим мериллом суммарную стоимость запасов. Такие оценки приведены в опубликованных работах В.Л.Заверткина, М.А.Комарова, А.П.Ставского (2003), И.А.Неженского (2001) и др. Так, например, для Pb-Zn месторождений дается следующий список «стоимостей» (млрд.долл. США): Миссисипи-Миссури (США) – 29.8, Макартур-Ривер (Австралия) – 11.6, Холоднинское (РФ) – 11.5, Батерс-Нокасл (Канада) – 8.9, Маунт-Айза (Австралия) – 6.7, Жайрем (Казахстан) – 4.8, Озерное (РФ) – 4.6, Горевское (РФ) – 3.9 (Заверткин и др., 2003).

Слабой стороной данного подхода является конъюнктурность мировых цен на многие виды минерального сырья, когда даже в течение одного года они могут изменяться на десятки процентов. С учетом все возрастающего значения комплексного использования руд, проблема оценки масштаба месторождений по сумме полезных компонентов неизбежно будет возрастать и требовать разработки новых подходов к анализу.

Нами, на основе уже описанного выше метода аппроксимации, предлагается следующий способ оценки ранга комплексных месторождений. Поскольку граница между крупными и суперкрупными месторождениями по отдельным элементам стала статистически обоснованной, то мы можем использовать ее в качестве норматива, отношение к которому и будет определять ранг комплексного месторождения. Если сумма

$$\Sigma = R_1/R_{гp1} + R_2/R_{гp2} + \dots + R_i/R_{гpi} > 1, \quad (1)$$

где R_i – запасы (ресурсы) полезного компонента i , а $R_{гpi}$ – определенная методом линейной аппроксимации граница между монокомпонентными крупными и суперкрупными месторождениями, то комплексное месторождение можно считать суперкрупным.

Величина Σ представляет собой индекс крупности месторождения, где за единицу принимается размер месторождения, соответствующий границе между крупными и суперкрупными месторождениями. При этом ряд комплексных месторождений, которые по отдельным полезным компонентам относятся к крупным, при учете всех компонентов переходят в разряд суперкрупных. Например, Тишинское серебряно-полиметаллическое месторождение на Алтае при рассмотрении по отдельным металлам относится к крупным месторождениям (4.5 млн.т свинца, 6 млн.т цинка и 14000 т серебра), однако, при учете суммы металлов, его индекс крупности, рассчитанный по формуле (1), составляет 2.17, и, следовательно, месторождение должно быть отнесено к суперкрупным.

Предлагаемая методика ранжирования месторождений по крупности является универсальной для моно- и полиметалльных месторождений, и позволяет оценивать ранг месторождения на основании объективных статистических данных.

Мы имеем еще один важный аспект – зависимость масштаба от генетического и/или формационного типа оруденения. Практикой давно установлены некоторые характерные масштабы проявления месторождений различных типов по запасам полезных ископаемых. Так, например, установлено, что для меди крупнейшие запасы (до 100 млн.т и более) характерны для медно-порфировых месторождений активных окраин континентов (Южная Америка), и меньшие, но также очень значительные (десятки млн.т), – для медистых песчаников и сланцев. Именно эти типы дают месторождения максимальных масштабов. В то же время даже наиболее крупные медные скарновые и колчеданные месторождения характеризуются почти на порядок более низкими запасами. Точно так же для олова: запасы жильно-грейзеновых и скарновых месторождений могут достигать 1-2 млн.т Sn, пегматитовых – первых сотен тыс.т, а риолитовых – первые тыс.т.

Необходимо также отметить, что наиболее крупные по масштабам месторождения нередко содержат и наиболее богатые руды. Характерные примеры приведены в работах по урановым месторождениям (Лаверов, Винокуров, 1988; Уран России, 2000), для которых в интервале с 1945 по 1990 год произошло коренное изменение представлений о главных промышленных типах – от месторождений жильного типа к инфильтрационным песчаникам с содержаниями U-0.1%, до

сверхкрупных и гигантских месторождений типа несогласия, наиболее важных в настоящее время, с содержаниями до 10-15%.

Завершая это рассмотрение выделения и систематизации крупнейших месторождений по масштабам оруденения, геолого-генетическим типам, металлности, подчеркнем, что в целом, таким образом, рассматриваемая проблема может иметь три самостоятельных аспекта изучения:

1. Выделение крупнейших месторождений по каждому виду минерального сырья вне зависимости от генетических и формационных типов в глобальном масштабе (т.е. крупнейшие в мире для Au, Cu, Fe, флюорита и т.д.).

2. Выделение крупнейших месторождений в каждом генетическом типе также в глобальном масштабе (т.е. крупнейшие грейзеновые, скарновые, расслоенных мафических интрузий, кор выветривания и т.д.).

3. Выделение крупнейших месторождений в региональном масштабе — в пределах крупнейших тектонических структур: щитов, платформ, складчатых поясов, современных активных окраин (т.е. крупнейших медных, хромитовых, золотых месторождений Урала, оловянно-вольфрамовых Приморья, урановых Алдано-Станового щита и т.д.).

В данной работе внимание было сосредоточено на глобальном аспекте.

Структура базы данных крупных и суперкрупных месторождений мира

Руководствуясь вышеприведенными критериями выделения КСКМ в ГГМ РАН была создана база данных крупных и суперкрупных месторождений полезных ископаемых мира. База данных содержит системную подборку информации об объектах такого ранга по важнейшим металлическим и неметаллическим полезным ископаемым: Au, Ag, PGE, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Sn, W, Mo, Sb, Hg, Li, Be, Nb, Ta, Zr, TR, Fe, Cr, Mn, Ti, V, Al, U, B, P, флюорит, слюды, калийные соли и алмазы. Общее число объектов — 1086, в том числе 292 из них отнесены к суперкрупным. В сборе информации существенную помощь оказали специалисты: А.В.Волков, А.Б.Павловский, Ю.Е.Кустов, В.В.Руднев, Е.В.Ершова, И.А.Жукова, Н.А.Жуков, Н.И.Голикин, В.А.Рябцев, И.В.Егорова, А.М.Лаптева, В.Г.Черенков. Были использованы также данные, любезно предоставленные Г.Юве (Норвегия) — по Европе, П.Ронгфу (КНР) — по Китаю, Э.Хаммербеком (ЮАР) — по Африке, Э.Заппеттини (Аргентина) — по Южной Америке. Большую научную и методическую помощь оказали М.А.Комаров (ВИЭМС), А.М.Ставский (ФГУП Аэрогеология), И.А.Неженский (ВСЕГЕИ). Всем им авторы выражают свою признательность.

Типовое описание каждого месторождения в БДКСМ включает следующие параметры¹:

- А) Идентификационные: *порядковый номер и название объекта, существующие варианты названия, его ранг* (месторождение, поле, рудный узел и т.д.);
- Б) Географические: *континент, страна, политико-административная единица, географические координаты*;
- В) Региональные тектонические и геологические: *принадлежность к геотектоническим структурам, магматические, метаморфические и осадочные породы, развитые в районе объекта*;
- Г) Локальные геолого-структурные: *контролирующая структура, вмещающая порода, морфология и геометрические параметры рудных тел*;
- Д) Металлогенические: *полезные ископаемые (с разделением на главные, важные, маловажные) и их концентрации, минералы (а/ создающие экономический потенциал объекта, б/ прочие важные минералы), запасы и/или ресурсы полезных компонентов (с подразделением на группы достоверности: добытые, доказанные, возможные, предполагаемые, общие), масштабы запасов (крупные или суперкрупные) и современное состояние (разрабатывается, разведано, оценено и т.п.)*;
- Е) Геохронологические и геохимические: *абсолютный и относительный возраст руд и вмещающих горных пород, окорудные изменения и геохимические аномалии, данные по изотопии (источники материнских формаций и рудного вещества)*.
- Ж) *Ссылки на использованные источники информации.*

¹ Параметры обязательного минимума данных для включения в базу данных по крупным и суперкрупным месторождениям выделены курсивом.

Инструментарий базы данных по крупным и суперкрупным месторождениям позволяет вести селекцию объектов по целому ряду характеристик, а также генерировать ГИС-совместимые файлы dbf-формата. База данных послужила основой для составления карты КСКМ мира масштаба 1:25 000 000.

Создание карты потребовало подготовки специализированной геотектонической основы. На карте выделены дифференцированные по возрасту комплексы докембрийских щитов и массивов, платформ, неопротерозойско-фанерозойских складчатых поясов, орогенных впадин, рифтов и авлакогенов, отражена структура дна современных океанов. Чехлы платформ классифицированы как по времени формирования, так и по возрасту подстилающего фундамента. Показаны крупные магматические провинции типа трапповых полей, окраинно-континентальных вулканических поясов, районы экстенсивно проявленного щелочного магматизма и т.п. На карту вынесены наиболее крупные разломы, структуры покровов и шарьяжей, зоны последующей тектонической переработки.

Месторождения на карте классифицированы по трем признакам.

Во-первых, по размеру (масштабу запасов): крупные и суперкрупные (таблица 2). При этом необходимо отметить, что для месторождений в странах, использующих категоризацию запасов и ресурсов, аналогичную российской, по-возможности учитывалась прошлая добыча, запасы и прогнозные ресурсы категории P1; для стран, использующих западную категоризацию учитывалась прошлая добыча, запасы (reserves) и ресурсы (measured, indicated and inferred resources). Рентабельные запасы учитывались без ограничений, а забалансовые запасы и все виды ресурсов включались в сумму, если где-то в мире месторождения с такими же содержаниями полезных компонентов уже вовлекались в промышленную отработку. Для некоторой части месторождений, при невозможности получить информацию по перечисленным категориям запасов или ресурсов (отсутствие доступных для авторов источников таких сведений), использовались научно обоснованные оценки их геологических ресурсов, приведенные в литературе, или, в крайнем случае, надежные экспертные оценки.

Во-вторых, месторождения разделены по геолого-генетическим типам, исходя из их связей с интрузивным магматизмом, вулканизмом, разломами и т.д. – всего 11 градаций (таблица 6 на стр. 420-421).

В-третьих, по группам, ведущих видов сырья в месторождении: благородные металлы, редкие литофильные элементы, черные металлы, неметаллы и т.д. – 8 градаций.

Карта снабжена списком месторождений по континентам с указанием возраста формирования первичных руд, а также, если это установлено, этапов их эндогенной регенерации и приповерхностного обогащения в зонах окисления и дезинтеграции (коры выветривания, ближние россыпи).

Работа по созданию карты изначально осуществлялась в электронном варианте как ГИС-проект, содержащий целый ряд покрытий с географической, геолого-тектонической, металлогенической и геофизической информацией. Для создания печатного варианта карты масштаба 1:25 000 000 и ее анализа преимущественно использовалась геотектоническое и металлогеническое покрытия. Вовлечение информации с других слоев проекта, в том числе геофизических, – в ближайших планах исследований.

Совокупность данных, сведенных на карте, позволила наметить некоторые особенности распределения крупных и суперкрупных месторождений по континентам, геологическим эпохам, геотектонической позиции, геолого-генетическим типам.

Крупные и суперкрупные месторождения в геологической истории

Для начала приведем некоторые формальные статистические данные, вытекающие из простого сопоставления числа крупных и суперкрупных месторождений (КСКМ) по различным эпохам как в целом по миру, так и по отдельным и континентам. Устанавливается, что из общего числа месторождений (1086), максимальное число их приходится на фанерозой – палеозой, мезозой и кайнозой (таблица 4). В докембрии максимальное число КСКМ отмечается в палеопротерозое.

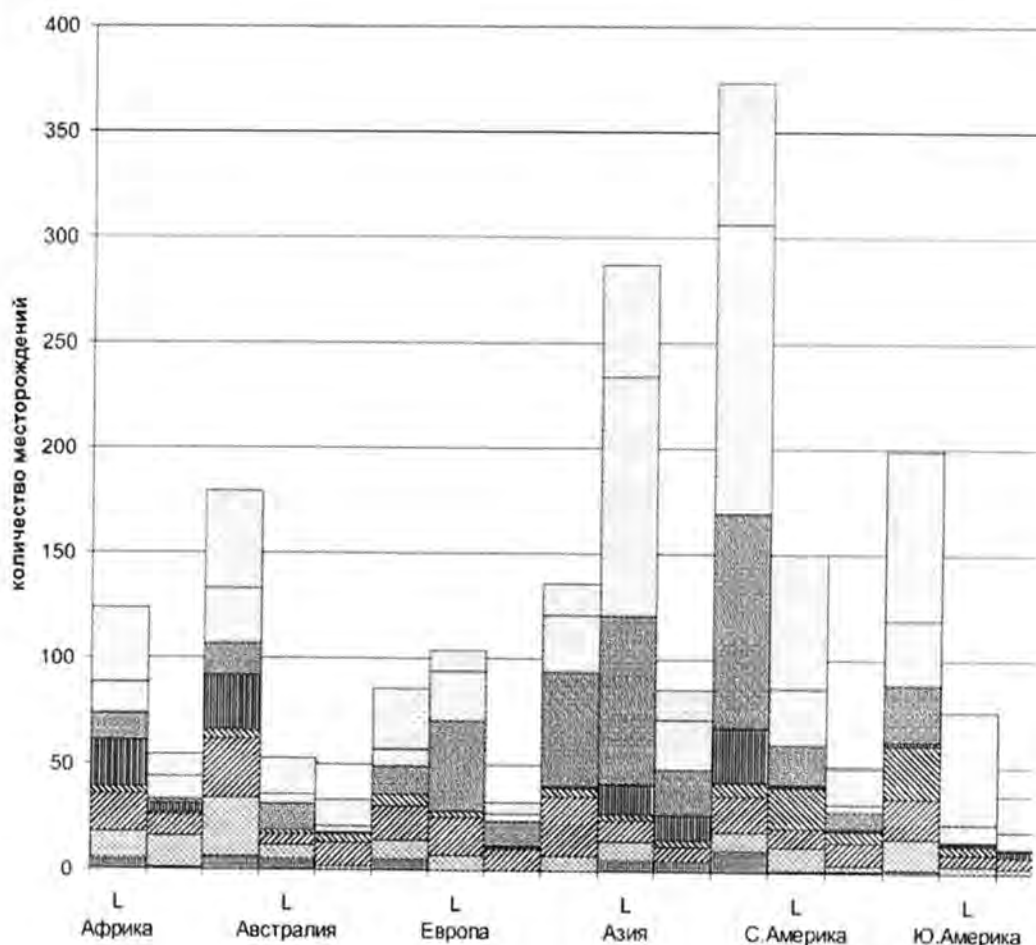


Рис. 2. Распределение крупных и суперкрупных месторождений по времени формирования. Индексы эр по таблице 4

Однако общее количество месторождений даже в палеопротерозое в два раза меньше, чем в палеозое, в 2.1 раза меньше, чем в мезозое, и в 2.6 раза меньше, чем в кайнозое. Отметим при этом, что продолжительность палеопротерозоя превышает эти эры в 3.1, 4.9 и 13.7 раз, соответственно. Несомненно, что часть такого превышения, особенно в кайнозое, связано с различиями в уровне среднего эрозионного среза. Но в целом нарастание рудогенной активности в геологической истории не вызывает сомнений.

Вместе с тем, среди месторождений докембрия доля суперкрупных выше, чем в фанерозое: 30.4% - в мезоархее и древнее, 31.1% - в неоархее, 44.9% - в палеопротерозое, 30.6% - в мезопротерозое, 35.6% - в неопротерозое, против 20.8% - в палеозое, 21.7% - в мезозое, 24.8% - в кайнозое, при среднем 26.9% - по всей выборке. То есть, в нижнем структурном этаже верхней части континентальной земной коры количество крупных и суперкрупных месторождений уменьшается, но доля суперкрупных возрастает.

По континентам и частям света наблюдается следующая картина. Самой «богатой» по числу КСКМ является Азия (таблица 4, рис. 2), что соответствует и наибольшим размерам, и самым обширными выходами фанерозойских структур, которые, как уже показано выше, наиболее продуктивны на крупнообъемные объекты. В фанерозойской металлогении здесь, несомненно, выделяется мезозойская эра.

Африка - единственный континент, где докембрийских гигантов больше (51%), чем фанерозойских, что также вполне согласуется с ее геологическим строением.

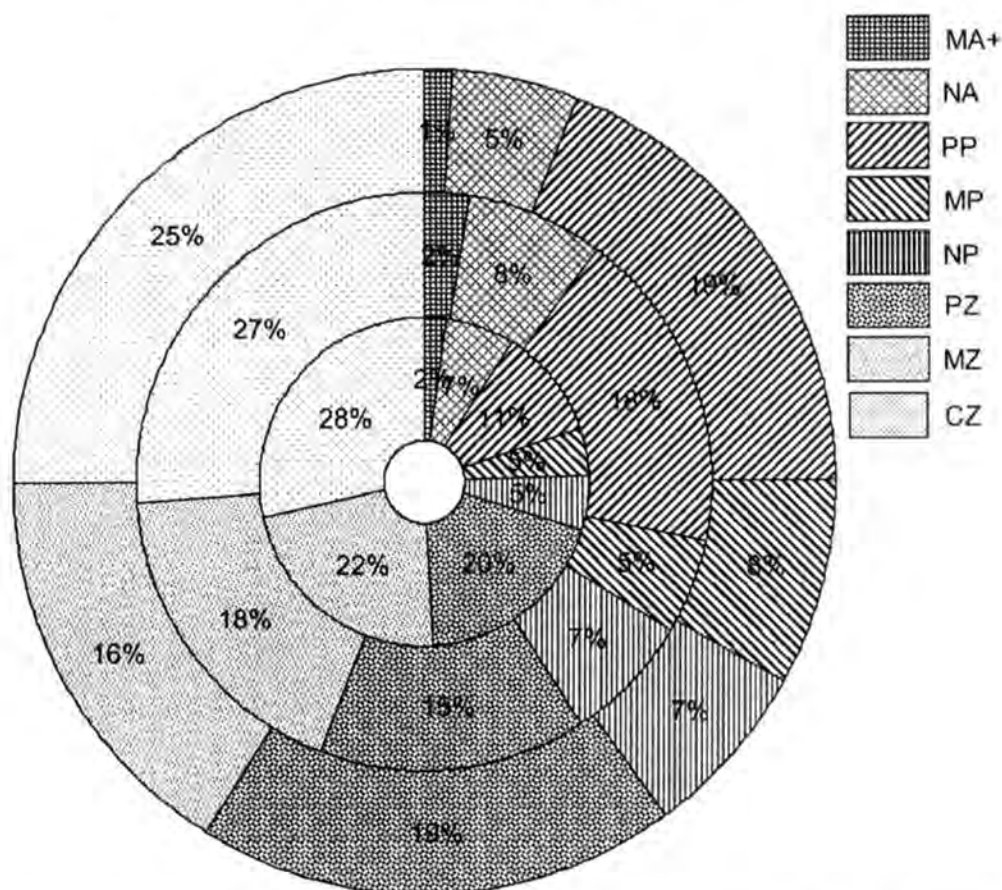


Рис. 3. Соотношение месторождений разных возрастов среди всех крупных и суперкрупных месторождений (внутренний круг), только суперкрупных месторождений (средний круг) и рудных гигантов (внешний круг). Возрастное деление соответствует данным в таблице 4

Для других континентов особо отметим только аномально высокую (непропорциональную площадям выхода) долю кайнозойских месторождений для обеих Америк, что, несомненно, обусловлено крайне высокой продуктивностью молодых структур Циркум-Тихоокеанского пояса на этих континентах, а также нахождением значительных территорий в тропической зоне, где много месторождений кор выветривания (бокситы, кобальт-никеленосные коры).

Для территории России специфичным является довольно слабо проявленная кайнозойская эра. Главными же эрами формирования крупных и суперкрупных месторождений на территории России являются (в порядке уменьшения) мезозойская, палеозойская, палеопротерозойская, неопротерозойская (рис. 2).

Анализ распределения рудных гигантов по геологическим эрам показывает, что возрастные пропорции всех суперкрупных и отдельно рудных гигантов очень близки (рис. 3).

Заметные различия только в пределах раннего докембрия – для гигантов соотношение продуктивности раннего протерозоя и архея заметно выше. Это особенно проявилось в Африке и Австралии, где вообще докембрийские гиганты преобладают над более молодыми, а палеопротерозойские над всеми прочими (рис. 4).

Палеопротерозой – единственная геологическая эра, месторождения-гиганты которой есть во всех частях света. Но на всех остальных территориях относительная продуктивность фанерозоя все же выше. Причем, в Европе максимальное число гигантов приходится на палеозой, в Азии – на палеозой-мезозой, а в обеих Америках – на кайнозой. На территории России максимальной относительной продуктивностью в отношении рудных гигантов отличается палеозой (рис. 4).

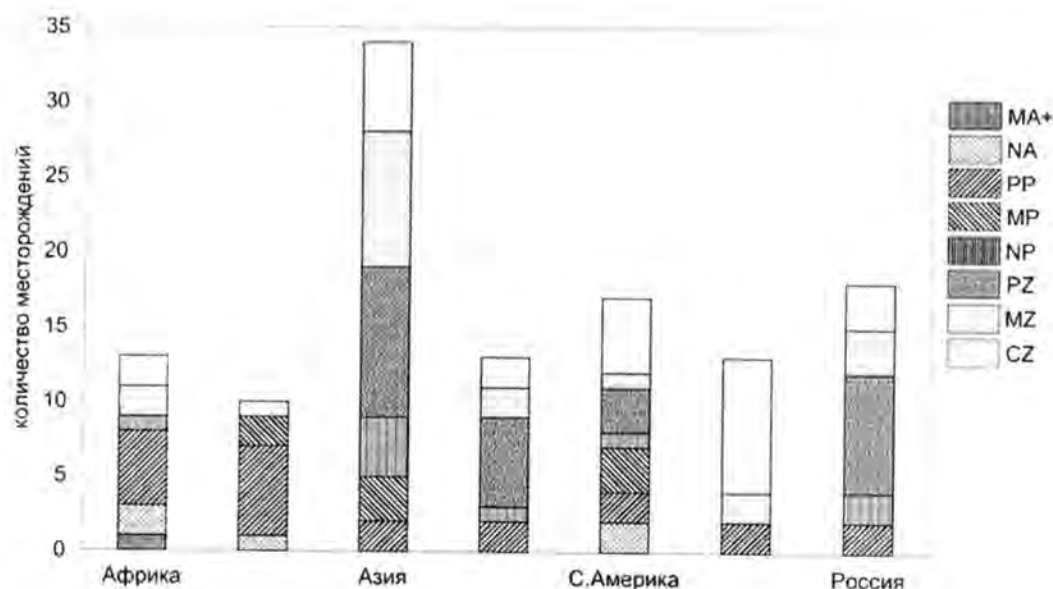


Рис. 4. Распределение рудных гигантов разных возрастов по частям света

Особый научный и практический интерес представляют данные о распределении месторождений отдельных видов минерального сырья в геологической истории. При этом оказывается, что у отдельных видов сырья неравномерность по эпохам проявляется еще отчетливее, особенно, если учитывать не только количество месторождений, но и их запасы, что делает сопоставление более корректным.

Так месторождения молибдена формировались во все эпохи, начиная со среднего архея. В это же время появились и первые крупные рудоконцентрации (рис. 5).

Но это были единичные объекты (Коппин Гэп на Пилбаре – 3,3 млрд. лет; Лобаш в Карельском блоке – 2,6 млрд. лет), к тому же с запасами, чуть превышающими нижний лимит класса в 100 тыс.т. Авторам не известны крупные месторождения молибдена с протерозойским возрастом, хотя рядовые есть. Вновь объекты подобного масштаба стали формироваться в палеозое. В мезозое их стало намного больше, появились первые гиганты – «миллионники». Основная же масса молибденоносных объектов, в т.ч. и самых крупных, сформировалась в кайнозое в Андско-Кордильерском мегапоясе с уникальной молибденовой провинцией на западе США (Клаймакс и еще 11 крупных и суперкрупных месторождений) в обрамлении массива Колорадо. В глобальном масштабе примечательным является также то, что докембрийские крупные месторождения были практически монометалльными, в то время как в фанерозое не менее важное значение приобрели комплексные Mo-W и Cu-(Au)-Mo.

Противоположные эволюционные тренды характерны для металлогении железа (рис. 6).

Большая часть железорудных месторождений с запасами >100 млн.т Fe возникла в раннем докембрии в связи с формированием железистой формации (banded iron formation - BIF). Условия ее образования пока еще дискуссионны, но, несомненно, во многом определяются интенсивным выносом двухвалентного железа за счет вулканических эксгаляций, с одной стороны, и существованием кислородного барьера внутри морских бассейнов, приводивших к массовому осаждению трехвалентного оксидного железа на обширных площадях, с другой. Осадочные месторождения позднего протерозоя и фанерозоя, которые имеют второе место по значению в мировых ресурсах, сформировались во многом благодаря переотложению железа из выветриваемых щитов, в которых BIF - одна из самых распространенных формаций. Особенно наглядно это видно на примере бассейна Хамерсли в Австралии, где прямо на огромных площадных выходах раннепротерозойской железистой формации (месторождения Брокмэн, Том Прайс, Чаннар и др.) залегают палеогеновые русловые отложения, содержащие тоже крупные и суперкрупные объекты (Яндикуджина, Паннавоника и др.). Но их суммарный объем все же меньше и постепенно

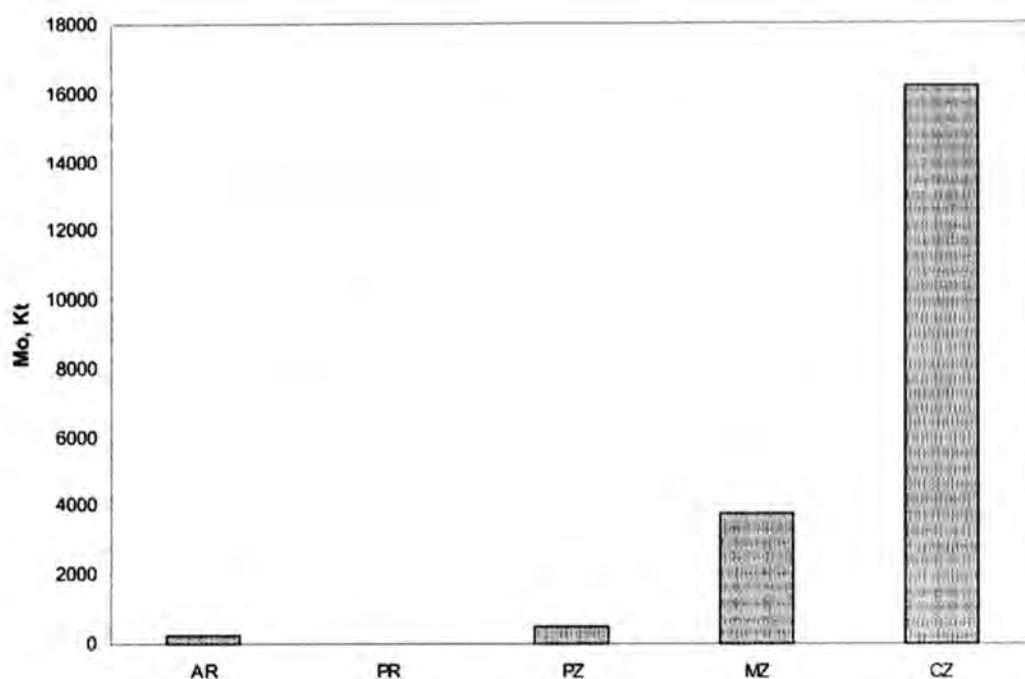


Рис. 5. Интенсивность формирования крупных и суперкрупных месторождений молибдена (>100 тыс.т Мо) в истории Земли

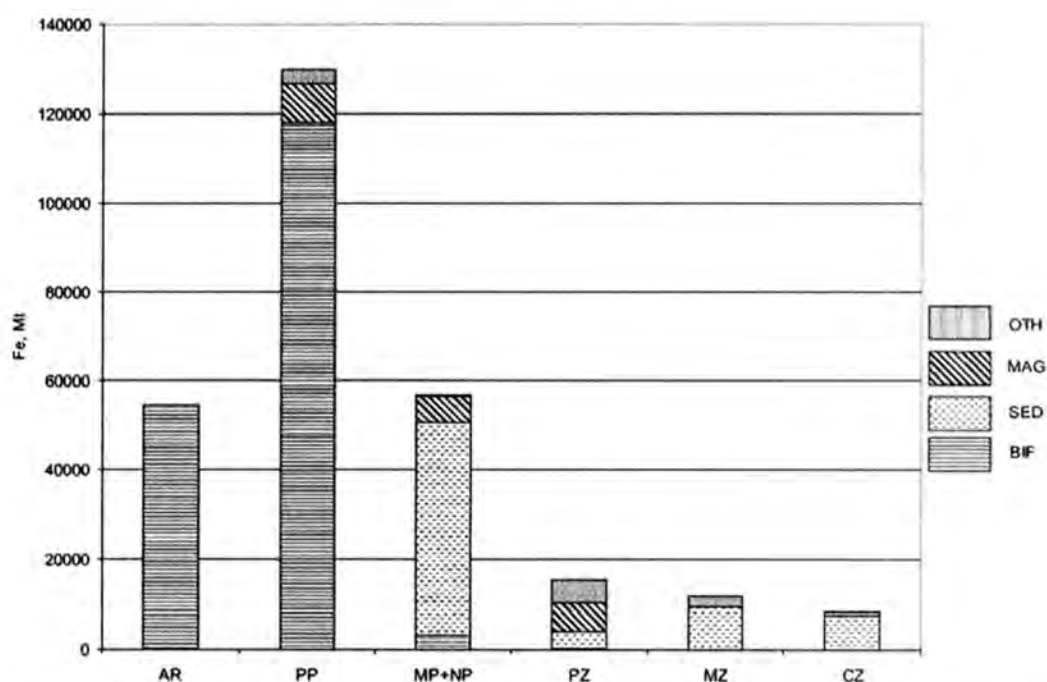


Рис. 6. Распределение запасов крупных и суперкрупных месторождений железа по геологическим эпохам и формационно-генетическим типам. Типы: BIF- джеспилиты и коры выветривания по ним, SED – осадочные (бурые железняки и сидеритолиты), MAG – магматические, ОTH – прочие (скарновые, трубки взрыва и др.)

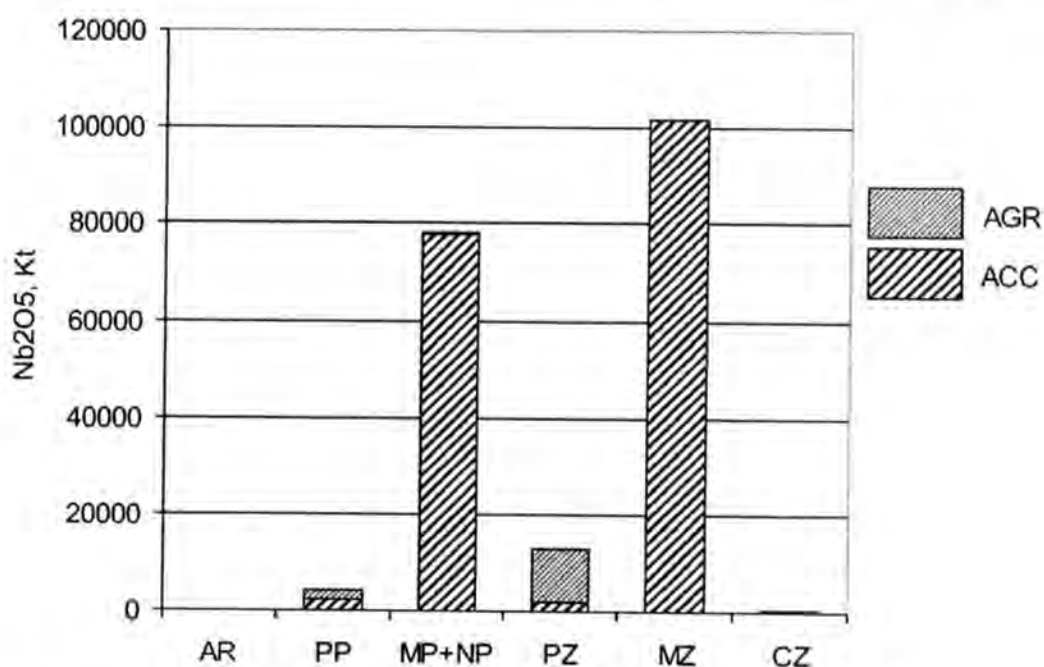


Рис. 7. Распределение запасов крупных и суперкрупных месторождений ниобия по геологическим эпохам и формационно-генетическим типам. Типы: AGR – щелочные граниты и их метасоматиты, ACC – щелочно-карбонатитовые массивы и их коры выветривания

уменьшался в геологической истории. Магматические и вулканогенные месторождения, хотя и формировали крупные рудоконцентрации, но существенного влияния на общую тенденцию не оказали.

Примером практически двуполярного распределения эпох максимальной интенсивности формирования рудных гигантов демонстрирует ниобий (рис. 7). Оба пика – и позднепротерозойский, и мезозойский связаны со всплесками в формировании щелочно-карбонатитовых комплексов на древних платформах: первый – преимущественно на Сибирской, а второй – в основном, на Бразильской.

Для некоторых видов сырья особо актуален вопрос о сохранении сформировавшихся крупных концентраций в пригодном для промышленности виде. Так для кристаллосырья очень важно отсутствие пострудных воздействий в пределах рудных полей. Например, позднепротерозойские изначально крупные пегматитовые месторождения листового мусковита в Карском блоке Таймыра подверглись в конце палеозоя складчатым деформациям, приведшим к такому ухудшению качества слюды, что эти месторождения потеряли даже свое потенциальное промышленное значение. В целом месторождения листового мусковита образовывались только с конца палеопротерозоя до конца палеозоя, причем все крупные и суперкрупные имеют возраст не моложе девона. Это обусловлено взаимосвязью условий протекания гранитного пегматитообразования со скоростями тектонических процессов в складчатых областях в разные геологические эпохи (Ткачев, 2000).

Для месторождений бокситов, как и для листовой слюды, также вопрос сохранности очень актуален. В списке крупных месторождений данного вида сырья нет ни одного объекта древнее венда, очень мало палеозойских, а все гиганты имеют исключительно кайнозойский возраст. Причина в том, что бокситовые месторождения более древнего возраста плохо сохранились при последующих процессах. Погребение их под кремнисто-силикатными формациями приводит, как правило, к увеличению кремниевого модуля самих бокситов – важнейшего показателя их качества. Даже небольшой метаморфизм приводит к трансформации промышленно ценных бемита и гиббсита в менее технологичный диаспор, а при усугублении условий – в силикаты алюминия, которые в современных промышленных технологиях в качестве алюминиевого сырья не используются.

В связи с анализом особенностей условий формирования суперкрупных месторождений и, в частности, рудных гигантов, обращает на себя внимание, что они от своих рядовых аналогов существенно отличаются масштабом рудогенерирующих процессов. Этот масштаб может выражаться в их длительности, экстенсивности, или интенсивности (иногда в сочетании друг с другом). Эти вопросы были предметом специального рассмотрения в рамках проекта 354 по программе МПГК (1995-1999 г.г.) "Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере" (Рундквист, 1996, 1997; Rundkvist, Kravchenko, 2001). В частности, было установлено, что наиболее важными факторами, определяющими суперконцентрации металлов в литосфере, являются:

- телескопирование – устойчивое пространственное совмещение минерализации различных источников и различной природы (эндогенной и экзогенной);
- длительность и многоэтапность формирования оруденения в закономерно меняющихся геодинамических обстановках, выделение в истории формирования месторождений периодов: а) подготовки, б) собственно формирования и в) сохранения руд при последующем геологическом развитии.

В большинстве случаев период подготовки осуществляется непосредственно в пределах рудных зон и полей в верхних частях литосферы, однако, для месторождений, образующих крупные концентрации меди, никеля, платиноидов, редких и редкоземельных элементов, алмазов, связанных с глубинными флюидами и магматизмом, период подготовки проявляется на разных уровнях мантии.

Так, только накопление Au-U-носных рифов в осадочном бассейне Витватерсранд (кратон Каапвааль) происходило на протяжении 360 млн. лет (3074-2714). Источники золота были как более древние – палео- и мезоархейские зеленокаменные пояса, так и возникшие уже во время существования впадины – эксгалиции по периферии бассейна и гранитогенные метасоматиты в обрамляющих орогенах. Дополнительным ключевым фактором было низкое содержание кислорода в земной атмосфере среднего архея, что способствовало сохранению в осадках урановых и органических соединений в неокисленном виде. Это особенно сказалось впоследствии, когда рифы еще трижды (около 2550, 2300 и 2000 млн. лет - особенно важен второй рубеж) подвергались эндогенным преобразованиям, в той или иной степени перераспределивших золото, уран и битуминозные вещества и сформировавших более локальные, но высокие рудные концентрации (The mineral..., 1998). Таким образом, уникальные по масштабам (в сумме около 40% известных мировых ресурсов Au с учетом мировой добычи на протяжении последних 3000 лет) месторождения района формировались более миллиарда лет.

Месторождение Томтор (Сибирская платформа) локализовано в верхней части карбонатитового массива 5х6 км внутри весьма крупного щелочного комплекса (~250 км²). Все рудное вещество было отложено при кристаллизации интрузивных пород в венде (~610 млн лет). Но средние концентрации элементов были низкими (0.2% Nb₂O₅, 1.0% TR₂O₃, 3.8% P₂O₅, 0.05% Y₂O₃, 0.01%, Sc₂O₃), практически непромышленными, кроме редких земель (Фролов и др., 2003). К концу девона на этом объекте сформировалась кора выветривания, достигающая мощности 250-300 м, в отдельных, но весьма значительных объемах которой, возникли остаточные руды. Концентрации при этом возросли в 2-5 раз (0.72-0.85 % Nb₂O₅, 2-4 % TR₂O₃, 6-18.5 % P₂O₅, 0.15-0.20 % Y₂O₃, 0.05% Sc₂O₃), а запасы даже этой части месторождения – одни из крупнейших в мире по всем перечисленным компонентам. Часть коры выветривания в карбоне была перекрыта. В результате возникла самая богатая в мире суперкрупная залежь ниобиевых и редкоземельных руд, являющихся, по сути, P-Nb-TR черновым концентратом (3.9-5.7% Nb₂O₅, 10.3-12.6% TR₂O₃, 13.9% P₂O₅, 0.66% Y₂O₃, 0.05% Sc₂O₃). Таким образом, это месторождение формировалось около 300 млн лет. И каждый из этапов был чрезвычайно важен для создания облика данного объекта. При необходимости классифицировать такие длительно развивавшиеся объекты по принадлежности к геологической эпохе (поздний докембрий или палеозой?) возникают естественные затруднения. Так, Томтор был условно отнесен к венду по времени образования первичных карбонатитовых руд. Последующие процессы хотя и очень важны, но по сути своей были *вторичным обогащением* части уже существовавшей залежи.

Еще один южноафриканский уникум – Бушвельд (кратон Каапвааль), со всеми своими не имеющих аналогов в мире рудоконцентрациями Cr, V, платиноидов (мафитовый расслоенный комплекс Рустенбург), а также весьма значительными месторождениями флюорита и олова (граниты

Лебова), сформировался в основных чертах относительно быстро – за 6-10 млн. лет в интервале 2.06-2.05 млрд. лет (Walraven e.a., 1990). Но масштаб комплексной интрузии настолько велик (объем магматических пород комплекса около 450 тыс. км³, т.е. двадцать Байкалов), что трудно ожидать такую же скоротечность от подготовительных процессов в мантии и нижней коре (контаминация ее вещества не вызывает сомнений в свете результатов изотопных исследований), которые предшествовали финальному акту. Согласно современным данным процесс термальной эрозии тектоносферы, приведший в конце концов к внедрению бушвельдских магм, начался за 400 млн лет до этого события, т.е. ~2,47 млрд. лет назад (Клорег e.a., 1999). Кроме того, функционирование этой же аномалии в мантии привело к формированию на периферии района (<100 км от края Бушвельда) еще одного весьма известного объекта – карбонатитового комплекса Палабора (2.06 млрд. лет) с суперкрупными запасами апатита и крупными – меди.

Крупные и суперкрупные месторождения в геотектонических структурах

Анализ распределения месторождений по геотектоническим структурам для мира в целом (таблица 5, рис. 8а) показывает, что максимальное количество месторождений локализовано в орогенных и складчатых поясах мезозоя-кайнозоя – 27.7%, из них половина – в связи с кайнозойской активностью в Циркум-Тихоокеанском поясе. Немного меньше – 25.5% залегают в раннедокембрийских блоках континентальной коры.

Но здесь более, чем на порядок (в 14 раз), выше доля месторождений зон последующей тектоно-магматической активизации, которые значительно моложе пород субстрата. Очень высокая доля месторождений активизационного типа также в чехлах древних платформ (34.2% от числа локализованных здесь месторождений) и в складчатых поясах мезо- и неопротерозоя (21.5%). Интересно, что все три типа структур имеют приблизительно одинаковые доли месторождений в современных рыхлых отложениях (13.3-14.4%). Немного больше только в чехлах молодых плит (14.9%), в то время как в остальных – меньше 10%.

Индивидуальные особенности континентов (частей света) наглядно показаны на рис. 8 б-ж. Россию на общем фоне, во-первых, выделяет крайне малое число (4) и, соответственно, низкая доля (2.3%) месторождений в современных рыхлых отложениях, а во-вторых, весьма значительное количество месторождений в зонах активизации древних платформ, особенно в их чехлах, где они преобладают над всеми остальными (таблица 5, рис. 8з).

Рудные гиганты наиболее широко развиты на щитах и в мезозойско-кайнозойских орогенно-складчатых поясах (рис. 9). Причем в первом случае больше половины (57%) приходится на месторождения анорогенной активизации. Ровно половина объектов этого типа и в чехлах древних платформ. В прочих структурах они или резко подчинены или отсутствуют совсем.

Если анализировать распределение крупных и суперкрупных месторождений не по положению в современных структурах, а по палеотектоническим обстановкам их формирования, то среди них можно выделить ряд важнейших, с комплексами которых связано большинство крупных и суперкрупных месторождений, известных на сегодняшний день. Перспективы обнаружения новых крупных месторождений можно ожидать, в первую очередь, в пределах площадей развития осадочных, магматических, метасоматических, метаморфических комплексов и кор выветривания, отвечающих именно к этим обстановкам. К их числу относятся.

Активные континентальные окраины

С комплексами этой тектоно-геодинамической обстановки ассоциирует наиболее значительная часть рассматриваемых месторождений (около 300). По особенностям геолого-геофизического строения и геодинамики формирования может быть выделено несколько типов комплексов активных континентальных окраин. В качестве примеров ниже упоминаются только те регионы и страны, где на участках распространения соответствующих комплексов уже известны крупные и суперкрупные месторождения.

1. Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Андийского типа, возникшие над зонами субдукции Чилийского типа при пологом погружении молодой разогретой, относительно легкой и плавучей, океанической литосферы. Такие пояса развиваются на мощной (зрелой) континентальной коре при высоких скоростях субдукции и активном надвигании континентальной

Распределение крупных и суперкрупных

	Современное нахождение месторождений*	Африка			Азия			Европа		
		круп-ные	супер-крупные	всего	круп-ные	супер-крупные	всего	круп-ные	супер-крупные	всего
1	Щиты, раннедокембрийские массивы в более молодых складчатых областях, фундамент древних платформ (SH)	51	27	78	38	15	53	30	15	45
	в т.ч.:									
	зоны активизации **	9	11	20	7	6	13	3	4	7
	современные рыхлые ***	16	1	17	5	1	6	2	1	3
2	Неметаморфизованный чехол древних платформ (AP)	23	8	31	19	10	29	8	6	14
	в т.ч.:									
	зоны активизации	6	2	8	12	7	19	4	0	4
	современные рыхлые	4	1	5	0	0	0	0	0	0
3	Складчатые пояса мезо- и неопротерозоя (MNPFB)	36	9	45	13	12	25	1	1	2
	в т.ч.:									
	зоны активизации	2	3	5	6	1	7	1	0	1
	современные рыхлые	5	1	6	0	0	0	0	0	0
4	Складчатые пояса палеозоя (PFB)	0	0	0	69	20	89	29	3	32
	в т.ч.:									
	зоны активизации	0	0	0	5	6	11	0	0	0
	современные рыхлые	0	0	0	2	1	3	0	0	0
5	Складчатые и окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса мезозоя кайнозоя (MCOFB)	3	0	3	91	21	112	15	3	18
	в т.ч.:									
	зоны активизации	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	современные рыхлые	0	0	0	13	2	15	2	0	2
5a	Из них кайнозойские Циркум тихоокеанского вулканического пояса (CPB)	0	0	0	21	0	21	0	0	0
	в т.ч.:									
	эндогенные	0	0	0	12	0	12	0	0	0
	современные рыхлые	0	0	0	9	0	9	0	0	0
6	Чехлы плит с постраннедокембрийским фундаментом (YP)	11	11	22	57	8	65	21	4	25
	в т.ч.:									
	зоны активизации	1	0	1	9	5	14	0	0	0
	современные рыхлые	6	6	12	1	0	1	0	0	0
	ВСЕГО	124	55	179	287	86	373	104	32	136

Примечание.

* - в скобках даны условные буквенные сокращения названий типов, использованные на рисунках;

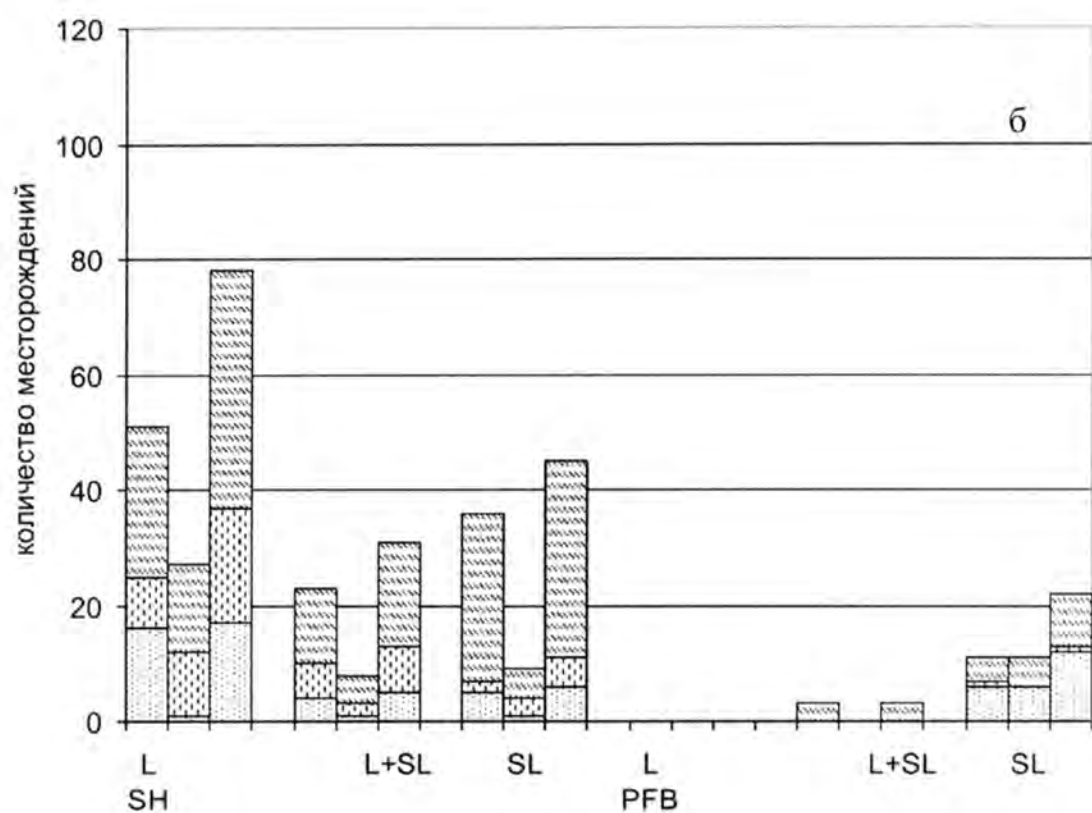
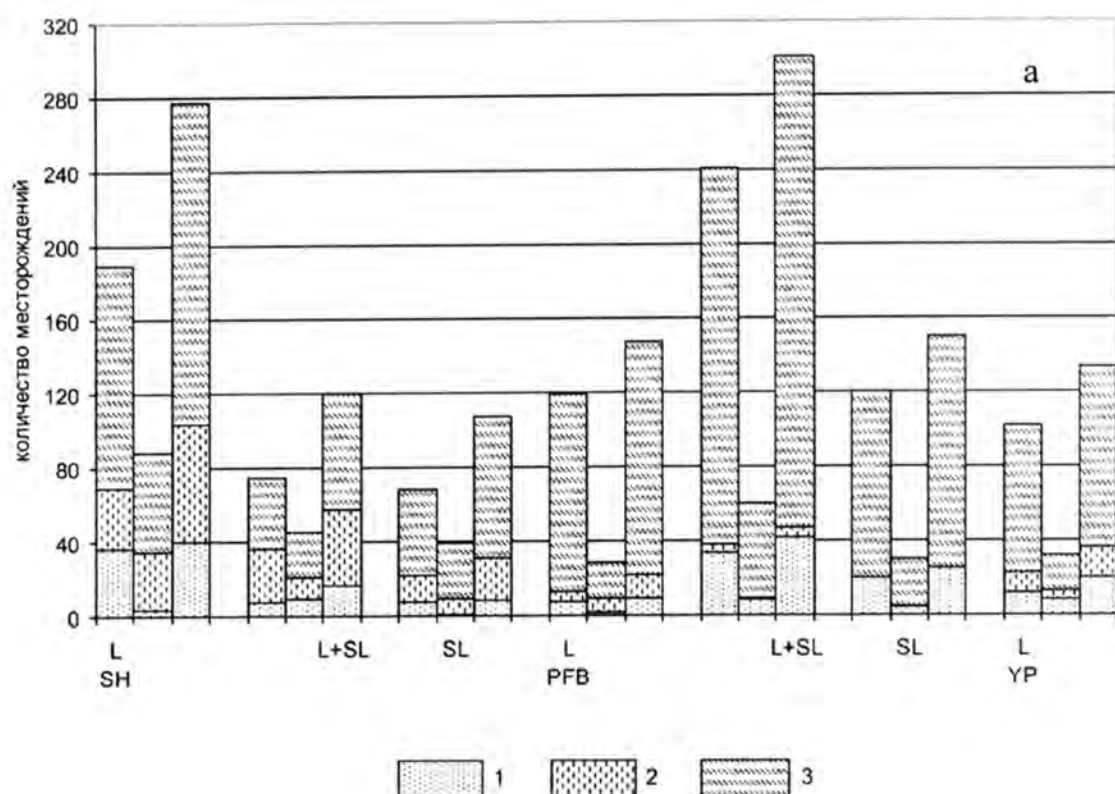
** - месторождения в зонах неорогенной активизации (>50 млн. лет после орогенных гранитоидов): внутриплитный континентальный магматизм, приразломные гидротермы (например, «зоны несогласия» или «сдвиговые зоны») и т.п.;

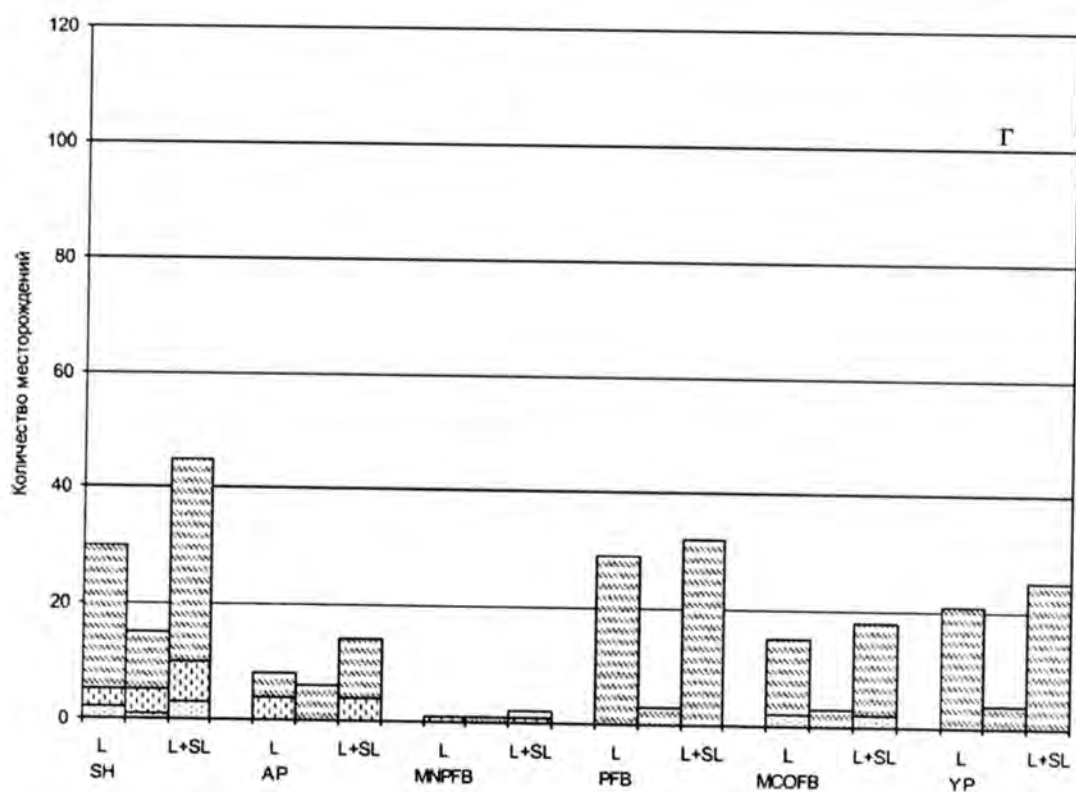
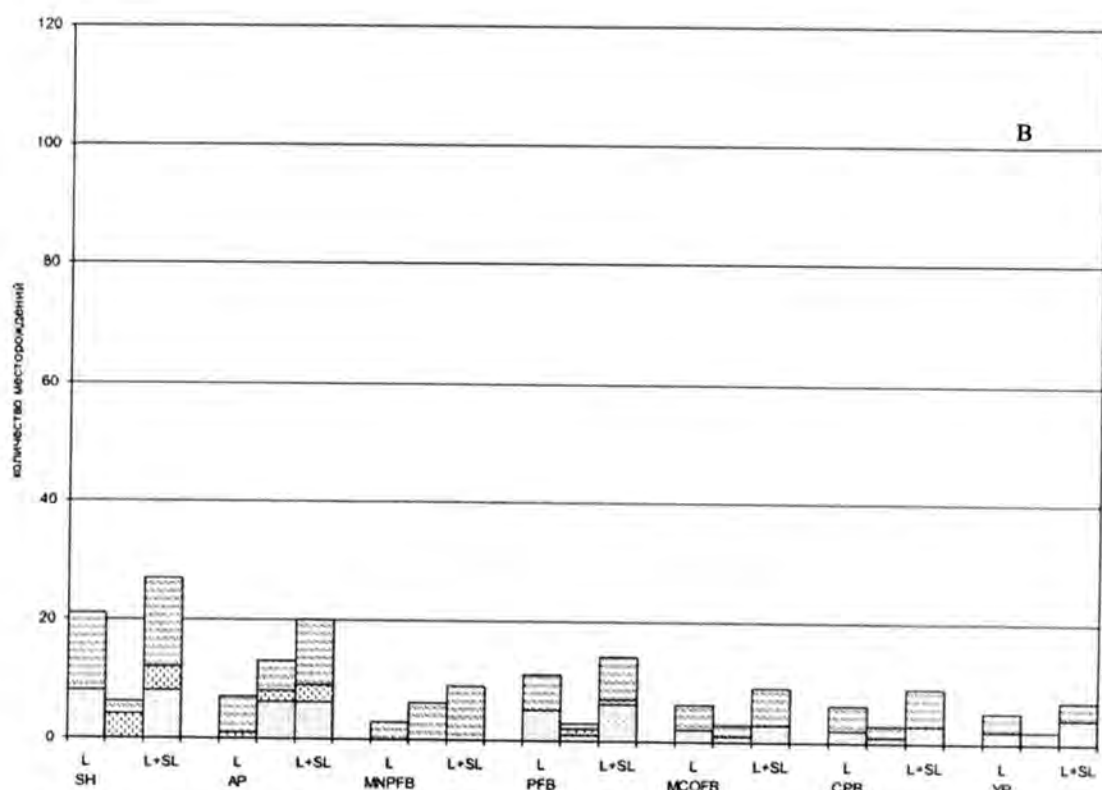
*** - месторождения в плиоцен-голоценовых рыхлых отложениях, современных корях выветривания и зонах приповерхностной инфильтрации, рапе и осадках соляных озер

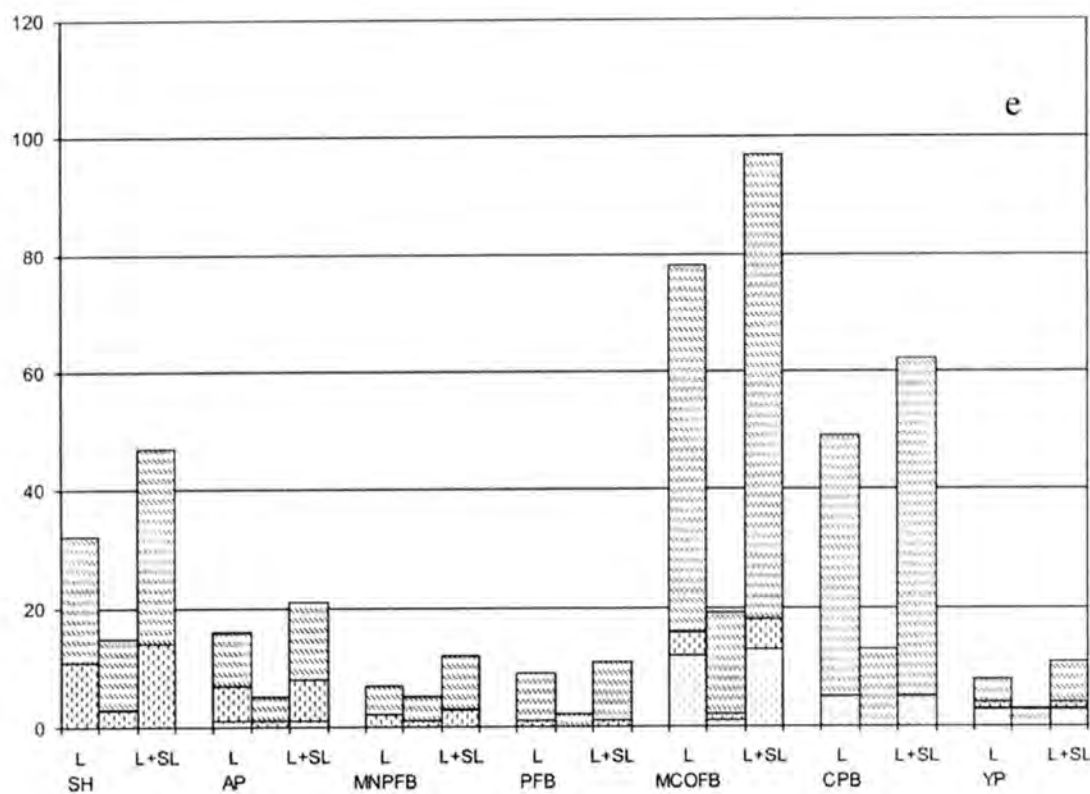
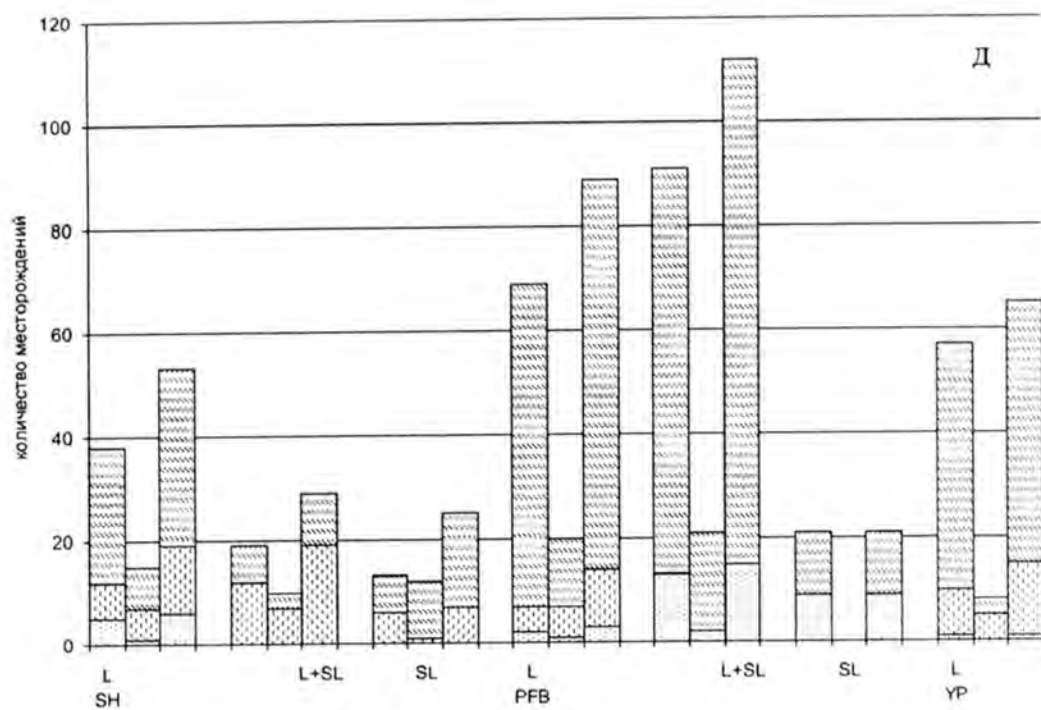
Таблица 5

месторождений по геотектоническим структурам мира

Австралия			Северная Америка			Южная Америка			Мир			Россия		
круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего
21	6	27	32	15	47	17	10	27	189	88	277	34	12	46
0	4	4	11	3	14	3	3	6	33	31	64	5	6	11
8	0	8	0	0	0	5	1	6	36	4	40	0	0	0
7	13	20	16	5	21	2	3	5	75	45	120	19	10	29
1	2	3	6	1	7	0	0	0	29	12	41	15	7	22
0	6	6	1	0	1	2	2	4	7	9	16	0	0	0
3	6	9	7	5	12	8	6	14	68	39	107	4	8	12
0	0	0	2	1	3	4	3	7	15	8	23	0	0	0
0	0	0	0	0	0	2	0	2	7	1	8	0	0	0
11	3	14	9	2	11	1	0	1	119	28	147	20	5	25
0	1	1	1	0	1	0	0	0	6	7	13	0	2	2
5	1	6	0	0	0	0	0	0	7	2	9	1	0	1
6	3	9	78	19	97	48	14	62	241	60	301	42	10	52
0	0	0	4	1	5	0	0	0	4	1	5	0	0	0
2	1	3	12	1	13	5	4	9	34	8	42	2	0	2
6	3	9	49	13	62	44	14	58	120	30	150	2	0	2
4	2	6	44	13	57	40	10	50	100	25	125	1	0	1
2	1	3	5	0	5	4	4	8	20	5	25	1	0	1
5	2	7	8	3	11	0	4	4	102	32	134	3	1	4
0	0	0	1	0	1	0	0	0	11	5	16	0	0	0
2	2	4	8	0	8	0	0	0	12	8	20	0	0	0
53	33	86	150	49	199	76	37	113	794	292	1086	122	46	168







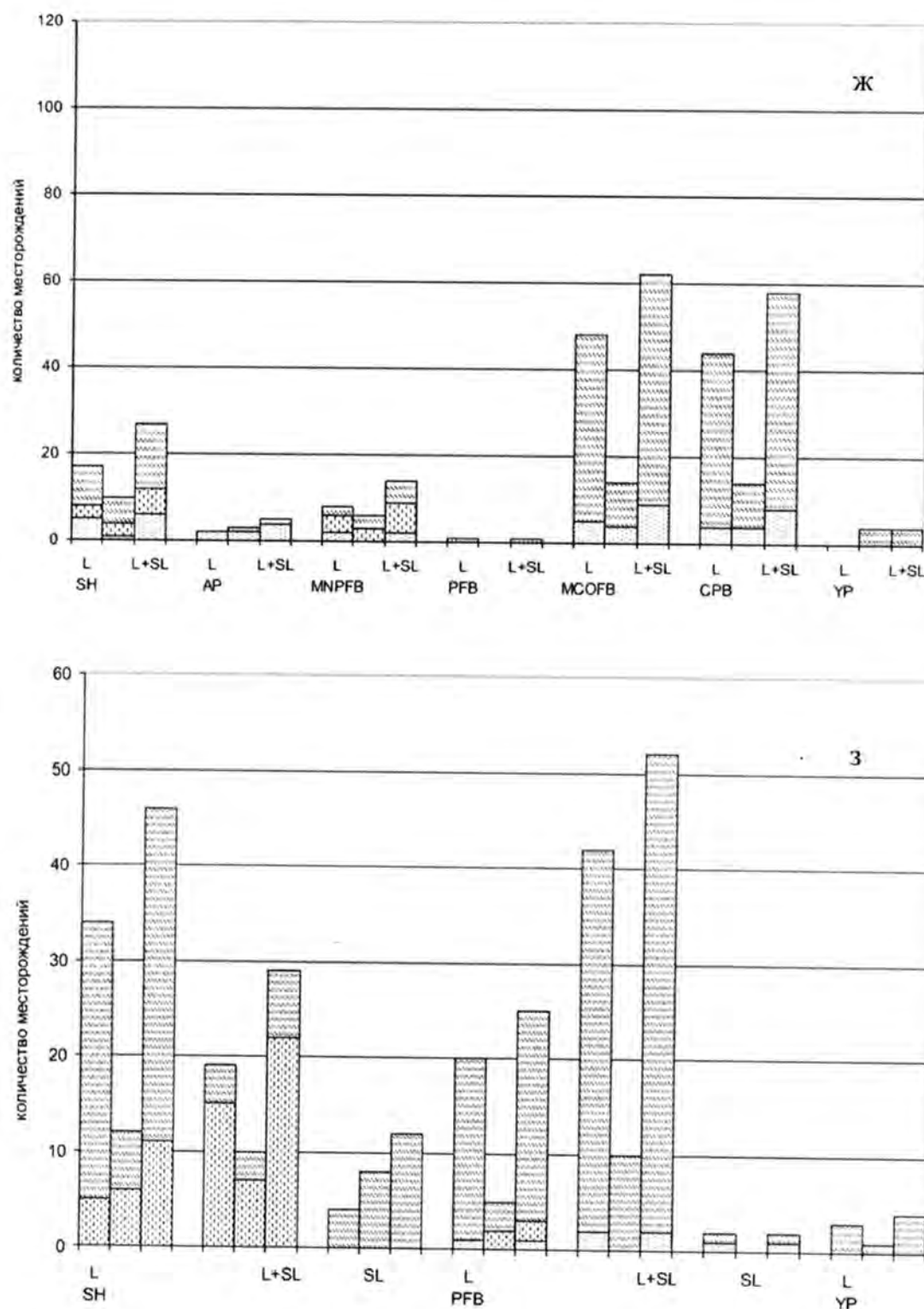


Рис. 8. Современное нахождение крупных и суперкрупных месторождений: а - весь мир, б - Африка, в - Австралия, г - Европа, д - Азия, е - С.Америка, ж - Ю.Америка, з - Россия. (Индексы тектонических структур смотри в таблице 5). Условные обозначения подгрупп месторождений: 1 - современные рыхлые, 2 - зон активизации, 3- остальные (смотри примечания таблицы 5)

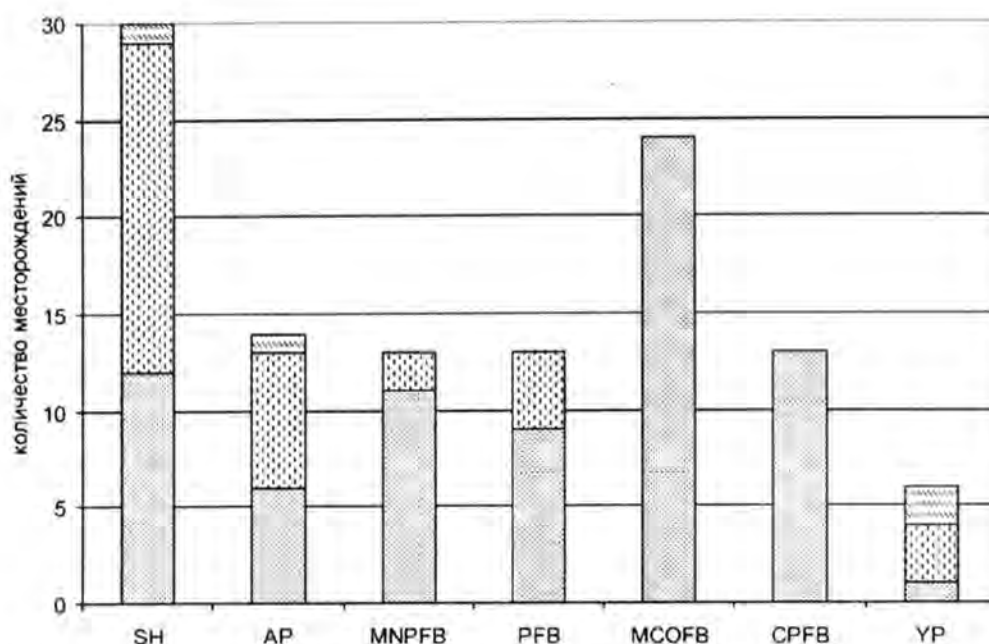


Рис. 9. Современное нахождение рудных гигантов. (Условные обозначения на рис. 8)

плиты на океаническую. Для них характерны, в первую очередь, медно-молибденпорфировые месторождения, часто с золотом, серебром, полиметаллами. Это, прежде всего, сам мезозойско-кайнозойский Андийский пояс (Cu, Mo, Au, Ag, Pb, Zn) и северная часть Кордильерского пояса на северо-западе Канады (Mo, Cu, Ag, Au). С малыми интрузиями в дистальных частях последнего связаны месторождения W, Mo, As, Bi, Cu, Pb, Au, Ag. Сюда же относятся более фрагментарные кайнозойские пояса на окраинах Иранского массива в Загросе и Афганского массива в Восточном Пакистане (Cu, Mo, Ag, Au), а также раннемезозойский пояс на окраине Тувино-Монгольского массива в Монголии (Cu, Mo).

2. Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Охотско-Чукотского типа, возникшие также над зонами субдукции Чилийского типа, но преимущественно на утоненной и незрелой континентальной коре и при активном пододвигании океанической плиты под континентальную. Характерны, прежде всего, месторождения золота и серебра, иногда с полиметаллами. Сюда относятся позднемезозойский Охотско-Чукотский пояс (Au, Ag), южная часть Кордильерского пояса в Мексике (Au, Ag, Cu, Pb, Zn), кайнозойские пояса Новой Гвинеи и Западного Лусона (Филиппины), позднепалеозойский пояс Узбекистана (Au, Ag, иногда Cu, Pb).

3. Окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса Малайского типа, образовавшиеся на умеренно мощной континентальной коре при относительно невысокой скорости субдукции и длительно устойчивом положении континентальной окраины. Обычны месторождения олова, вольфрама, иногда молибдена. Это Бирмано-Малайский (Sn, W), Катазиатско-Южно-Корейский (W, Mo со Sb, As) и Верхояно-Чукотский (Sn) мезозойские пояса. Более фрагментарными являются палеозойские пояса в пределах Тянь-Шаня (Sn, W) и на Тасмании (Sn, W, Cu, Zn, Bi, Ag, Pb).

Вулканические островные дуги фанерозоя

Эти структуры, как современные, так и их палеоаналоги в фанерозойских складчатых поясах, формировались над зонами субдукции Марианского типа с крутым погружением достаточно древней и тяжелой океанической литосферы. Для них наиболее характерны колчеданные месторождения полиметаллов и меди, нередко с благородными металлами. Это кайнозойские дуги Северной и Центральной Японии (Zn, Pb, Ag, Au), Восточных Филиппин (Zn, Cu, Pb, Ag), Гаити (Au, Ag, Zn, Pb)

и их палеоаналоги в Южной Испании (Zn, Ag, Au, Cu), Ньюфаундленде, в Аппалачах (Zn, Pb, Ag), на Урале (Cu, Zn, Au).

Зоны коллизии в складчатых поясах

1. Для таких зон часто характерна обдукция различных размеров пластин океанической коры поверх комплексов коры континентальной. Основные и ультраосновные породы пластин несут геохимические аномалии никеля и кобальта, достигающие промышленных концентраций только в латеритных корах, а также подформные и россыпные месторождения хрома. Подобные комплексы обдукции, содержащие крупные и суперкрупные месторождения, развиты в фанерозойских поясах на Восточных Филиппинах и в Восточной Индонезии, на Новой Гвинее, Кубе и в Мексике (Ni, Co), во Вьетнаме (Cr), на Урале (Cr, асбест).

2. С гранитоидным магматизмом коллизионных поясов связаны пегматитовые месторождения листового мусковита и редких металлов (Аппалачи, Сангилен, Алтай), а также гидротермальные и пневматолитовые оловорудные месторождения с W, Pb, Zn, Ag (Корнуолл, Рудные Горы).

Щиты древних платформ

1. Гранит-зеленокаменные пояса архея и палеопротерозоя содержат Ni-Co месторождения в коматитах (Западная Австралия, Квебек и Манитоба в Канаде), гидротермальные секущие и пластовые залежи руд Au, Ag, Cu, W, Mo, Zn, U (в Южной Индии и на Канадском щите (кратон Сьюперии)) и пегматитовые месторождения Ta, Li, Cs и мусковита (Канадский и Балтийский щиты, кратоны Зимбабве, Йилгарн и Пилбара).

2. Вулканогенно-осадочные железистые комплексы раннего докембрия включают крупные залежи железистых кварцитов (джеспилитов). Они широко развиты в Индии, Западной Африке, на Балтийском и Украинском щитах и в пределах Воронежской антеклизы Восточно-Европейской платформы, на Канадском и Бразильском щитах.

3. Глубокометаморфизованные гнейсы и сланцы раннего докембрия содержат графитовые, флогопитовые и бор-железорудные залежи (Мадагаскар, Центральный Алдан).

4. Проточехлы на докембрийском фундаменте, подвергшиеся существенной переработке, включают уникальные месторождения золота, урана и других металлов. Это Витватерсранд в ЮАР (Au, U, Ag) и Ашанти в Гане (Au, Ag).

Складчатые пояса позднего докембрия

1. Зоны развития метасоматически измененных терригенных пород. Сюда относятся медистые сланцы Родезийского пояса в Замбии и Заире (Cu, Co, Zn, Au, U).

2. Поля редкометалльных пегматитов характеризуются месторождениями Li, Sn, Ta, Cs, Be, благородных бериллов, топаза, амазонита (бразилиды, панафриканиды, ирумидиды и т.п.), иногда сопровождаемые гидротермальными месторождениями Sn, W, Ta (кибариды).

3. Зоны развития измененных островодужных комплексов с колчеданным оруденением установлены в Гренвилльском поясе Северной Америки (Южный Квебек) и содержат руды Cu, Zn, Au.

Фанерозойские чехлы древних и молодых платформ

К этой обстановке относится весьма разнообразный спектр перспективных комплексов.

1. Карбонатные чехлы, отвечающие древним шельфовым комплексам пассивных континентальных окраин, содержат стратиформное Pb-Zn оруденение, иногда с флюоритом (Северо-Американская, Сибирская платформы, Северная Африка).

2. Бокситоносные коры выветривания по богатым алюминием породам образуют крупнейшие скопления бокситов в Гвинее, Камеруне и Австралии.

3. Коры выветривания по основным и ультраосновным породам содержат остаточные месторождения железа и никеля в Гвинее.

4. Терригенные чехлы с месторождениями U, иногда с V и TR, известны в Средней Азии, Нигере и США.

5. Фосфатоносные комплексы чехлов, иногда с U и TR, отмечены во Флориде (США), Северной Африке, Иордании и Китае, где позднедокембрийские пластовые фосфориты местами метаморфизованы до апатитов.

6. С соляными куполами в чехлах связаны месторождения серы и сульфатов на севере Ирака и на юге США.

7. Терригенные чехлы с крупными осадочными месторождениями железа установлены в Ливии и Марокко, с месторождениями марганца – на Украине, в Конго, Габоне.

Зоны рифтогенеза

Особая группа комплексов, несущих крупные и суперкрупные месторождения, связана с зонами рифтогенеза, растяжения и утонения континентальной коры.

1. Рифты и зоны растяжения на утоненной континентальной коре включают осадочные серии, содержащие эвапориты (K, Na) и бораты в Рейнском грабене (Германия), Припятском прогибе (Белоруссия), Предуральском прогибе, на Сибирской платформе, Бразилии и Канаде. С вулканическими комплексами таких же структур на западе США в провинции Бассейнов и Хребтов связаны низко- среднетемпературные месторождения Be, флюорита, Sn, W, Au, Hg.

2. В бортах фанерозойских рифтовых зон вдоль ограничивающих их разломов развиты месторождения ртути и сурьмы (аргиллизитовая формация). Они установлены в Испании (Альмаден) и Алжире.

3. Зоны утоненной континентальной коры включают иногда комплексы, содержащие полиметаллическое оруденение (Zn, Pb, Ag). Примером служат месторождения на севере Австралии (Квинсленд – Северная Территория).

Ареалы внутриплитного магматизма

Эти структуры обычно в той или иной степени связаны с современными или палеоплумами, горячими точками и зонами рифтогенеза, часто предшествуя проявлению последнего. Среди них могут быть выделены следующие.

1. Ареалы гранитоидного магматизма повышенной щелочности приурочены чаще всего к щитам древних платформ. Для них присуще редкометальное и редкоземельное оруденение. Такие ареалы распространены в Африке – плато Джос в Нигерии (Nb), в Аравии – Гурайа (Ta, Nb, Zr), в Бразилии – Питинга (Ta, Sn), в Канаде – Стрейндж Лейк (Zr, Nb, Be, TR).

2. Ареалы щелочных интрузий с разнообразным набором рудных и нерудных полезных ископаемых распространены не только на щитах, но также в чехлах платформ и среди комплексов складчатых поясов фанерозоя. Эти ареалы включают крупные и суперкрупные месторождения на Кольском полуострове (апатит, нефелин, Ta, Zr, TR), на Сибирской платформе и в ее южном складчатом обрамлении (Nb, Ta, TR), на севере Сино-Корейской платформы (Fe, TR, Nb), на западе и на востоке Австралии и в ЮАР (Zr, Hf, Ti, TR), на западе США (TR).

3. Ареалы щелочных – ультраосновных интрузий с карбонатитами, часто имеющие кольцевую форму включают крупные месторождения Nb, TR, Ti, P, Zr, U (Бразилия, Сибирская платформа).

4. Ареалы дифференцированных расслоенных основных – ультраосновных интрузий чаще всего приурочены к зонам как фанерозойского, так и более древнего рифтогенеза, образуя специфические предрифтовые комплексы. Для них наиболее характерно сульфидное медно-никелевое оруденение. Крупные месторождения ассоциируют с этими ареалами на севере Сибири (Ni, Cu, Co, PGE), Кольском полуострове (Ni, Cu), юге Африки (Ni, Cu, Co, Cr, PGE), Канадском щите (Ni, Co, Cu, PGE).

Геолого-генетические типы крупных и суперкрупных месторождений

При обзоре распределения КСКМ по геолого-генетическим типам месторождений обращает на себя внимание практический паритет месторождений с очевидными связями с магматизмом (537), с одной стороны, и не обнаруживающих таких связей (549), с другой (таблица 6, рис. 10).

Среди первых явно преобладают объекты, тяготеющие к кислым и средне-кислым интрузиям нормальной и немного повышенной щелочности, а также связанные с наземным вулканизмом, где, кстати, также ведущую роль играют аналогичные по составу магмы, но внедрившиеся в приповерхностные уровни земной коры. Доля месторождений, обусловленных магмами с низкой кремнекислотностью, заметно ниже, но соотношение по щелочности обратное – массивы

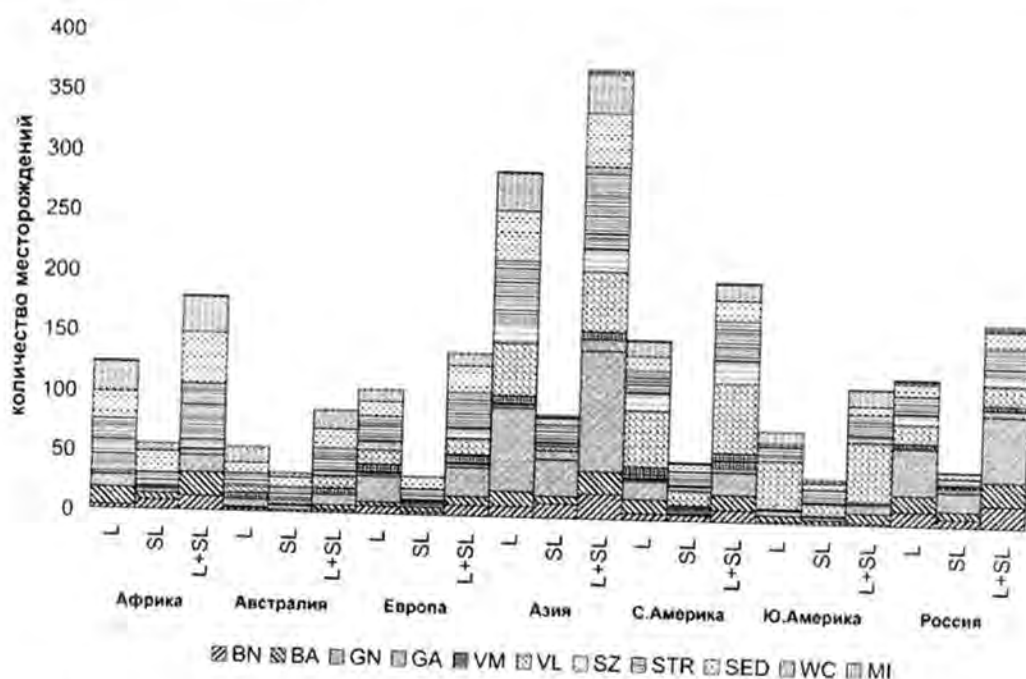


Рис. 10. Распределение по континентам крупных и суперкрупных месторождений различных геолого-генетических типов. Индексы типов по таблице 6

высокощелочных пород чаще находят с большими запасами минерального сырья. В амагматических структурах ведущая роль у стратиформных месторождений с явным или весьма вероятным эндогенным источником (тип STR). Количество крупных месторождений, сформированных в результате собственно осадочных процессов или выветривания, также весьма значительно.

Все это определенно указывает на важность для анализа металлогении крупных и суперкрупных месторождений областей с абсолютно разной насыщенностью магматогенными породами, т.к. в самом общем случае на открытие таких объектов равноперспективны и те, и другие. Но конкретная металлогения таких областей, несомненно, будет отличаться.

Россия в отдельности характеризуется преобладанием среди крупных и суперкрупных месторождений объектов, связанных с магматизмом. Такая же, в принципе, картина сложилась в Азии и обеих Америках. Для Африки и Австралии очевидно обратное соотношение (рис. 10).

Рудные гиганты от просто суперкрупных и крупных отличаются тем, что они имеют повышенные доли в группах, связанных с интрузивным магматизмом (рис. 11). В других группах наблюдаемые соотношения близки к паритетным с некоторым преимуществом у более мелких объектов.

Таким образом, начат анализ информации, сведенной в базе данных и на карте крупных и суперкрупных месторождений мира. Пока обобщены только результаты самого «верхнего» уровня. В дальнейшем этот анализ может быть сосредоточен на более локальных структурах, на отдельных эпохах, на индивидуальных типах месторождений. Кроме того, имеющаяся информация может быть легко скомбинирована с другими пространственно распределенными данными, например, космогеологическими, геофизическими для целей анализа глубинного строения и космического образа КСКМ. Это открывает новые возможности для продвижения вперед в понимании как глобальной, так и региональной минерагии крупных и суперкрупных месторождений.

Распределение крупных и суперкрупных

		Типы месторождений*	Африка			Азия			Европа		
			круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего
В связи с интрузиями	1	Связанные с нормальной щелочности и субщелочными основными и ультраосновными интрузиями (BN)	4	8	12	9	12	21	6	3	9
	2	Связанные с щелочными основными и ультраосновными интрузиями, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами, кимберлитами и лампроитами (BA)	14	6	20	13	6	19	4	3	7
	3	Связанные с интрузиями нормальной щелочности и субщелочных диоритов, гранодиоритов, гранитов (в т.ч. в их скарнах, грейзенах, штокверках, надинтрузивных бекчиях, пегматитах) (GN)	11	3	14	69	31	100	22	3	25
	4	Связанные с интрузиями сиенитов, щелочных сиенитов, щелочных гранитов (GA)	3	2	5	3	7	10	2	0	2
В вулканических структурах	5	Связанные с подводным вулканизмом (вулканогенно-колчеданные, в коматиитах и т.п.) (VM)	0	0	0	7	0	7	8	0	8
	6	Связанные с орогенным наземным вулканизмом (порфировые, Кируна-тип и т.п.) (VL)	0	0	0	45	4	49	11	2	13
В существенно осадочных и метаморфогенно-осадочных толщах	7	Связанные с разломами и трещинными зонами (сдвиговые зоны, зоны несогласия и т.п.) (SZ)	6	1	7	16	2	18	7	1	8
	8	Стратиформные месторождения в осадочных и осадочно-метаморфических породах с первично эндогенным происхождением рудного вещества (эксталяционно-осадочные, типа Миссиссипи, железистые джеспилиты, медистые и свинцово-цинковоносные песчаники и т.п.) (STR)	37	11	48	52	16	68	21	10	31
	9	Терригенно- и хемогенно-осадочные месторождения, россыпи (SED)	24	18	42	40	5	45	13	10	23
	10	Коры выветривания, зоны приповерхностной инфильтрации (WC)	24	6	30	32	1	33	10	0	10
	11	Метаморфогенные и импактные месторождения (MI)	1	0	1	1	2	3	0	0	0
		ВСЕГО	124	55	179	287	86	373	104	32	136

Примечание.

* - полигенные месторождения, в которых есть руды нескольких типов отнесены к тому из них, чей вклад в формирование рудного вещества был важнейшим; месторождения, даже с преобладанием руд, вторично обогащенных в зонах выветривания, окисления или россыпях ближнего сноса, но имеющие выявленный рудный крупнотоннажный коренной источник, который при современных технологиях в мире можно считать рудой, были классифицированы по исходному типу; в скобках даны условные сокращения названий типов, использованные на рисунках

месторождений мира по геолого-генетическим типам

Австралия			Северная Америка			Южная Америка			Мир			Россия		
круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего	круп- ные	супер- круп- ные	всего
3	0	3	5	5	10	2	0	2	29	28	57	12	6	18
1	2	3	12	1	13	4	4	8	48	22	70	13	7	20
6	3	9	16	3	19	5	2	7	129	45	174	39	16	55
0	0	0	1	2	3	1	1	2	10	12	22	2	4	6
5	1	6	10	2	12	0	0	0	30	3	33	3	0	3
6	4	10	47	12	59	40	10	50	149	32	181	16	1	17
2	2	4	15	4	19	3	1	4	49	11	60	8	1	9
9	9	18	19	13	32	8	11	19	146	70	216	16	6	22
9	8	17	12	6	18	3	5	8	101	52	153	10	4	14
12	4	16	12	1	13	10	3	13	100	15	115	2	0	2
0	0	0	1	0	1	0	0	0	3	2	5	1	1	2
53	33	86	150	49	199	76	37	113	794	292	1086	122	46	168

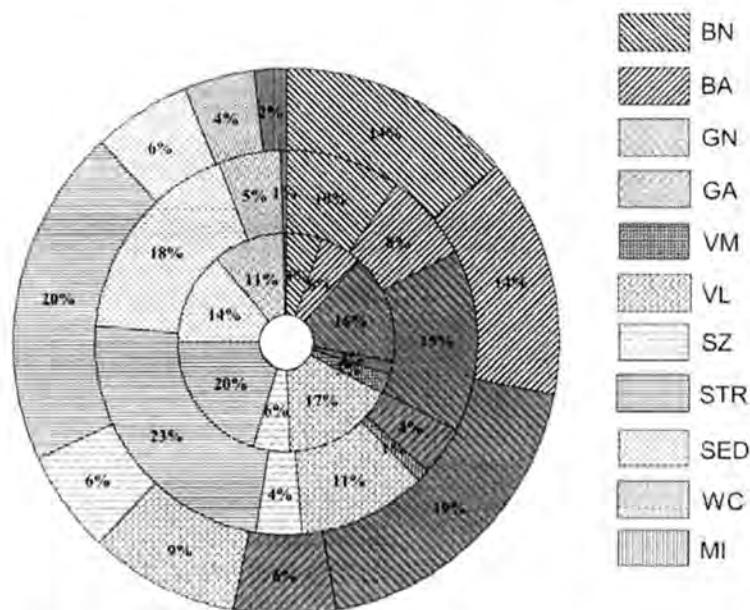


Рис. 11. Соотношение месторождений различных геолого-генетических типов среди всех крупных и суперкрупных месторождений (внутренний круг), только суперкрупных месторождений (средний круг) и рудных гигантов (внешний круг). Деление по типам соответствует данным таблицы 6

Литература

1. Заверткин В.Л., Комаров М.А., Оганесян Л.В. Гигантские и крупные месторождения в минерагеническом потенциале земной коры // Разведка и охрана недр. 2003. № 8. С. 2-9.
2. Лаверов Н.П., Винокуров С.Ф. Условия образования крупных и суперкрупных полихронных месторождений урана (на примере Северной Австралии). М.: ВИНТИ, 1988. 282 с.
3. Неженский И.А. Сравнительный стоимостной анализ минерально-сырьевой базы России // Региональная геология и металлогения. 2001. № 13,14. С. 70-76.
4. Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 298-303.
5. Рундквист Д.В. Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, этапы и стадии рудообразования // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 11-24.
6. Ткачев А.В. Геотектоническая обусловленность эволюции формаций гранитных пегматитов в неогее // Тектоника неогее: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2001. Т. 2. С. 227-230.
7. Томсон И.Н. О критериях оценки масштабности рудных месторождений // Известия АН СССР, серия геологическая. 1979. № 6. С. 97-106.
8. Уран России (атлас) / Под ред. Лаверова Н.П. М., 2000. 40 с.
9. Фролов А.А., Толстов А.В., Белов С.В. Карбонатитовые месторождения России. НИА-Природа, М., 2003. 493 с.
10. Шехтман П.А., Королев В.А. Принципы прогнозирования геологических позиций крупных гидротермальных месторождений // Известия АН СССР, серия геологическая. 1979. № 9. С. 114-123.
11. Knoper M., Jordan T.H., Ashwal L.D. Thinspot origin for the Bushveld Complex // [www.geocities.com / Yosemite / Trails / 1453/faf4bic2.htm](http://www.geocities.com/Yosemite/Trails/1453/faf4bic2.htm). 1999. 12 p.
12. Laznichka P. Giant ore deposits: a quantitative approach // Global Tectonics and Metallogeny. 1983. Vol. 2. 1-2. Pp. 41-63.
13. Laznichka P. Quantitative relationships among giant deposits of metals // Economic Geology. 1999. Vol. 94. 4. Pp. 455-474.
14. Rundkvist D.V., Kravchenko S.M. The role of geologic time in the genesis of giant mineral deposits // Global tectonics and Metallogeny. 2001. Vol. 7. N 3. 4. Pp. 195-201.
15. The mineral resources of South Africa. Council for Geoscience. Ed. by Wilson M.C.G., Anhaeusser C.R. Pretoria. 1998. 740 p.
16. Walraven F., Armstrong R. A., Kruger F. J. A chronostratigraphic framework for the northcentral Kaapvaal craton, the Bushveld Complex and the Vredefort structure; Tectonophysics. 1990. Vol. 171. Pp. 23-48.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КРУПНЫХ И СВЕРХКРУПНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Ю.Ф.Мальшев, М.В.Горошко, С.М.Родионов, Н.П.Романовский
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск

Устойчивое экономическое развитие России требует обнаружения и вовлечения в эксплуатацию крупных и сверхкрупных месторождений полезных ископаемых как наиболее рентабельных, обеспечивающих добычу минерального сырья на многие десятилетия (Рундквист, Кравченко, 1996). Это особенно важно для Дальнего Востока, где они могут оказаться рентабельными даже в районах со слабо развитой инфраструктурой. Дальневосточный регион обладает реальными перспективами выявления новых крупных месторождений золота, олова, полиметаллов, урана, платины, никеля, кобальта, редких и редкоземельных элементов.

Рассматриваемая территория охватывает юг Дальнего Востока России и сопряженные с ним районы Северо-Восточного Китая. Она располагается в области сочленения крупнейших трансрегиональных складчатых поясов Азии – Центрально-Азиатского и Тихоокеанского, обрамляющих окраины Сибирской и Северо-Китайской платформ (рис. 1). Здесь известно большое количество месторождений и рудопроявлений, входящих в состав металлогенических зон, рудных районов и узлов различных типов эндогенной минерализации и разной промышленной значимости.

Задачами настоящего исследования являлось установление связей глубинного строения территории с положением рудных районов (узлов), перспективных на обнаружение крупных и сверхкрупных месторождений, определение глубинных геофизических характеристик таких рудных районов и построение глубинных геодинамических моделей их формирования. При этом основное внимание уделялось глубинному строению (Гатинский, Рундквист, 2004) и глубинной геодинамике (Добрецов и др., 2001; Добрецов, 2003) литосферных плит и блоков.

В Институте тектоники и геофизики ДВО РАН на указанную территорию составлены, совместно с китайскими геологами, тектоническая карта и схемы тектонического и металлогенического районирования (Карсаков и др., 2003), а также карты мощности и типов земной коры и литосферы, плотностные, геоэлектрические, скоростные, геотемпературные, магнитные и комплексные модели литосферы, её слоёв и подлитосферной мантии (Мальшев и др., 2002, 2003, 2004). На основе этих материалов проведено сопоставление позиции рудных районов (узлов), в пределах которых уже известны или прогнозируются крупные и сверхкрупные месторождения золота, олова, урана и других металлов.

Среди известных рудных объектов следует отметить: Центрально-Алданский, Нижне-Амурский – золоторудные, Хингано-Олонойский, Баджальский, Комсомольский – оловорудные, Кондерский – платиновый, Эльконский – ураново-рудный районы и узлы. Несомненный интерес представляют объекты на территории КНР – медно-золоторудный узел Добаошань и золоторудный район Муданьцзян, располагающиеся в непосредственной близости к российской территории (Минеральные..., 1999), а также золоторудные месторождения в гранит-зеленокаменных раннедокембрийских образованиях Северо-Китайской платформы (Чанбайшань, Сича). Аналоги последних могут быть обнаружены на Сибирской платформе. В указанных районах возможно не только наращивание запасов на известных крупных месторождениях, но и открытие новых (таблица).

Другая группа рудных районов имеет предпосылки выявления крупных и сверхкрупных месторождений мирового уровня (типа Сигар-Лейт, Вольси-Бей, Норильское, Байян Обо, Карлин, Горевское и др.) и характеризуется глубинными геофизическими признаками, установленными для рудных объектов первой группы (таблица).

Среди элементов глубинного строения выделяются зоны повышенных градиентов их мощности и изменений физических свойств, наиболее крупная из которых Пограничная (на территории Китая Дахинган-Тайханская) гравитационная ступень, и аномалии изометричной формы разных размеров коровой, литосферной и сквозьлитосферной природы. Пограничная гравитационная ступень и зоны градиентов меньшего ранга контролируют положение осадочных бассейнов, в том

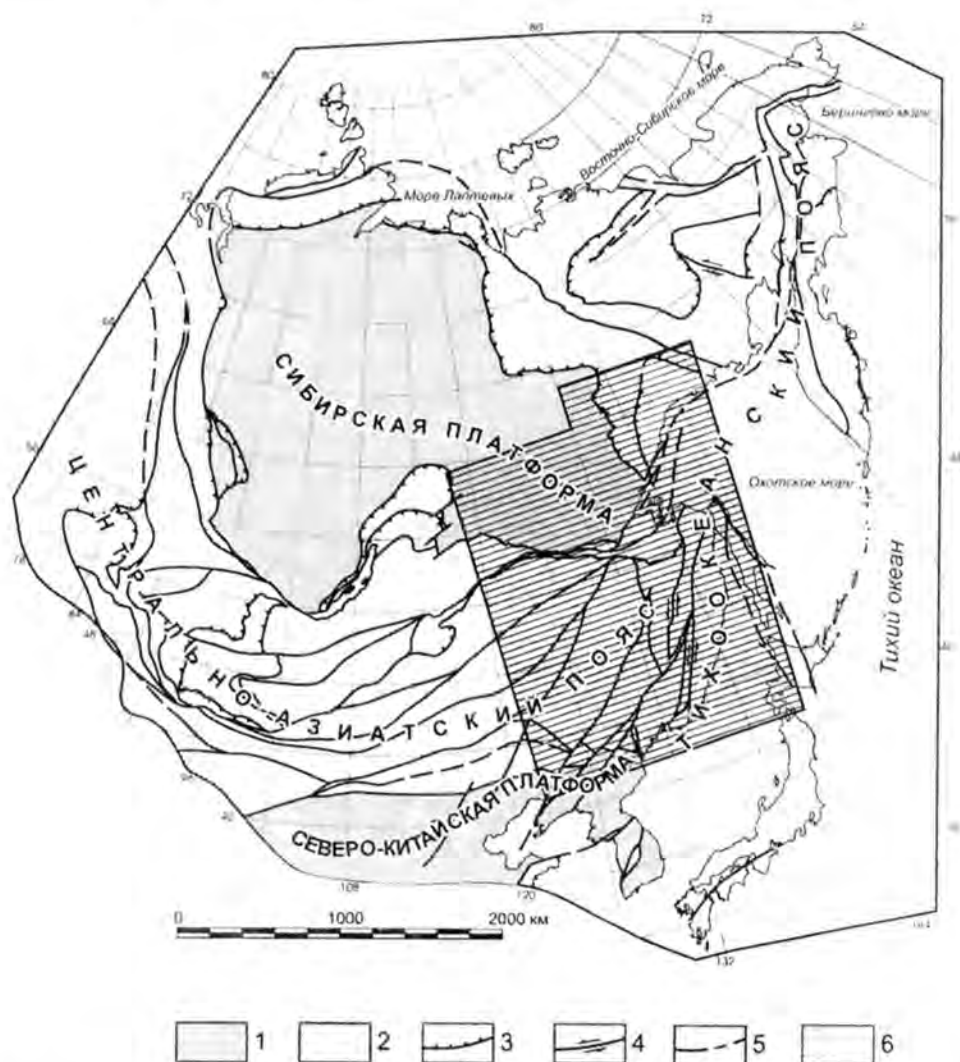


Рис. 1. Положение изученной территории в структурах Северо-Востока Азии (тектоническая основа по Парфенову и др., 2003, с упрощениями):

1 – древние платформы; 2 – орогенные пояса; 3 – надвиги; 4 – сдвиги; 5 – прочие разломы; 6 – рассматриваемая территория

числе нефтегазоносных, вулканических поясов и связанных с ними рудных районов. Их роль нами рассматривалась в предыдущих работах (Мальшев, 1993).

Меньшее внимание уделялось глубинным структурам изометричной формы. Наиболее крупная (700×1000 км) из них, Мая-Селемджинская структура, охватывает юго-восток Сибирской платформы, восточную Монголо-Охотского и северо-западную Сихотэ-Алинского орогенных поясов, а также северо-восточную части Цзямусы-Буреинского массива (Мальшев и др., 2001). Она представлена глубинными неоднородностями верхнекорового, корового и литосферного уровней, смещенными друг относительно друга и круто погружающимися под платформу (рис. 2). Наиболее яркой её особенностью является локализация в ней 14 из 19 рудных районов (узлов) (таблица).

Зона сочленения юго-восточного фланга Сибирской платформы и Монголо-Охотского орогенного пояса в пределах рассматриваемой геофизической аномалии частично перекрыта системой мезозойско-кайнозойских наложенных депрессий (Боконская, Верхнезейская и др.) и Удской вулканической зоной позднеюрско-раннемелового возраста (рис. 2). Пограничное положение к Сибирской платформе занимает Галамская зона восточного фланга Монголо-Охотского орогенного пояса. На севере она ограничена Улигданским, а на юге – Тугурским разломами. Эта зона обладает

Таблица

Геолого-геофизические характеристики рудных районов (узлов), перспективных на обнаружение крупных и сверхкрупных месторождений

№ п/п	Рудные районы (РР), рудные узлы (РУ)	Известные крупные месторожде- ния	Характеристика оруденения		Тектоническое положение		Глубинные геофизические характеристики			Признаки проявления плазмов					
			ведущий металл	воз- раст	структуры основания	наложенные структуры	земная кора	лито- сфера	Плотность, г/см ³		Скорость Vp в подложке литосферы, км/сек	Температура на поверхности Мохо, °С	геофизиче- ские	магматизм	
									поверхность консолидиро- ванной коры	поверх- ность мантии					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
1.	Горби- Хоминский РР		редк-зем Pb,Zn	R ₃	Верхояно- Колымский орогенный пояс	осадочный бассейн	36	120- 140	2,72	3,20	8,17	500	--		
2.	Арбастах- ский РУ	Арбастах- ское	Nb, Ta	R ₃	Сибирская платформа	интрузии центрального типа	44	100- 120	2,67	3,20	8,16	800	восходя- щего	ультра- основной- щелочной	
3.	Конкулин- ский РУ		U, Au	R ₁	-«-	осадочный бассейн	44	80- 100	2,77	3,22	8,12	850	восходя- щего	основной- щелочной	
4.	Центрально- Алданский РР	Курапакское, Лебединое, Эльское	Au, U	MZ	-«-	интрузии центрального типа	44	140- 160	2,70	3,18	8,23	400	нисходя- щего	щелочной	
5.	Лантарский РР		Ni, Co, Pt	PR ₁	-«-	апориты	34-36	70-80	2,70	3,22	8,12	500	восходя- щего	ультра- основной	
6.	Покровский РУ	Боруликан, Покровское	Cu, Au	MZ	Аргунь- Мамынский микроконтинент	вулканический пояс	41	80- 100	2,65	3,36	8,12	850	-«-	гранитоид- ный- щелочной	
7.	Хигано- Олонойский РР	Хиганское	Sn	MZ	Цзымусь- Малохинган- ский микроконтинент	-«-	38	110- 130	2,67	3,36	8,17	300	нисходя- щего	-«-	
8.	Баджалский РР	Правоурмий- ское	Sn	MZ	Сихотэ- Алиньский орогенный пояс	-«-	34-38	60-80	2,62	3,25	8,12	700	восходя- щего	-«-	
9.	Комсомоль- ский РР	Солечное, Фестиваль- ное	Sn	MZ	-«-	гранитоиды	40	70-80	2,57	3,32	8,12	600	-«-	-«-	
10.	Нижне- Амурский РР	Многовер- шинное	Au	MZ	-«-	вулканический пояс	34	100- 120	2,60	3,25	8,35	450	нисходя- щего	-«-	
11.	Лермонтов- ский РР	Лермонтов- ское	W	MZ	-«-	гранитоиды	34-36	170- 190	2,62	3,32	8,05	500	-«-	базальтовый	
12.	Могочин- ский РР	Могочинское	Au, U, Be	MZ	Аргунь- Мамынский микроконтинент	вулканический пояс	37	160- 170	2,62	3,27	8,50	300	-«-	щелочной	

типичным для аккреционного клина строением (Парфенов и др., 1999). В ее составе выделяются три раннесреднепалеозойские (S, D, C₁) породные ассоциации, неоднократно повторяющиеся в разрезе. Эти ассоциации представлены следующими формациями: кремнисто-терригенно-вулканогенной, терригенной турбидитовой и терригенно-карбонатно-кремнистой олистостромовой с включениями диабазов. В современной структуре каждая из ассоциаций отделена от смежной зонами вязких разломов, подчеркнутых интенсивным разлинзованием, будинажем и сланцеватостью со структурами течения (Наталин, Попеко, 1991). Ранне- среднепалеозойские отложения содержат фаунистические комплексы бореального типа, присущие Сибирской палеобиогеографической провинции. В отдельных тектонических клиньях отмечаются пермские песчаники и конгломераты (Парфенов и др., 1999; Роганов, 1977), содержащие флору Ангарской палеобиогеографической провинции. Зона обладает сложным чешуйчато-надвиговым строением и представляет собой зону «хаотического олистостромового меланжа» (Мартынюк и др., 1983) с северной вергенцией пликативных структур, обусловленной субмеридиональной ориентировкой деформирующих напряжений (Наталин, Попеко, 1991).

По составу породных ассоциаций, по фаунистическим характеристикам и по своей структуре Галамская зона принципиально отличается от остальной части Монголо-Охотского пояса, что дает основание рассматривать ее в качестве инородного образования, сформированного в более высоких широтах и аккретированного к структурам Монголо-Охотского пояса предположительно в позднем триасе-ранней юре в процессе закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Парфенов и др., 2003).

Расположенные южнее Ульбанская зона Монголо-Охотского орогенного пояса и Баджалская зона Сихотэ-Алинского орогенного пояса сложены турбидитовыми отложениями палеозойско-раннемезозойского возраста с тетическими фаунистическими комплексами. В основании отложений Баджалской зоны присутствуют позднеюрские спрединговые базальты, что, по мнению А.И.Ханчука (2000) фиксирует переход от субдукции к латеральному скольжению субдуцированной плиты в северном (в современных координатах) направлении вдоль палеоконтинентальной окраины.

Самая южная часть Мая-Селемджинской структуры пространственно совпадает на поверхности с северным флангом Цзямусы-Буреинского массива, который рассечен левосторонними сдвигами на серию линейных блоков, последовательно перемещенных друг относительно друга к северу и образующих таким образом наблюдаемую ныне "зубчатую" форму восточной границы данного геоблока.

Мая-Селемджинская литосферная структура фиксируется изменениями мощности литосферы от 80-90 до 150-170 км за её пределами на платформе, мощности земной коры, соответственно, от 35-40 до 42-46 км, температуры на поверхности Мохо от 600-900 до 300-400°C, скорости продольных сейсмических волн в подошве литосферы от 8.05-8.12 до 8.20-8.25 км/с. Последовательное погружение аномалиеобразующих объектов к северу дает основание для предположений о поддвижении структур Галамской зоны и восточного фланга Монголо-Охотского пояса под Сибирскую платформу в поздне триасовое - раннеюрское время. Определенным подтверждением этого служит характер деформаций рассматриваемых тектоно-стратиграфических образований с широким развитием напряженной складчатости северной вергенции и субширотных чешуйчато-надвиговых зон.

В соответствии с предложенной геодинамической моделью на рассматриваемой территории можно выделить три крупных литосферных блока: северный, представленный Алдано-Становым щитом; юго-западный, охватывающий жесткие структуры (микроконтиненты) восточной окраины Центрально-Азиатского складчатого пояса, ограниченные разломами системы Танлу (главным образом ее Итун-Иланьской ветви); восточный – наиболее мобильный блок, включающий Сихотэ-Алинский орогенный пояс, Галамское звено Монголо-Охотского и юго-восточную окраину Алдано-Станового щита, входящую в контур Мая-Селемджинской литосферной структуры. Юго-западный блок отвечает уточненным контурам Амурской плиты (Имаев и др., 2003).

Возникновение Мая-Селемджинской литосферной структуры, контролирующей размещение большинства рудных объектов, связывается с взаимодействием указанных трех литосферных блоков. Погружение литосферы под Алдано-Становой щит (рис. 3) привело к вскрытию горизонтов мантии и поступлению разогретых масс из-под плиты по наиболее проницаемым каналам к поверхности (осадочные бассейны, глубинные разломы, базальтоиды).

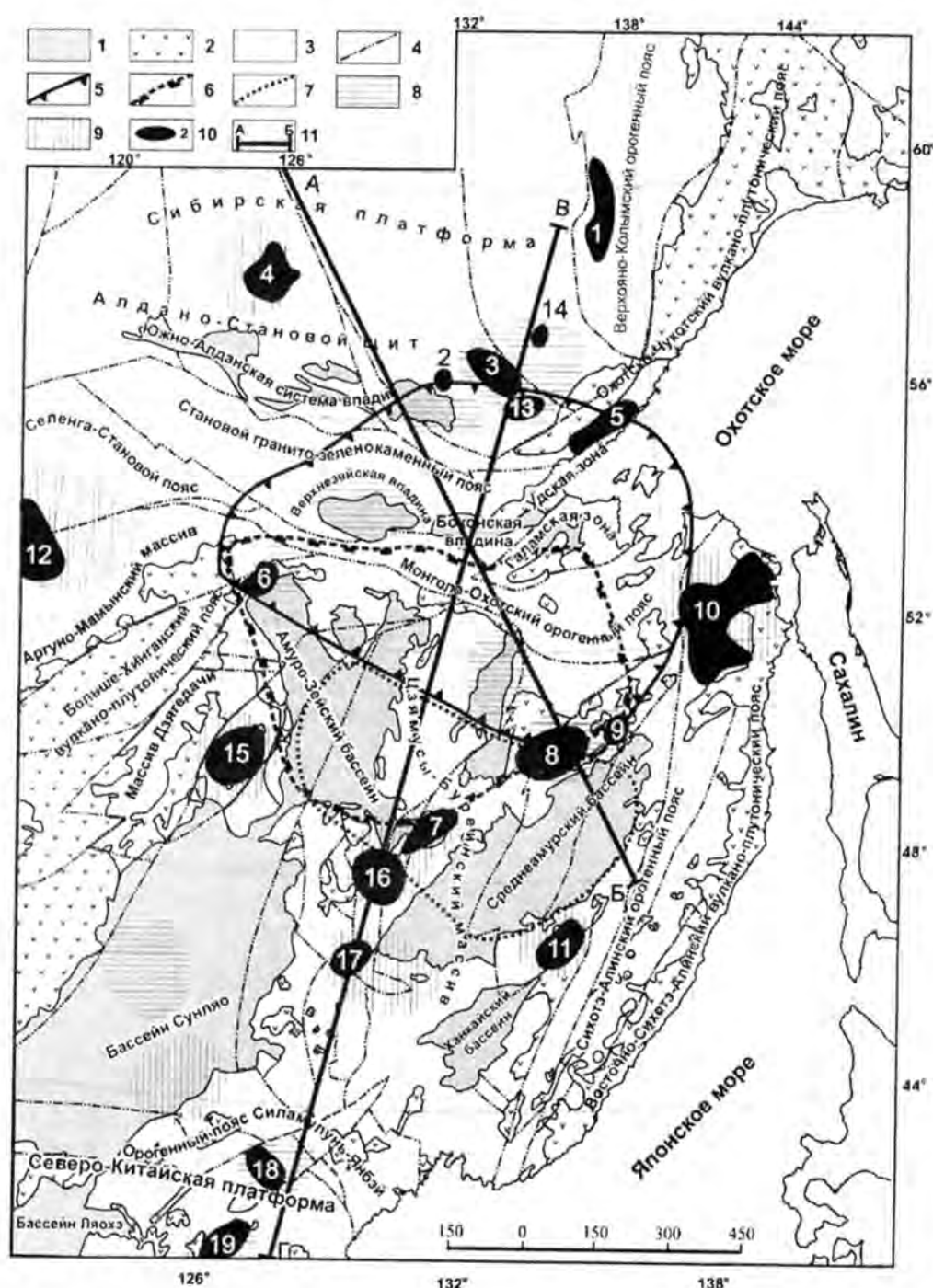


Рис. 2. Тектоническая схема с элементами глубинного строения, контролирующими рудные районы (узлы), перспективные на выявление крупных и сверхкрупных месторождений (тектоническая основа по Карсакову и др., (2003), с упрощениями):

1 — впадины, выполненные мезозойско-кайнозойскими отложениями; 2 — мезозойско-кайнозойские магматические пояса; 3 — основные тектоно-стратиграфические подразделения; 4 — главные разломы; 5-7 — контуры аномальной литосферной структуры: 5 — в верхней мантии, 6 — в нижней части земной коры, 7 — в верхней части земной коры; 8-9 — области повышенных (8) и пониженных (9) значений теплового потока; 10 — рудные районы (узлы), перспективные на выявления крупных и сверхкрупных месторождений (номера соответствуют таблице); 11 — линии разрезов АБ и ВГ

Не исключено, что они связаны с латеральными плюмами Тихоокеанского суперплюма (Филатова, 2002; Добрецов, 2003). Следствием этих процессов является формирование «slab window». Северное ее ограничение, где сосредоточено значительное количество рудных объектов, примерно соответствует возможному восточному продолжению полосы мезозойских Южно-Якутских впадин. Эти впадины здесь перекрыты надвигами гнейсовых толщ, о чем свидетельствует обнаружение юрских отложений в эрозионных окнах среди гнейсов (бассейны рек Б.Тырган, Батомга).

Е.П.Максимовым (2003) изучена мезозойская магматическая зональность Алдано-Станового мезозойского геоблока и выделена мезозойская рудоносная магматогенная система, увязанная с зоной Беньюфа, погружающейся под щит с юго-востока на северо-запад. Это пространственно согласуется с излагаемыми в данной работе материалами. Можно отметить еще одну особенность региона – развитие роя даек диабазов палеозойско-рифейского возраста преобладающего северо-западного простирания, локализованных на поднятиях рельефа.

Другой тип аномальных литосферных структур овальной формы размерами от 100×150 км до 250×200 км подразделяется на две группы. Первая характеризуется повышением температуры на поверхности Мохо (среднее по 10 структурам 700°C), понижением скорости в подошве литосферы (среднее 8.16 км/с) и сокращением мощности литосферы (средняя 90 км). Она сопоставляется с проявлениями восходящих или горячих плюмов (Добрецов и др., 2001). Вторая группа характеризуется, соответственно, понижением температуры (среднее по 8 структурам 350°C), повышением скорости (средняя 8.24 км/с), утолщением литосферы (среднее 140 км) и относится нами к проявлениям нисходящих или холодных плюмов (рис. 2, таблица).

Характерной особенностью распределения этих групп является преобладающее размещение проявлений восходящих плюмов внутри Мало-Селемджинской литосферной структуры, а нисходящих – в ее окружении.

На территории Северо-Восточного Китая выделены мантийные плюмы и субплюмы главным образом на основании распределения полей кайнозойских базальтов (Deng Jinfu, et al., 1996). Независимо нами здесь показаны проявления как восходящих, так и нисходящих плюмов, которые значительно уступают по размерам субплюмам, выделяемым китайскими исследователями. В отличие от наших построений упомянутые авторы при выделении субплюмов не использовали геотермические данные, а представление глубинных палеотемператур на разрезах осуществляли по минеральным геотермометрам.

Анализ характеристик рудных объектов, помещенных в таблице и на рисунке 2, позволяет отметить ряд особенностей. Большинство рудных районов (узлов) локализовано в пределах жестких структур с докембрийским фундаментом: на платформах и микроконтинентах. В орогенных поясах находятся Баджальский, Комсомольский, Нижне-Амурский, Лермонтовский рудные районы (Сихотэ-Алинский мезозойский пояс) и рудный узел Добаошань (Северо-Хинганский палеозойский пояс).

Возраст оруденения близок возрасту наложенных структур (вулcano-плутонических поясов, интрузий, ареалов интрузивного магматизма, осадочных бассейнов).

Месторождения редких, редкоземельных элементов, урана, платиноидов, никеля и кобальта располагаются на платформах, олова и вольфрама – тяготеют к границам крупных блоков – микроконтинентов, в отличие от золота, месторождения которого находятся в различных тектонических обстановках.

Все рудные объекты контролируются зонами глубинных разломов, отмечающихся преимущественно зонами повышенных градиентов мощности земной коры и литосферы.

По глубинным геофизическим характеристикам рудные объекты принадлежат указанным двум группам литосферных структур, относящихся, соответственно, к восходящим и нисходящим плюмам (таблица).

Сопоставление указанных характеристик рудных районов (узлов), заключающих известные крупные месторождения, с характеристиками районов (узлов), где таковые прогнозируются, в целом не показывает значительных расхождений, что подтверждает правомерность выделения последних. Отметим, что проявления признаков восходящих плюмов установлены для Баджальского, Комсомольского оловорудных и Кондерского платинового рудных районов, а нисходящих – для

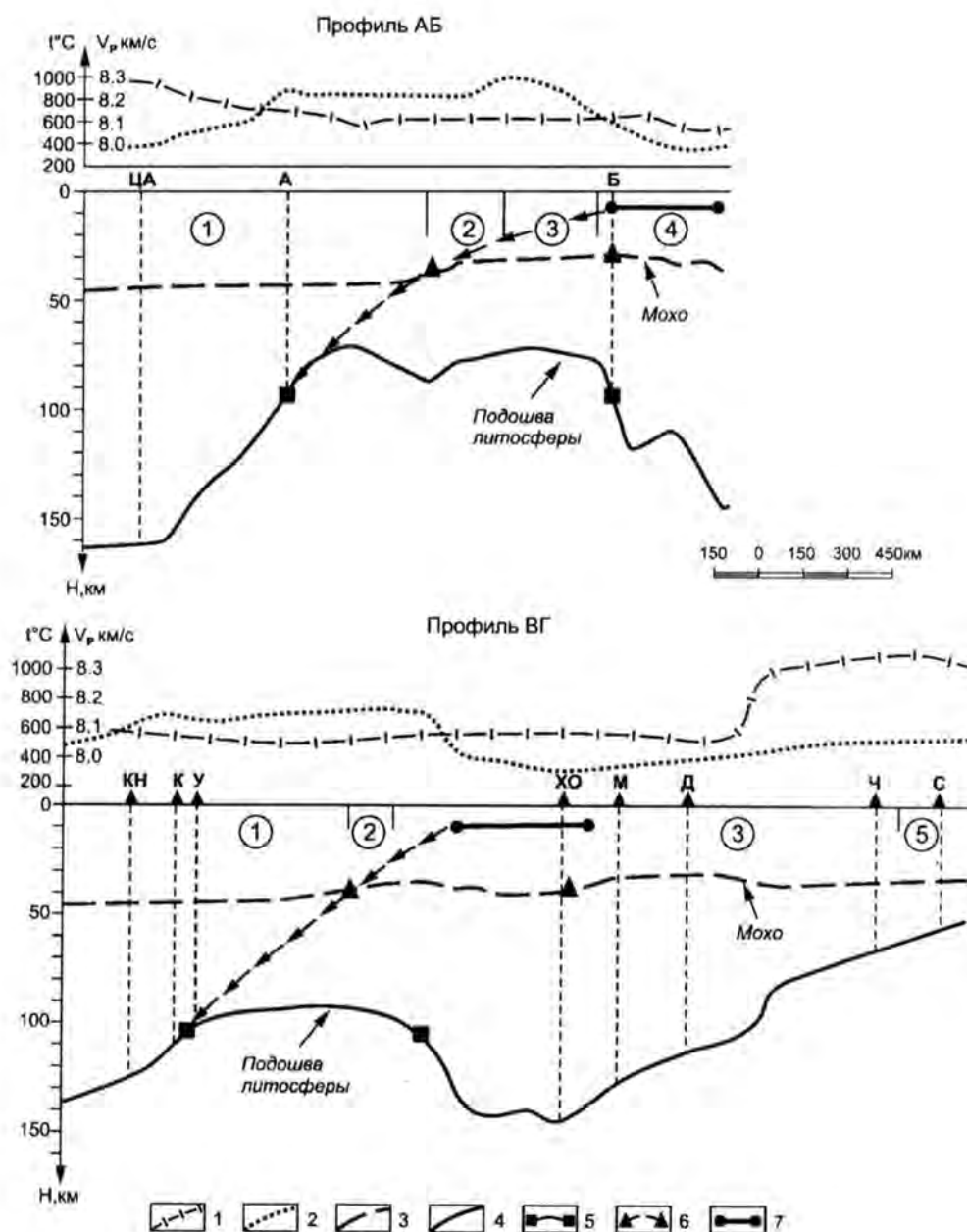


Рис. 3. Глубинные разрезы литосферы по профилям АБ:

1-4 – кривые геофизических параметров: 1 – скорости продольных волн в подошве литосферы (v_p , км/с), 2 – температуры на поверхности Моху ($t^\circ\text{C}$), 3 – мощности земной коры (км), 4 – мощность литосферы (км); 5-7 – положение границ аномальной литосферной структуры: 5 – в верхней мантии, 6 – в нижней части земной коры, 7 – в верхней части земной коры; положение рудных районов на разрезах: ЦА – Центрально-Алданского, А – Арбарастахского, Б – Баждальского, КН – Кондерского, К – Конкулинского, У – Улканского, ХО – Хингано-Олонойского, М – Муданьцзянского, Д – Добаошаньского, Чанбайшаньского, С – Сича; цифры в кружочках – тектонические подразделения: 1 – Сибирская платформа, 2 – Монголо-Охотский пояс, 3 – Центрально-Азиатский пояс, 4 – Сихотэ-Алинский пояс, 5 – Северо-Китайская платформа; стрелками показано направление предполагаемого поддвига Мая-Селемджинской литосферной структуры под Сибирскую платформу

Центрально-Алданского, Нижне-Амурского, Муданьцзянского золоторудных и меднопорфирового с золотом рудного узла Добаошань.

Наряду с перечисленными геофизическими характеристиками, нами привлекались и другие, которые из-за недостаточной изученности региона методом ГСЗ могли быть использованы только для 10 рассматриваемых рудных районов. К ним относится средняя плотность земной коры и литосферы. Повышенные значения этих параметров присущи рудным объектам, связанным с проявлениями нисходящих плюмов (Нижне-Амурский, Лермонтовский, Хингано-Олонойский, Могочинский, Добаошань, Дунфэншань). Объекты с признаками проявления восходящих плюмов совмещаются с зонами повышенных градиентов этого параметра (Баджальский, Покровский, Комсомольский, Чанбайшань и Сича).

Наибольший интерес с точки зрения поисков новых крупных и сверхкрупных месторождений платины, никеля, урана, редких, редкоземельных и других металлов по полученным данным представляет северная часть Мая-Селемджинской структуры, охватывающая юго-восточную окраину Алдано-Станового щита. Разновозрастность оруденения объясняется не только наложенной природой проявлений восходящих плюмов, но и возможным пульсационным характером формирования их в прошлом.

Наличие контрастных глубинных аномалий с признаками проявлений нисходящих плюмов, фиксирующих крупные месторождения золота, меди, вольфрама, указывает на необходимость доизучения причин их пространственного размещения и глубинной геодинамической природы.

Литература

1. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков // Геотектоника. 2004. С. 3-20.
2. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1. С. 1243-1261.
3. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «Гео», 2001. 406 с.
4. Карсаков Л.П., Чжао Чуньцзин, Малышев Ю.Ф. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии (IV Косыгинские чтения). Хабаровск, 2003. С. 7-16.
5. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита. Автореферат докторской диссертации, Якутск, 2003. 44 с.
6. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Каплун В.Б., Подгорный В.Я., Романовский Н.П., Шевченко Б.Ф. Литосфера Дальнего Востока: деструкция, типы, аномалии // Закономерности строения и эволюции геосфер: VI Международный междисциплинарный научный симпозиум. Хабаровск, 2004. С. 176-183.
7. Малышев Ю.Ф., Горнов П.Ю., Карсаков Л.П., Лу Цзаосунь, Манилов Ф.И., Подгорный В.Я., Романовский Н.П., Шевченко Б.Ф. Литосфера области сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатого поясов // Тектоника и геофизика литосферы: материалы XXXV Тектонического совещания, М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 325-328.
8. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение Восточной Азии и размещение минерального сырья. Автореферат докторской диссертации. Хабаровск, 1993. 50 с.
9. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф. и др. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1:500000. Объяснительная записка. Хабаровск, 1983. 52 с.
10. Минеральные ресурсы Китая / Сост. Федорчук В.П. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999. 279 с.
11. Натальин Б.А., Попеко Л.И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 2. С. 81-89.
12. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
13. Рогов Г.В. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой геосинклинальной системы. Автореферат кандидатской диссертации, Хабаровск, ИГиГ ДВО РАН, 1977. 24 с.
14. Рундквист Д.В., Кравченко С.М. промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 32. № 3. С. 298-303.
15. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5-34.
16. Филатова Н.И. Связь кайнозойского вулканизма окраинно-континентальных зон растяжения Евразии с тектоно-магматическими событиями в Тихом океане (петролого-сейсмотомографические данные) // Тектоника и геофизика литосферы (материалы совещания). М.: ГЕОС, 2002. Т. II. С. 268-271.
17. Deng Jinfu, Zhao Hailing, Luo Zhaohua, Cuo Zhengfu and Li Yuwen. Mantle Plume beneath China // Continental Dynamics, Institute of Geography, CAGS. 1996. Vol. 1. N. 1. Pp. 64-69.
18. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese Ch.R., Scholl D.W., Fujita k. Phanerozoic Tectonic Evolution of the Circum-North Pacific. USGS Professional Paper 1626, Denver, 2000. 122 p.

Научное издание

Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования

**РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕРВОГО ГОДА ИССЛЕДОВАНИЙ
ПО ПРОГРАММЕ**

**Отделения наук о Земле Российской Академии наук:
"Генетические особенности и условия формирования
крупных и суперкрупных месторождений
стратегических видов минерального сырья
и проблемы их комплексного освоения"**

Утверждено к печати
Ученым Советом ИГЕМ РАН
13.10.2004



Издательская группа
Центра инновационных проектов ИГЕМ РАН
Ответственный редактор И.А.Чижова
Компьютерная верстка:
М.А.Ушаков, А.Ю.Мурашов

Подписано к печати 20.10.2004
Формат 60-90/8. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч. изд. л. 54.
Тираж 300 экз. Заказ № 7

Типография издательства «Радио и связь»,
103473 Москва, 2-й Щемиловский пер., 4/5,
при участии ООО «Связь-Принт»