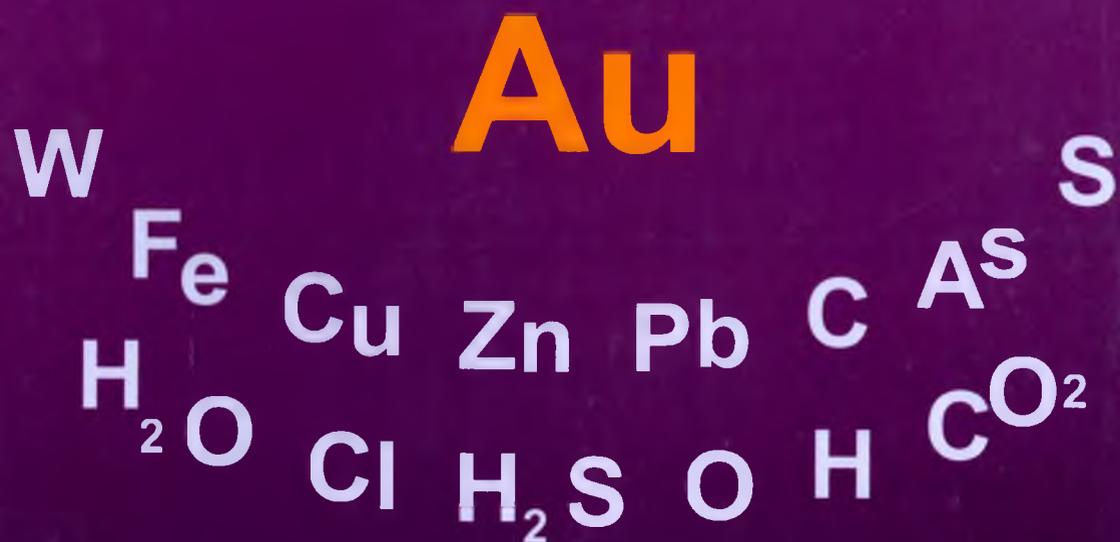


В.Ф.ПРОЦЕНКО

# АЛГОРИТМЫ РУДОГЕНЕЗА В ЗЕМНОЙ КОРЕ



Ташкент 2020

**ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН  
ПО ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ**

**ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ»**

**В.Ф. Проценко**

**АЛГОРИТМЫ РУДОГЕНЕЗА  
В ЗЕМНОЙ КОРЕ**

**Ташкент 2020**

УДК 553.21/24

ББК 31.1

П 84

**В.Ф. Проценко. Алгоритмы рудогенеза в земной коре** / Гл. ред. Б.Ф. Исламов, отв. ред. М.У. Исоков. – Т.: ГП «ИМР», 2020. - 180 с.: [25] илл., [14] табл., библиогр. 229 назв.

**ISBN 978–9943–6025–2–6**

Охарактеризовано значение детальных структурно-текстурно-минералогических исследований в оценке роли основных минерагенических процессов в возникновении рудных концентраций в пределах земной коры. Механизмы мобилизации, миграции и концентрирования отдельных химических элементов и их комплексов, энергетика выветривания, седиментации, диагенеза, метаморфизма, вулканизма и интрузивного магматизма обсуждены на основе анализа особенностей формирования руд золота, вольфрама, железа, меди, цинка и свинца на рудных полях и месторождениях всех континентов. Показаны определяющая роль седиментогенных накоплений этих металлов в протоосадках рудолокализирующих черносланцевых и вулканогенно-карбонатно-кремнистых толщ и однотипная последовательность их метаморфогенно-метасоматических преобразований в глубинах литосферы.

Детальностью выявления минералогических и геохимических особенностей формирования рудных тел и месторождений всецело определяются критерии и диагностические признаки генетической типизации минералов, горных пород и руд, принципы составления региональных схем (моделей) рудопродуктивного минералообразования, ответы на вопросы об источниках рудообразующего вещества.

Работа может быть полезной в выборе оптимальной гипотезы рудогенеза для прогнозирования, поиска и оценки объектов рудного сырья в конкретных геологических ситуациях.

**УДК 553.21/24**

**ББК 31.1**

Главный редактор

***Б.Ф. Исламов***

Ответственный редактор

***М.У. Исоков***

Рецензенты

***Б.С. Нуртаев***

***Ю.Б. Ежков***

**ISBN 978–9943–6025–2–6**

© В.Ф. Проценко, 2020

© ГП «ИМР», 2020

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге детализируются представления о рудогенезе как о продукте круговых вещественно-энергетических взаимодействий одновременно развивающихся процессов денудации, седиментогенеза, метаморфизма, магматизма, стимулируемых тектогенезом в литосфере.

В представления о рудогенезе она вносит существенные дополнения на основе самых общих законов развития геологической минерагении: сохранения вещества и энергии, тенденции их развития к минимуму внутренней энергии при любых температурах, принципа тормозящего противодействия Ле-Шателье. Утверждение, что процессы геологической минерагении не создают элементы (металлы), а лишь перераспределяют их в геологическом пространстве с изменением минеральных форм – главный тезис обзора.

На примере золота, вольфрама, железа показаны условия формирования ресурсных накоплений и рудных концентраций в осадочно-метаморфических толщах и массивах магматических пород. Автором применён метод прямого прослеживания участия гипергенных, осадочно-диагенетических и метаморфогенно-метасоматических минеральных форм рудообразующих химических элементов в формировании промышленно значимых рудных концентраций. Выявлены и проиллюстрированы многие детали поведения золота в условиях гипергенеза, формирования осадочных пород и их преобразованиях в региональном и контактовом динамотермальном метаморфизме.

Особо интересными для геологов могут быть проработки вопросов энергетики минерагении в земной коре от гипергенеза, седиментогенеза и метаморфизма к зарождению и развитию анатектических гранитоидных массивов. Многочисленными минерально-химическими преобразованиями вещества горных пород показано, что для температурно прогрессирующего метаморфизма осадочных пород иногда не требуется поступление тепла извне. К особо значимым в генерации тепла отнесены процессы гидратации вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, в т. ч. серпентинизация высокожелезистых интрузивных и эффузивных производных магм основного и ультраосновного составов.

Для многих метаморфогенных и метасоматических преобразований горных пород не требуется и поступление вещества извне. «Окварцевание» горных пород часто развивается на основе кремнекислоты, высвобождаемой метаизменениями их же минералов: каолинизация и серицитизация полевых шпатов, серицитизация и биотитизация глинисто-хлоритовой составляющей осадочных пород, серпентинизация и амфиболизация пироксенов и оливинов магматических образований. Для развития подобных преобразований пород необходимо лишь поступление воды.

В современных гипотезах тектоники литосферных плит энергетика спрединга и субдукции связывается с конвективными перемещениями масс в астеносфере и мантии, вещественно неохарактеризованными плюмами из ядра Земли. Приращение объёма твёрдых фаз при серпентинизации основных и ультраосновных пород столь значимо, что автор не без оснований считает этот феномен процесса, развивающегося непосредственно в земной коре, одной из главных причин структурных преобразований осадочно-метаморфических толщ и интрузивных массивов, рудных полей и месторождений, взлома литосферных плит и их раздвижения.

Минерально-химические реакции используются в этой работе как важнейший инструмент вскрытия сути процессов мобилизации, миграции и концентрирования металлов и сопутствующих элементов в пределах земной коры, количественной оценки результатов прогрессивных и регрессивных метапреобразований рудовмещающей среды.

Книга рассчитана на внимание студентов и преподавателей учебных заведений геологического профиля, геологов, практикующих в геологической съёмке, прогнозировании, поисках и оценках месторождений рудного минерального сырья.

Ответственный редактор  
**М.У. Исоков**  
доктор геолого-минералогических наук

Прогрессирующее истощение большинства наиболее востребованных видов минерального сырья в освоенной части земной коры ставит перед науками геологического профиля задачи повышения качества прогнозирования традиционных и новых генетических типов месторождений на ранее недоступных территориях и глубинах при резком сокращении возможностей прямого полевого и лабораторного изучения состава, условий формирования и залегания рудных концентраций.

Жизненность любой гипотезы, претендующей на руководящую роль в прогнозировании, поисках и оценках месторождений рудного минерального сырья, зависит от детальности проработки основ рудогенеза в коре выветривания, в осадочном, метаморфическом, магматическом и гидротермальном породообразовании с фактологическим обоснованными ответами на вопросы об *источниках рудообразующих элементов, условиях их мобилизации, миграции и концентрирования в ограниченном объеме геологического пространства.*

Влияние гипотез тектоники литосферных плит на развитие практически всех дисциплин геологического познания земной коры обусловило ослабление внимания к теоретическим основам рудогенеза в последние 50-70 лет. Примером этому может служить монография «Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг.» без попытки оценить роль данного пароксизма в рудогенезе.

В предлагаемой работе обзорные условия формирования рудных концентраций ряда химических элементов в круговом взаимодействии процессов выветривания осадочных, метаморфических и интрузивных пород, континентального и морского седиментогенеза, диагенетической литификации, регионального и контактового динамотермального метаморфизма, зарождения, внедрения и кристаллизации магматических масс предпринято по «завещанию» В.И.Вернадского (1955, т. II, с. 9): *«...Пересмотр природных химических соединений Земли с точки зрения химических процессов, в ней идущих, ... есть главная задача минералогии, которая, подобно химии, должна изучать не только продукты химических реакций, но и самые процессы реакций»*

В представлениях о рудогенезе в пределах земной коры она вносит существенные дополнения на основе самых общих законов развития геологической минерагении: сохранения вещества и энергии, тенденции их развития к минимуму внутренней энергии при любых температурах, принципа тормозящего противодействия Ле-Шателье. Утверждение, что процессы геологической минерагении не создают элементы (металлы), а лишь перераспределяют их в геологическом пространстве с изменением минеральных форм – главный постулат обозрения.

Условия формирования рудных месторождений золота, вольфрама, железа, меди, цинка и свинца обсуждены по результатам прямого прослеживания участия гипергенных, осадочно-диагенетических и метаморфогенно-метасоматических минеральных форм этих металлов в формировании промышленно значимых рудных концентраций в ограниченном геологическом пространстве.

Интересными для геологов могут быть проработки вопросов энергетике минерагении в земной коре от гипергенеза, седиментогенеза и метаморфизма к зарождению и развитию анатектических гранитоидных массивов. На примере многочисленных минерально-химических преобразований горных пород показано, что для температурно прогрессирующего метаморфизма осадочных пород иногда не требуется поступление тепла извне. К особо значимым в генерации тепла отнесены процессы гидратации вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, в т. ч. серпентинизации высокожелезистых производных магм основного и ультраосновного составов.

Для многих метаморфогенных и метасоматических преобразований горных пород не требуется и поступление вещества извне. Многочисленными минерально-химическими реакциями показано, что в большинстве случаев для развития метасоматических преобразований пород все необходимые компоненты имеются в них непосредственно. Во многих случаях «окварцевание» горных пород развивается на основе

кремнекислоты, высвобождаемой метаизменениями их же минералов: каолинизация и серицитизация полевых шпатов, серицитизация и биотитизация глинисто-хлоритовой составляющей осадочных пород, серпентинизация и амфиболизация пироксенов и оливиров. Минерально-химические реакции используются в этой работе как важнейший инструмент вскрытия сути процессов мобилизации, миграции и концентрирования металлов и сопутствующих элементов в пределах земной коры.

Достоин внимания геологов и тезис о существенной роли метапреобразований некоторых пород в тектогенезе осадочных толщ и интрузивных массивов. Приращение объёма твёрдых фаз при серпентинизации основных и ультраосновных пород столь значимо, что этот процесс может быть одной из главных причин раздвижения литосферных плит и роста срединно-океанических хребтов.

Соотношения руд и рудовмещающих пород в пределах рудных полей Узбекистана показали полигенность и полихронность концентраций не только золота и его спутников в черносланцевых толщах (ЧТ), но и вольфрама, железа, меди. На основе их накоплений (иногда промышленных) ещё при седиментогенезе и диагенезе рудных концентрации возникали (или преобразовывались) при неоднократном прогрессирующем или регрессирующем термоградиентном метаморфизме рудолокализирующих пород. На всех рудных полях выявлены факты рудоносности и безрудности однотипных метасоматитов, золотоносности и стерильности синхронных кварцевых жил, неоднозначно интерпретируемые соотношения оруденения с интрузивными образованиями, дайками и разрывными структурами.

В поисках источников рудогенерирующих компонентов заслуживает особого внимания нарастающий поток информации о металлоносности неконсолидированных осадков на дне бассейнов современной седиментации. В геологической литературе почти практически не освещалась роль в эндогенном минерагенезе веществ, поступающих из коры выветривания пород и руд на континентах, гальмиролиза пород и диагенеза осадков в океане, как и роль воды океанов с её уникальными концентрациями и запасами хлора, натрия, серы (сульфатной), магния. Формирование соленосных толщ невозможно представить без проникновения рассолов NaCl и KCl глубоко в земную кору по разломам, оформлявшим грабены и горсты солеродных бассейнов.

Представления о генезисе месторождений полезных ископаемых на данный момент в полной мере отразились в историях открытия, изучения, оценки и освоения золоторудных «гигантов» Витватерсранд, Мурунтау и Сухой Лог. Под влиянием гипотез постагматического гидротермального минерагенеза на Мурунтауском рудном поле во второй половине XX столетия системно вскрывались кварцевые жилы, разломы и пояса даек. Промышленное значение объекта с многократным увеличением запасов металла выяснилось лишь при оценке стратиформно-штокверковых проявлений золотосодержащей минерализации в породах рудолокализирующей ЧТ. Прослежено участие седиментогенных и диагенетических минеральных форм золота в формировании рудных концентраций золотосульфидного, золотосульфидно-кварцевого и золотокварцевого типов в Западном Узбекистане.

Привлечь внимание к необходимости выяснения генезиса рудных концентраций на основе современных представлений о причинно-следственных соотношениях гипергенеза, седиментации, вулканизма, интрузивного магматизма, метаморфизма и тектогенеза в развитии земной коры – главная цель этой публикации.

Работа выполнена по совету доктора геолого-минералогических наук М.У.Исочкова при благотворном внимании руководителей Госкомгеологии Республики Узбекистан Б.Ф.Исламова, И.Б.Турамуратова, ГП «Институт геологии и геофизики» Х.Д.Ишбаева, Б.С.Нуртаева, ГП «Центральная лаборатория» Х.С.Сабирова, академика РАН Е.Г.Ожогойной. Не менее благодарен автор геологам, проявлявшим интерес к его исследованиям рудогенеза в черносланцевых толщах Западного Узбекистана.

## ОСНОВЫ ДИАГНОСТИКИ И ТИПИЗАЦИИ МИНЕРАЛОВ, ГОРНЫХ ПОРОД И РУД

*«Главная цель разумного изучения природы состоит в том, чтобы в разнообразии узнать единство, в частностях объять всё то, что нам передано открытиями прежних веков и настоящего времени... Познавая природу, мы можем смело идей совпадать с грубым материалом эмпирического наблюдения»* А.Гумбольдт (Забелин, 1988, с. 262).

*«... Классификации служат руководством к исследованиям, и ошибочные классификации могут привести к ошибочным выводам»* (Макдоналд, 1975, с. 402).

*«Неоднократно ставился... вопрос..., что должно быть первоосновой классификации изверженных горных пород: химический или минералогический состав? Для полной характеристики изверженной породы одинаково важны оба признака...»* (Левинсон-Лессинг, 1949, с. 136, 137).

*«Особые функции систематики горных пород состоят в обеспечении практической возможности ориентироваться в их множестве с учётом как структурно-текстурных и минерально-химических особенностей, так и постепенных переходов между их типами и видами»* (Проценко, 2016, с.48).

### 1.1. Задачи и критерии диагностики и типизации минералов

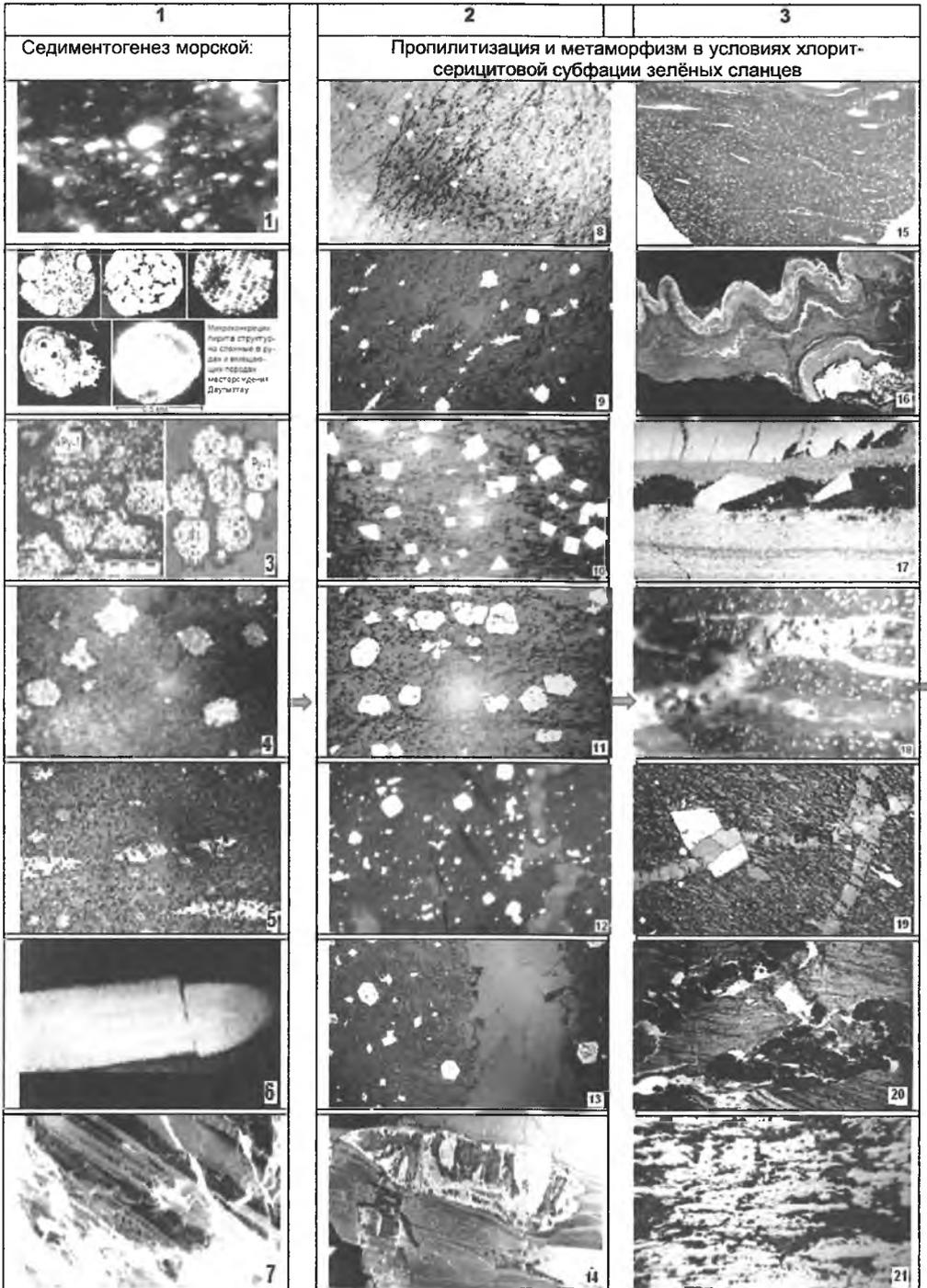
Минералогия – самая ранняя из дисциплин научного познания планеты по имени Земля. Минералами и их комплексами записаны наиболее важные события в её существовании и развитии, *летописи зарождения, развития, вырождения пород и руд, континентов и океанов*. По особенностям морфологии и внутреннего строения зёрен отдельных минералов, по структуре их моно- и полиминеральных агрегаций выявляется роль процессов выветривания и дезинтеграции пород на континенте, морской и/или континентальной седиментации, литогенеза, метаморфизма, магматизма, тектогенеза в формировании осадочных, метаморфических и магматических пород, в геологическом развитии регионов, в формировании месторождений рудного и нерудного минерального сырья.

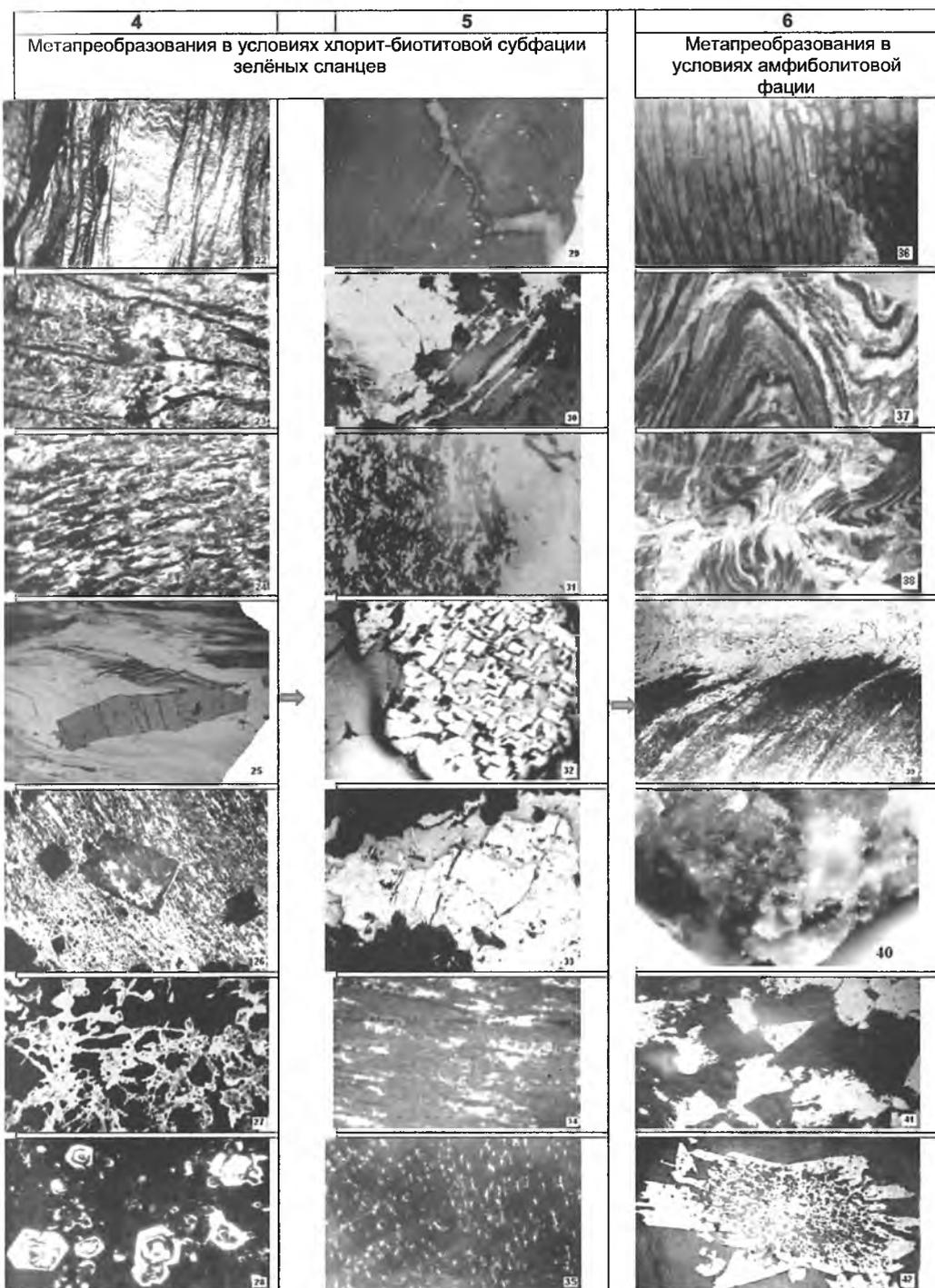
В каждом зерне минералов в полном объёме записана информация о его происхождении. Научиться её читать – главное условие успеха в развитии теории породо- и рудообразования, научном воссоздании физико-химических параметров осуществления минерагенических, литологических, стратиграфических, петрологических, геохимических, тектонических событий в каждом конкретном регионе. Данные минералогии в основе понимания процессов формирования минерально-сырьевых объектов, в их прогнозировании, поиске, разведке и оценке практической значимости, в разработке рациональных технологий хозяйственного использования. Табл. 1 даёт представление о многообразии форм нахождения пирита и других минералов в породах и рудах Черносланцевых толщ (далее ЧТ) Западного Узбекистана, локализирующих золоторудные месторождения.

Наиболее полные перечни диагностических свойств минералов и методов их выявления приведены в работах А.Г.Бетехтина (1961), П.Рамдора (1962), У.А.Дира, Р.А.Хауи, Дж.Зусмана (1965-1966), С.А.Юшко (1971), К.Хёрлбата и К.Клейна (1982), В.Ф.Проценко (2014, 2016). При диагностике минералов рыхлых и плотных пород и руд необходимо помнить об изменчивости большинства их свойств в зависимости от химического состава, изменяющегося в широких пределах под влиянием химизма вмещающей среды и способов её формирования.

Доминирующее значение в диагностике конкретных минералов имеют химический состав, плотность, твёрдость, светопреломление и отражение, магнитность, электропроводность, плеохроизм, изотропность-анизотропность, люминесценция, термолюминесценция, термоЭДС, для выявления которых используются количественные измерения.

Фотоалгоритм основных минерагенических событий в формировании пород и рудных концентраций золота в ЧТ Центральных Кызылкумов





Пояснения к табл. 1. Колонка 1 – седиментогенез пород черносланцевых толщ и сульфатредукционная углеродисто-золото-сульфидная специализация их в диагенезе (в отдельных местах – промышленные концентрации золота).

Колонки 2 и 3 – субравновесная перекристаллизация сульфидов с частичной очисткой их от примесей; первичное расщепление пород, макроконкреций и кристаллов пирита и арсенопирита; катаклаз и интенсивная коррозия колчеданных линз и слоев, метакристаллов пирита; появление первых прожилков и жил кварца (альбита, карбонатов, сульфидов); слабое «местное» перераспределение рудообразующих компонентов.

Колонки 4 и 5 – повторное (нередко третье) расщепление пород, брекчирование пород, коррозия выделений пирита и арсенопирита, пигментная и порфиروبластическая метабитотизация пород и ранее сформированных руд с интенсивной метапирротинизацией сульфидов и выносом серы, мышьяка, (золота). Колонка 6 – высокотемпературная метакалишпатизация пород и ранее сформированных руд с интенсивной термохимической деструкцией УВ и всех сульфидов, перераспределением золота, с переводом его в самородное состояние; формирование стратиформно-штокерковых залежей с рудными столбами в разрывных структурах.

Микрофото полированных и прозрачных шлифов пород и руд месторождений Даугызтау, Амантайтау, Мурунтау и др.; х30-70.

#### Пояснения к микрофотографиям.

**1** – морфология простых, структурно сложных и полиминеральных микроконкреций пирита (карбонатов, сфалерита); полир. шл., м-е Даугызтау. **2, 3** – равномерное распределение глобулярных микроконкреций пирита в сланцах; полир. шл., Даугызтау. **4** – линзовидные сгустки глобулярных микроконкреций пирита в метаалевролите; полир. шл., Даугызтау. **5** – глобулярные микроконкреции пирита и комковидные микроконкреции олигонита в метаалевролитах; прозр. шл., Даугызтау. **6** – слойчато-полосчатое распределение глобулярного пирита в метаалевролитах и сланцах: полир. шл., Даугызтау. **7** – конкреционные слои глобулярного пирита с содержанием золота 15 *г/т* иссечены прожилками безрудного кварца; полир. штуф, х 0,25, Амантайтау. **8, 9, 10, 11** – равномерное распределение пентагондодекаэдрических и кубических кристаллов и глобулярных микроконкреций пирита в метапесчаниках; полир. шл., Даугызтау и отдалённые фланги Мурунтау. **12, 13** – метавкрапленные руды с относительно равномерной вкрапленностью пентагондодекаэдрических кристаллов пирита и ромбических призм арсенопирита в метапесчаниках рассеяны бессульфидными прожилками кварца; полир. шл., Мурунтау (12), Даугызтау (13). **14** – пирит линзовидной макроконкреции полностью перекристаллизован при серицитизации пород; полир. шл., Даугызтау. **15** – довольно типичный облик золотосульфидных руд Даугызтау с примерным паритетом глобулярных микроконкреций, конкреционных линз и слоев пирита и его метакристаллов; полир. штуф, х0,3. **16** – смятие конкреционных слоев пирита в плейчатые складки: полир. штуф, х0,3, Кокпатаз. Такие же явления распространены в минерализованных породах западного фланга Мурунтауского рудного поля и на месторождении Амантайтау. **17** – катаклаз и милонитизация макроконкреций пирита в период преобразований пород в условиях хлорит-серицитовой субфации зелёных сланцев; полир. шл., Марджанбулак. **18, 19** – брекчирование золотосульфидных метавкрапленных руд и цементация их прожилками кварца; полир. шл., Даугызтау, Сарыбатыр. **20, 21** – расщепление пирита макроконкреций в условиях хлорит-серицитовой металеперождения и расщепления алюмосиликатного матрикса пород («пиритовый сланец»); полир. шл., Амантайтау (20), Марджанбулак (21). **22, 23, 24** – повторное расщепление пород на Мурунтауском рудном поле в условиях хлорит-биотитового металеперождения и участие в расщеплении прожилков и гнездовых сегрегаций кварца, прозр. шл. **25** – кливаж-расщепление метакристалла арсенопирита при повторном расщеплении породы при ее метабитотизации; прозр. шл., Писталитау. **26** – расщепление кварц-хлорит-альбитовых псевдоморфоз по метакристаллам пирита; прозр. шл., Амантайтау. **27** – интенсивный катаклаз и коррозия обломков пирита в колчеданных линзах; прозр. шл., Амантайтау. **28** – формирование полифутляривидных кристаллов пирита в ходе прожилковой альбитизации метагинимбритов и колчеданных линз; полир. шл., Амантайтау. Расщепление и коррозия метакристаллов пирита и арсенопирита широко проявлены по западному флангу Мурунтауского рудного поля. **29** – пересечение прожилка кварца, конформного напластованию метаалевролита, прожилком кварца с биотитовыми оторочками; прозр. шл., Мурунтау. **30** – полиминеральный кварц-пирротин-биотитовый порфиробласт в сланцах Мурунтау; полир. шл. **31** – характерные микроструктуры и текстуры пирротин-биотит-кварцевых сланцев в подрудных зонах; прозр. шл., Мурунтау. **32, 33** – пирротинизация метакристаллов и гнезд пирита (27) и арсенопирита (28); полир. шл., Мурунтау. **34, 35** – распределение пирротина в биотитовых сланцах и метаалевролитах Мурунтау (на микрофото 35 – пирротинном замещены глобулярные микроконкреции пирита); полир. шл., Мурунтау. **36-39** – характерные формы развития метакалишпатизации (с частичной или полной декарбонизацией) и десульфидизацией) метаалевролитов и сланцев в центральной части Мурунтауского рудного поля; на микрофото 39 – каёмка калиевого полевого шпата на контакте жильного кварца со сланцем; полир. штуфы, х0,3. **40** – скопление микрозёрен самородного золота в жильном кварце шеелит-золото-(актинолит)-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевого минерального комплекса; полир. шл., Мурунтау. **41, 42** – интенсивная коррозия метакристаллов арсенопирита в калишпатизированных породах Мурунтау, формирование коррозионно-сетчатых структур в крупных (1 см, фото 41), метакристаллах; полир. шл.

Химический состав минерала определяется с помощью разнообразных методик полного или сокращённого, количественного или качественного анализа (химический, атомно-абсорбционный, пробирный, пробирно-спектральный, масс-спектрометрический, спектральный, электронно-зондовый, рентгено-флюоресцентный, качественное

открытие отдельных химических элементов плечеными, твёрдофазными реакциями, открытием пламени и перлов их плавления). Нет, пожалуй, ни одного минерала с «абсолютно» постоянным химическим составом. У многих минералов содержание даже минералообразующих химических элементов изменяется в широких пределах из-за их компенсационных изо- и гетеровалентных взаимозамещений в кристаллических решётках (Fe и Mg в слюдах, амфиболах, пироксенах, оливинах, карбонатах, к примеру). Нередко идентичные по химическому составу минералы (кальцит и арагонит; пирит, марказит и мельниковит; алмаз и графит) относятся к разным сингониям, характеризуются разными плотностью и твёрдостью. Графит и алмаз, имеющие принципиально одинаковый химический состав, резко отличаются по твёрдости зёрен (у алмаза – 10, у графита – 1 по шкале Мооса). Имея качественно выполненный полный химический анализ, нельзя быть уверенным в индивидуальности окрашенного слюдистого минерала. В составе флогопита, биотита, стильпномелана, вермикулита содержания железа, магния, кремния и алюминия колеблются значительно (см. Дир и др., 1966, т. 3).

Различить близкие по химизму и физическим свойствам актинолит и роговую обманку помогают окраска, плеохроизм и угол погасания их призматических кристаллов. Основность плагиоклаза в прозрачных шлифах приблизительно можно оценить по углу симметричного погасания индивидов полисинтетических двойников (Кочурова, 1977, с. 65-67), но метод корректно применим только для разновидностей минерала с содержанием анортитовой составляющей более 40%.

Магнитная восприимчивость минералов зависит не только от содержания в их составе отдельных химических элементов, реагирующих на внешнее магнитное поле (преимущественно железо и некоторые представители из группы редких земель), но и от степени окисленности ферромагнетиков. Максимальной магнитной восприимчивостью обладают окислы железа с примерно равным содержанием в их составе двух- и трёхвалентного железа (магнетит, маггемит). Окислы железа с резким доминированием в их составе трёхвалентного железа характеризуются лишь как сильно электромагнитные минералы. Силикаты и алюмосиликаты двухвалентного железа распределяются во всех электромагнитных фракциях шлихов и концентратов. Примером резких различий в магнитной восприимчивости одного и того же минерала в зависимости от структуры кристаллической решётки при близком составе является пирротин. Ферромагнетизм проявляется у пирротина, более богатого серой. Справочник по физике (1977, с. 475) сообщает об анизотропии магнитных свойств у монокристаллов ферромагнетиков.

«Просто ошеломляет, что может показать исследование даже такого «тривиального» минерала, как пирит, в отношении различия в окраске, яркости, анизотропии, твёрдости (вследствие ничтожных химических примесей, дефектов кристаллической структуры или определённых условий образования)» – записал П.Рамдор в предисловии к изданию своей главной работы на русском языке. Приведённые в табл. 1 формы выделений пирита показывают далеко не всё многообразие осадочно-диагенетических, метаморфогенно-метасоматических проявлений этого минерала в породах ЧТ и локализованных в них рудах. Именно этот минерал даёт возможность проследить трансформацию осадочно-диагенетических комковатых и глобулярных микроконкреций и кристаллов, подчинённых деталям слоистости метаалевролитов и сланцев в метакристаллы, гнезда и прожилки брекчиевидных и вкрапленных руд. Это осуществляется ещё в «низкотемпературных» процессах диагенетической литификации протоосадков, пропилитизации и зеленосланцевого метаморфизма пород ЧТ собирательной перекристаллизацией микровыделений пирита с формированием более крупных кристаллов, отличающихся в рудах месторождения Даугызтау полизональным распределением мышьяка.

Вывод из краткого изложения основ диагностики минералов тривиальный. В определении конкретного минерала в породе или руде необходимо учитывать все свойства его проявлений в них, индивидуально каждое не исключает ошибок. По

отдельно взятому зерну чрезвычайно сложно определить способ образования минерала. При необходимости выявить генетическую природу его проявлений в рудах, локализированных в толщах неоднократно метаморфизованных осадочных пород, потребуются неоднократные макро- и микронаблюдения последовательности образования каждой из форм нахождения минерала по её структурно-текстурным соотношениям с «вмещающей средой» в обнажениях, штуфах и шлифах. Все морфогенетические различия пирита, отражённые в табл. 1, в той или иной мере проявлены в рудах и вмещающих породах Мурунтауского рудного поля. Неправильное определение одного минерала может изменить диагностику породы и руды; одно неверное суждение о способе его образования приведёт к ошибке в отнесении месторождения к конкретной формации, в суждении о генетическом типе месторождения, в прогностической оценке запасов в итоге.

В типизации (подразделении на вполне определённые группы и классы) минералов используется любое из их диагностических свойств: окрашенные и бесцветные; легкие и тяжёлые; магнитные, электромагнитные и немагнитные; изотропные и анизотропные; высоко-, средне- и низкопреломляющие. По строению кристаллических решёток и их отражению в форме кристаллов всё многообразие природных минералов разделяется на крупные группы, называемые в минералогии сингониями: кубическая, тетрагональная, гексагональная, ромбическая, моноклинная, триклинная (Проценко, 2016).

По типу химического соединения охарактеризованы (Бетехтин, 1961; Наумов и др., 1971) самородные элементы и интерметаллические соединения, сульфиды и сульфосоли, галоиды, окислы, гидроокислы, карбонаты, сульфаты, хроматы, фосфаты, арсенаты, ванадаты, силикаты. Даже качественное открытие в составе минерала одного из главных элементов позволит резко сократить перечень вероятных для него названий.

Систематики минералов по способу их образования (осадочные, гидротермальные, магматические, метаморфические) весьма условны и зависят от определения генезиса включающих их пород и руд.

## **1.2. Задачи и критерии диагностики и типизации горных пород.**

Разработка классификаций горных пород на единой основе, которые удовлетворяли бы всех геологов, – дело достаточно сложное, и по многим причинам даже бесполезное. Главную причину затруднений специалисты видят в многообразии горных пород и процессов их формирования. Ещё более сложными представляются вопросы типизации руд, валовый состав и строение которых во многом определяются вмещающими породами, а хозяйственная ценность реликтовыми и/или новообразованными минералами.

В большинстве предложенных классификаций горных пород учитываются способы их образования и условия залегания в земной коре, минеральный и химический составы, структуры и текстуры. Каждый классификационный признак позволяет выделять десятки типов магматических, метаморфических и осадочных пород с многочисленными разновидностями в каждом типе. Справедливость утверждения подтверждают песчаники: терригенные и вулканогенные, аркозовые и граувакковые, поли- и олигомиктовые, лито-, кристалло-пирокластические или смешанные, мелко-, средне-, крупно- и неравномернозернистые. Это лишь признаки, отражающие состав и размерность псаммитового обломочного материала. Все они могут различаться по степени его сгуженности и характеру мономинеральной, полиминеральной, терригенной, (био)хемогенной, или вулканогенной цементирующей массы. Конкретные виды песчаников достаточно существенно различаются по степени метаморфической преобразованности псаммитового материала и цементирующей массы. Всё это можно повторить в отношении большинства других пород.

По содержанию  $\text{SiO}_2$  петрографические кодексы рекомендуют различать среди магматических горных пород ультраосновные, основные, средние, кислые (30-45, 45-53, 54-64, 64-78%, соответственно). Однако, границы между группами условны; распространены промежуточные по составу породы с неодинаковым минеральным представлением  $\text{SiO}_2$ . Резкие различия по минеральному составу и структурно-текстурным характеристикам интрузивных и эффузивных магматических образований близкого химического состава обусловлены неодинаковой скоростью охлаждения и кристаллизации магматических расплавов.

Терригенные осадочные породы типизируются по гранулометрии обломочных зёрен: менее 0,01 мм – пелитоморфные глины, 0,01-0,1мм – алевриты и алевролиты, 0,1-1,0 – пески и песчаники, 1,1-10 мм – гравий и гравелиты, более 10 мм – галечники, конгломераты и брекчии. По величине минеральных зёрен интрузивные магматические образования упрощённо подразделяются на грубо-, крупно-, средне-, мелкозернистые, равномерно- и неравномернозернистые. В порфирах и порфиритах относительно крупные выделения минералов погружены то в мелкозернистую, то в стекловатую основную массу, в порфиридных гранитах и граносиенитах – в мелкозернистый или даже среднезернистый агрегат полевых шпатов, кварца и темноцветных минералов.

Неодинакова роль глобально проявляемой гравитации в текстурных особенностях пород этих же генетических групп; в морских осадочных породах она определяет слоистость толщ, в интрузивных породах её влияние «подавлено» высокой вязкостью магматического расплава.

Минеральный состав, безусловно, важнейший критерий диагностики и типизации горных пород. Для изверженных пород «кроме некоторых специальных случаев, нет надобности в большой точности измерения относительных количеств минералов в породе... Непрерывные переходы в минеральном (и химическом) составе изверженных горных пород не позволяют количественные отношения минералов, измеренные в одном или нескольких шлифах, распространять на значительные объёмы изверженной массы. Для целей классификации (определения вида) интрузивных пород в большинстве случаев достаточно приблизительного определения на глаз количественных отношений кардинальных и существенных минералов» (Заварицкий, 1956, с. 31-35). Неодинаков минеральный состав интрузивных и эффузивных производных химически идентичной исходной магмы.

Гранитоидные породы подразделяются по количественным соотношениям силикатных (светлых) и феррических (тёмных) минералов. Для ультраосновных пород классификационное значение имеют как количественные соотношения оливина и пироксенов, так и их минеральных разновидностей. В породах группы габбро наблюдаются отклонения в сторону то лейкократовых, то меланократовых типов. Породы группы диорита-андезита вещественно так тесно связаны с габброидами, что границу между ними можно намечать лишь условно. Нет чётких количественных различий в минеральном составе гранитов и гранодиоритов.

Продукты излившихся или выжатых на поверхность ультраосновных (меймечиты, пикриты), основных (коматииты, базальты и различные порфириты), средних (андезиты и андезитовые порфириты) и кислых (дациты, риодациты, риолиты, кварцевые порфиры, гранит-порфиры и т. п.) магм классифицируются по их минеральному составу, структурам и текстурам с обязательным учётом химического состава.

Минеральный состав важнейших осадочных пород предельно зависит от количественных соотношений продуктов механического, химического и биохимического седиментогенеза. Состав обломочных осадочных пород определён продуктами дезинтеграции магматических, метаморфических и осадочных (более древних) образований и седиментогенно-диагенетическими минеральными новообразованиями. В практике лабораторного описания песчаных пород по единичным шлифам затруднения

связаны со значительными колебаниями количественных соотношений зёрен псаммитовой, алевритовой и пелитовой размерностей.

Особого внимания заслуживают тонкообломочные (вулканогенные, терригенные и смешанные) осадочные породы с переменными количествами углестого вещества, толщи которых получили название черносланцевых (ЧТ). Для понимания значения пород с УВ в рудогенезе не менее важной составляющей являются и сульфиды, представленные в раннепалеозойских ЧТ Центральных Кызылкумов и Нуратау кристалловкрапленностью, микро- и макроконкрециями, слоями пирита (реже, арсенопирита), распределёнными то равномерно, то пятнисто, то слойчато-полосчато.

Карбонатные породы подразделяются по содержанию кальцита, доломита, сидерита. Среди них наиболее обычны известняки и доломиты, достаточно распространены, однако, рудные пласты сидерита. Только по различиям в способе образования и структуре в *Геологическом словаре* (1978) описано 38 разновидностей известняков. Неисчислимы их различия, выделяемые по наличию аутигенного и аллогенного некарбонатного материала.

В диагностике и типизации метаморфических пород равно значимы минеральный состав, структуры и текстуры, хотя в классификации Дж.Тернера и Дж.Ферхугена (1961) по минералогическому признаку названы только кварциты и мраморы.

Перерождение осадочных пород в метаморфические характеризуется развитием в них новообразований цеолитов, хлоритов, серицита, альбита, более основных плагиоклазов, слюд, тремолита, актинолита, роговых обманок, пироксенов в зависимости от термодинамических условий метапреобразований. Обилие хлорита, актинолита, эпидота типично для пород зеленосланцевой фации; широко в них распространены кварц, альбит, слюды, карбонаты, встречаются новообразования хлоритоида, стильпномелана, пумпеллиита. Зеленосланцевые породы низко- и высокотемпературной субфаций отличаются существенным развитием серицита и биотита, тогда как хлориты, меняя свой состав, устойчиво сохраняются в тех и других.

Для метаморфитов амфиболитовой фации типичны новообразования обыкновенной зелёной роговой обманки, альмандина, кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, обычны и устойчивы мусковит, а хлорит – неустойчив.

Условия (фациальные) регионального и контактового метаморфизма различны. В этом сказывается неодинаковое влияние на метаморфизм температуры и давления в каждой из геологических обстановок. В связи с этим Н.А.Елисеев (1963) различает серии фаций регионального и контактового метаморфизма. При описании коллекций прозрачных шлифов метаморфических пород он советует учитывать, что последовательное нарастание интенсивности метаморфизма в их составе отражается появлением индекс-минералов: хлорит → биотит → альмандин → ставролит → кианит → силлиманит (Там же, с. 302).

Распространённой ошибкой в определении типа сланцев является не всегда обоснованное исключение некоторых минералов из названия на основании бытующих предвзятостей о появлении их только в результате эпигенетических изменений: сульфидизации, карбонатизации, окварцевания.

Особенно сложным представляется распознавание первоприроды исходного материала в глубоко метаморфизованных вулканокластических пелито-алеврито-псаммитовых породах древних толщ. Только в шлифах наименее метаморфизованных туфопесчаников иногда удаётся видеть явные признаки участия в их сложении пирокластического материала в виде угловатых зёрен риолитов, вариолитов, андезитов, базальтов с каёмками закала расплава, с цементацией их слабо раскристаллизованным стеклом или с рогульчатым охватом одних зёрен другими.

Анализ условий метаморфизма терригенно- и вулканогенно-осадочных, интрузивно-магматических пород с помощью минерально-химических реакций позволяет количественно оценить результат конкретного минерального изменения, ориентиро-

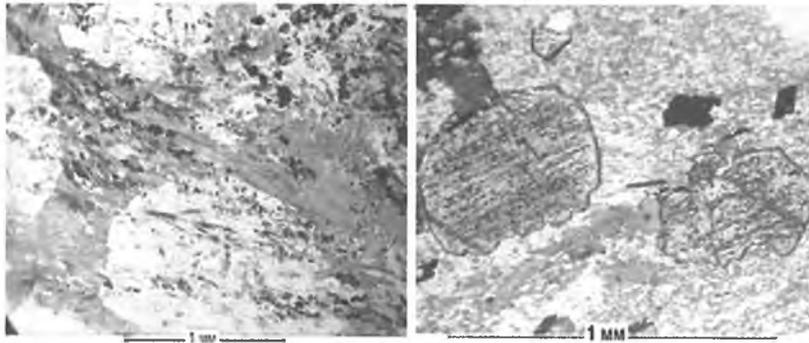
паться в вероятных «генеральных» направлениях миграции подвижных продуктов минерально-химических преобразований, нередко ведущих к формированию или перестроению рудных скоплений некоторых металлов. Многие из реакций, снимая проблемы соотношений метаморфизма и метасоматоза, указывают на основополагающую роль метапреобразований в рудогенезе.

Геологическая литература однозначно показала, что в диагностике и типизации любых горных пород не меньшее значение имеют их структуры и текстуры, детально охарактеризованные в соответствующих руководствах и учебниках по петрографии.

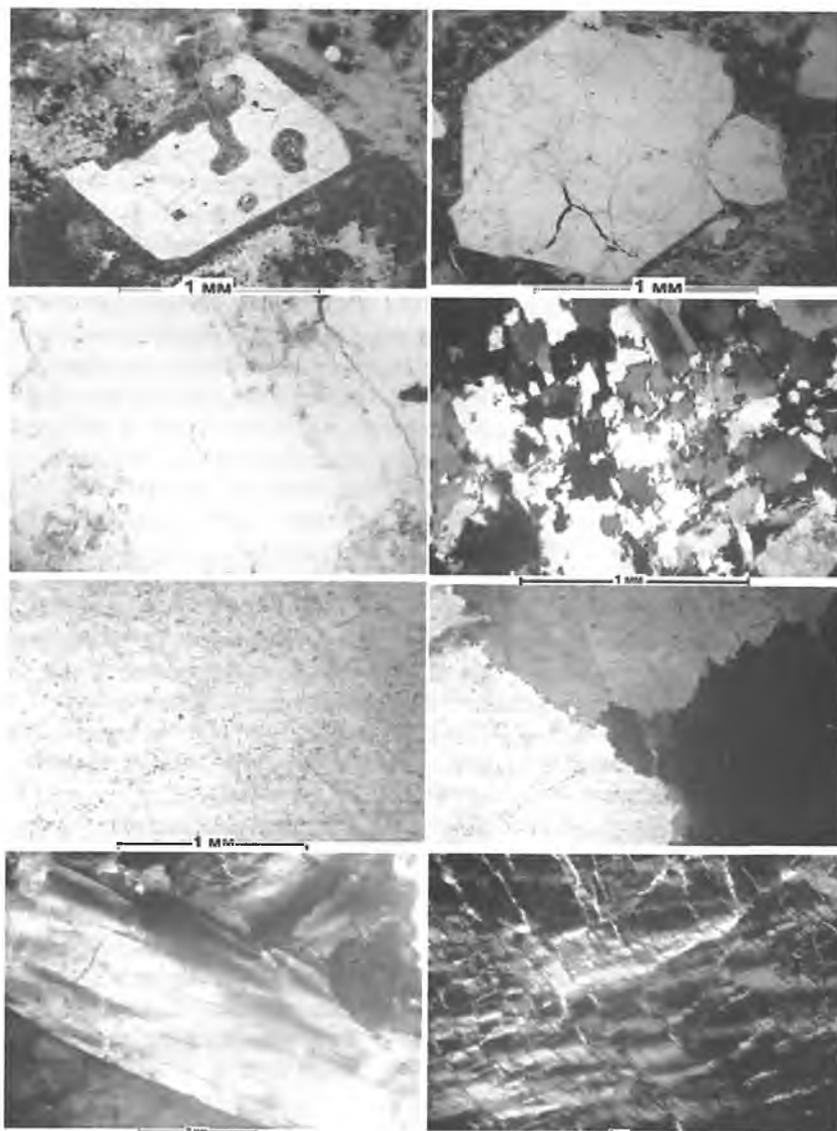
Отличительные признаки структур связаны с размерами (абсолютными и относительными) и формами зёрен минералов в породах конкретных генетических типов. Степень индивидуализации, величина и форма зёрен в магматических породах зависят от условий и длительности кристаллизации расплава с одновременным или последовательным выделением всех минералов, от интенсивности их взаимодействия. Поликристаллическим изверженным породам характерны структуры с идиоморфизмом зёрен всех или только некоторых минералов. В перидотитах и габбро идиоморфизм зёрен всех минералов «равный»; в гранитах отчётливо идиоморфны кристаллы плагиоклаза при ксеноморфизме зёрен кварца и калиевого полевого шпата. В порфирировидных разностях граносиенитов выделения калиевого полевого шпата часто представлены идиоморфными кристаллами.

Структура пород в экструзии кислой вязкой лавы на незначительных расстояниях изменяется от стекловатой до криптопорфировой. В одном и том же пирокластическом потоке, одной и той же палящей туче выделяются структуры от глыбовой до пелитоморфной по мере удаления от жерла вулкана иногда на многие десятки километров в стороны. Для игнимбритов и игнispумитов характерна слабая гранулометрическая сортировка обломочного материала. Ясно, что по описанию единичных обнажений, штучков и прозрачных шлифов подобных пород трудно дать общую характеристику вулкано-кластическому образованию на всём пространстве его развития.

В структурах и текстурах метаморфических пород отражаются условия твёрдофазного перерождения минералов и минеральных агрегатов. При низкотемпературном метаморфизме пирокластических, эффузивных и интрузивных пород замещения зёрен ряда минералов карбонатами, хлоритами, серицитом, маргаритом, опалом и халцедоном нередко осуществляются псевдоморфно, с сохранением их исходного структурного облика (см. иллюстрации к реакциям 7 и 50 в табл. 6). Под воздействием стрессовых напряжений «мягкие» минеральные составляющие горной породы приобретают структуры (и текстуры) твёрдофазного «течения», характерные для гнейсов и гранулитов (рис. 1). Зёрна и агрегаты «жестких» минералов в этих же условиях подвергаются грануляции, двойникованию (рис. 2), катаклазу и/или милонитизации.



**Рис. 1.** Пойкибластические структуры и текстуры твёрдофазного течения в гранулитогнейсах Зирабулак-Зиаэтинских гор. Прозрачные шлифы с одним николем; из материалов Центрально-Узбекистанской ГСПЭ.



**Рис. 2.** Структуры катаклаза, грануляции и двойникования кварца при высокотемпературных преобразованиях кварцевых порфиров, гранитов в мелких штоках и жилах кварца.

Большинство структур метаморфических пород относятся к разряду «бластовых», формирующихся путем синхронного растворения мелких зёрен и роста более крупных. Разнообразны структуры пород катакlastического метаморфизма в разрывных нарушениях. Катакlastические деформации в структурах сжатия проявляются повторным рассланцеванием, будином тонких слоек жёстких пород, гнёзд и прожилков кварца, участием слоек и прожилков кварца в плейчатой и изоклиальной микроскладчатости. Катакlast при высоких температурах зачастую сопровождается грануляцией, двойникованием или рассланцеванием отдельных зёрен, отчётливо наблюдаемыми в кальците мраморов, сливном кварце гнёзд и прожилков, в выделениях ильменита в серпентинитах. Полисинтетическое двойникование зёрен широко распространено в рудных образованиях (Рамдор, 1962). Особого внимания достойно

графическое подобие полисинтетического двойникования и рассланцевания выделений таких резко различающихся по физико-механическим свойствам минералов, как кварц, ильменит, галенит и халькопирит.

**Текстуры горных пород и руд** определяются способами выполнения объёма зёрнами минералов или различающимися по строению их агрегатами.

Для самой распространённой массивной текстуры интрузивных пород характерно хаотическое и относительно равномерное распределение слагающих их минеральных зёрен во всём их объёме. Шлировая текстура интрузивных образований характеризуются наличием отдельных участков (пятен), отличающихся по составу и/или структуре, расположением крупных зёрен закономерно или хаотично, одиночно или сближенными группами.

К текстурам магматических пород, возникающим в движущемся магматическом расплаве, относятся такситовые. Параллельное или почти параллельное расположение удлинённых зёрен (микролитов) характерно для трахитовой текстуры. Линейные текстуры характеризуются развитием удлинённых зёрен и агрегатов кварца, карбонатов, слюд, амфиболов, магнетита и сульфидов, силлиманита и дистена в пределах бывших слоёв осадочных пород. Очковая текстура отличается наличием «изометричных» линзоватых скоплений определённых минералов, крупных кристалло- и порфиробластов кварца, слюд, полевых шпатов, амфиболов, пироксенов (гранулиты, гнейсы; см. рис. 1). Отличить порфиробластовые новообразования полевого шпата, биотита, амфиболов и пироксенов от сохраняющихся крупных обломков этих же минералов в гравелитистых метапесчаниках помогает наблюдение за включениями других минералов в их пределах. Естественно, что в обломочных зёрнах не могут возникнуть многочисленные микровключения **разных** минералов, ориентированные в соответствии со сланцеватой текстурой окружения.

Широчайшее распространение в метаморфических породах имеют сланцеватые текстуры. Многие их разновидности усложняются предварительным (или последующим, но «залеченным») брекчированием исходной породы, мелкой складчатостью, синхронной или асинхронной метаморфизму. Особым разнообразием графики отличаются текстуры гнейсов и мигматитов (массивных, полосчатых, линзовидно-жилковатых, брекчиевидных, пятнистых, порфиробластовых, гранулитовых, очковых, полосчатых, древовидных, инъекционных) с хорошо проявленными текстурами с относительно крупными бластопорфиоровыми выделениями плагиоклазов, амфиболов, биотита и твёрдофазного течения между ними мелкозернистого материала.

В осадочных породах – обломочных, глинистых, химических и биохимических – наблюдается, как правило, одна из основных и наиболее распространённых текстур. В *массивной* текстуре частицы располагаются хаотично без определённой ориентировки. *Тонко- и микрослоистая (полосчатая)* текстура характеризуется соответствующим слойчато-полосчатым распределением частиц разных минералов или разных размеров, или разных сочетаний минералов. Многие из макроскопически наблюдаемых текстур в шлифе часто не получают отражения.

### 1.3. Задачи и критерии диагностики и типизации рудных концентраций

*«Как бы сильно не отличались продукты рудообразования и петрогенезиса, данные геологии не позволяют сомневаться в том, что и массивы горных пород и рудные месторождения являются результатом одних и тех же природных процессов»* (Бетехтин и др., 1958, с. 33).

Автором многократно (2008-2016) отмечалось, что специфических процессов рудообразования не существует, что рудные концентрации химических элементов, как и породы, могут быть производными процессов осадочного, метаморфического, магматического (интрузивного или эффузивного) породообразования с определяющей ро-

лью воды, кислорода, хлора, серы, углерода или их соединений в мобилизации, миграции и концентрировании металлов. Но практически все диагностические признаки пород приобретают в характеристиках руд специфические «оттенки». Для пород вкрапленный тип распределения отдельных минералов – всего лишь структурно-текстурная особенность. Руды с подобным распределением ценного минерала – один из наиболее распространённых генетических и геолого-промышленных типов концентраций золота, платиноидов, вольфрама, молибдена, олова, редкоземельных элементов, железа, хрома, титана, меди, никеля, кобальта, свинца и цинка.

Систематики рудных объектов были призваны в жизнь интересами добывающей и перерабатывающей промышленности к месторождениям полезных ископаемых. Для добывающей отрасли наиболее важны сведения о масштабах рудных тел и деталях их локализации. Для перерабатывающих предприятий наиболее важны вещественные и структурно-текстурные характеристики руд. Они строятся для получения (начиная с обогащения) одного или небольшой группы конечных продуктов по заранее апробированным технологическим схемам. Неполнота структурно-текстурно-минералогической характеристики руд обернётся для них ощутимыми потерями.

В типизации рудных концентраций, в диагностике генезиса месторождений минерального сырья главенствующее значение имеют особенности развития пороодообразующих процессов на поверхности и в недрах земной коры при всей важности структурно-текстурно-минералогических и геохимических особенностей руд, содержаний в них металла и его спутников. Зачастую именно способ формирования рудных концентраций доминирует в прогнозировании объектов минерального сырья в рудно-минералогических провинциях и районах. Достаточно многочисленны публикации, в которых признаются полигенность и полихронность рудных концентраций золота, вольфрама, железа, меди, но в формационных систематиках эти особенности рудогенеза отражения не получили.

Формационная типизация рудных месторождений десятилетия доминировала в геологической литературе, хотя в понимание термина «рудная формация» каждым исследователем вкладывались «свои» критерии и логика (Проценко, 2009). Рудные формации выделялись по минеральному составу руд конкретных месторождений в привязке к геологическим процессам их формирования и условиям локализации, по одному или комплексу металлов с явным смешением минералогических и геохимических признаков, по глубине становления месторождений в литосфере, то (даже) по удалённости от интрузивных массивов. Н.В.Петровской, Ю.Г.Сафоновым, С.Д.Шером (1976) в систематике (эндогенных) месторождений золота в качестве главного классификационного признака выбран критерий глубины становления ведущих минеральных парагенезисов, хотя нахождение рудных концентраций «сегодня» ничего не говорит о глубинах их формирования, «растянутого», как теперь выяснилось, в Центральных Кызылкумах от раннего палеозоя до четвертичного времени.

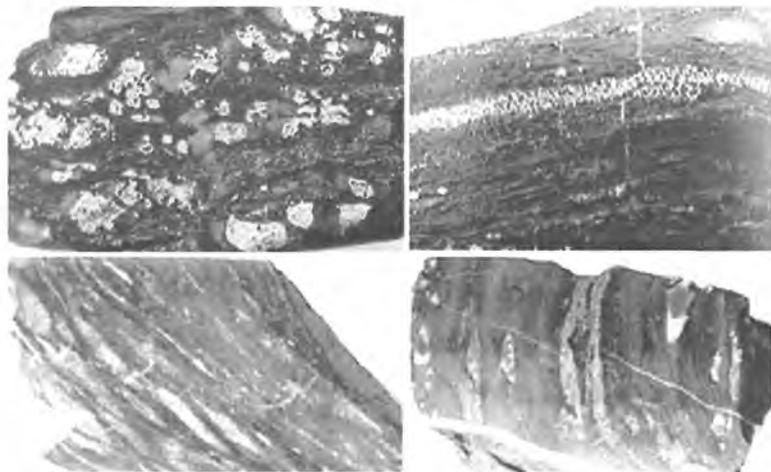
В изменчивости структурно-текстурно-минералогических характеристик золоторудных месторождений в ЧТ Западного Узбекистана более значимой оказалась роль интенсивности динамотермальных метапреобразований вмещающей среды на «одном и том же» гипсометрическом уровне.

В обобщённом диспуте сторонников разных гипотез рудообразования сделано одно из итоговых обобщений XX столетия, «узаконившее» представления о полигенности и полихронности большинства (крупных, по крайней мере) месторождений золота, вольфрама, железа, меди в зеленокаменных поясах и ЧТ. Такое интерпретационное «суммирование» результатов литолого-стратиграфического, петрологического, структурно-текстурно-минералогического, геохимического, геофизического и геохронологического изучения рудопродуктивного минералогического генезиса в рудных полях, районах и провинциях не дало новых материалов по основополагающим вопросам рудогенеза и не отразилось в комплексах прогнозных и поисковых признаков.

Моделирование рудогенеза в конкретном регионе или рудном поле опирается на фистологическое решение вопросов об источниках рудообразующего вещества, областях и способах его мобилизации, миграции и концентрирования. Априорно в большинстве рудно-формационных систематик постулировалось «рудотложение» из гидротермальных растворов, связываемых с внедрением и кристаллизацией магмы на определённых глубинах в земной коре. С таким «рудотложением» связывались все критерии поисков и оценки конкретных месторождений в её пределах.

Полемика по вопросам об источниках профилирующих химических элементов обострялась всякий раз, когда рудные концентрации выявлялись в ранее неизвестных формах и обстановках. Понятия о стратиформных (Смирнов, 1970; Асаналиев, 1984; Биймухамедов и др., 1986), межпластовых (Кучукова и др., 1977), сингенетически-эпигенетических, литогенетических, метагенетических и апоосадочных (Гарьковец, 1971-1986) месторождениях в геологическую литературу введены были без достаточного внимания к рудопродуцирующей роли метапреобразований пород углисто-кремнисто-карбонатных и черносланцевых толщ.

Экспедиция АН СССР под руководством Н.М.Прокопенко в 1929 г. пересекла Северный Тянь-Шань. Безрудность развитых здесь гранитоидов дала повод к выводу о бесперспективности обнаружения рудных месторождений в северных отрогах хребта Акшыйрак, особенно на площадях, сложенных осадочными породами. И только через 50 лет именно в метаосадочных породах джетымтауской свиты обнаружено крупное вольфрамово-золоторудное месторождение Кумтор. Геологи показали седиментогенную обогащённость отдельных толщ этого района вольфрамом и золотом (Асаналиев, 1984; Шевкунов, Шамшиев, 1986; Шеин, 1986), их заражённость осадочно-диагенетическим пиритом (Саркулов, 1986). И всё же в отчёте с подсчётом запасов золота на этом месторождении (Никаноров, Литвинов и др., 1985 г.) в оценке условий формирования его рудных концентраций литолого-стратиграфическому фактору придано лишь второстепенное значение. Джеччураева и соавторы (2015) показали широкое распространение в джакболоцкой и байконурской свитах венда «пиритсодержащих» песчаников, углеродистых сланцев, доломитов и кремней с мощностью прослоев, насыщенных вкрапленностью, слойками, линзами, желваками и просечками пирита (рис. 3), до 5-10 см. В диагенетическом пирите от 1 до 1430  $g/t$  невидимого золота.



**Рис. 3 Основные формы проявления осадочно-диагенетического пирита в породах ЧТ. 1 и 2 ряды - конкреции, фрамбоиды, желваки, линзы и слойки в рудах и рудовмещающих породах месторождения Кумтор (Джеччураева и др., 2015);**

Изучение Мурунтау в 60-е годы XX в. базировалось на представлениях о возникновении золотосульфидно-кварцевого парагенезиса в результате деятельности постмагматических гидротермальных растворов над массивом гранитоидов, предполагав-

шимся первоначально на глубине 350-500 м. Глубокие и сверхглубокая скважины подтвердили стратификацию оруденения на Мурунтауском рудном поле. Переоценки объекта с учётом этой особенности оруденения привели к многократному увеличению запасов золота.

Исследования конца XX столетия показали, что при высокотемпературном региональном метаморфизме в переслаивающихся глинистых, кремнистых и карбонатных осадочных породах скарновые и скарноидные минеральные новообразования формируются и без прямого воздействия магматических интрузий и эманаций из них. Железорудные гиганты в толщах кварцитов и зеленокаменных поясах докембрия Австралии, Азии, Америки, Африки и Европы, отличающихся интенсивными преобразованиями в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, тому свидетели.

Для воссоздания общей картины рудогенеза необходим учёт функционального взаимодействия множества интенсивных и экстенсивных параметров в физико-химических системах седиментогенеза, диагенеза, метаморфизма, магматизма и тектоногенеза, приводящих к формированию рудовмещающих пород и руд. Неполный их перечень включает температуру, давление, наличие и активность химических элементов, количество и устойчивость их минеральных носителей, структуру объекта, характер и длительность минерагенического процесса, энергетику его функционирования.

В становлении рудных концентраций золота в ЧТ Западного Узбекистана были задействованы все процессы и механизмы вещественного взаимодействия верхних геосфер Земли, проявившиеся в геологическом развитии региона от накопления протосадков позднепротерозой-раннепалеозойского времени, их литогенеза и метаморфизма до современного выветривания пород и руд. Седиментогенный ресурс рудообразующих компонентов и его метаморфогенно-метасоматические преобразования определили локализацию рудных объектов в горных сооружениях Тамдытау, Бельтау, Ауминзатау, Букантау, Нуратау и структурно-текстурно-минеральные особенности их руд.

Для понимания условий формирования золотосодержащей минерализации особенно интересны приведённые С.Д.Шером (1974, с. 8-11) материалы по месторождению Колар, где рудные концентрации благородного металла прослеживаются на глубину более 4 км. «Все золоторудные месторождения Индии приурочены к полосе зеленокаменных пород, расположенных среди гранито-гнейсов... Рудовмещающая толща месторождения представлена амфиболитами... Рудные тела... представляют собой согласные сближенные параллельные залежи. Главными являются кварцевые залежи, к которым, в частности, относится и залежь или жила Чемпион (Главная), а также сульфидно-кварцевые залежи... Околорудные изменения на месторождении Колар *необычны* для золоторудных месторождений, что, очевидно, объясняется большой глубиной формирования оруденения. *Наиболее широко проявлена биотитизация амфиболитов с образованием кварц-биотитовых пород...*» (курсив ВФП).

«Вещественные и морфоструктурные характеристики крупнейших рудных скоплений золота и вольфрама в Западном Узбекистане предопределены, как теперь представляется, накоплениями этих металлов в протерозой-палеозойских морских осадках, обогащённых биоорганическим углистым веществом, и особенностями их динамотермального перерождения в породы ЧТ современного облика. Чем интенсивнее метаморфизм (выше T и P), тем выше роль высокотемпературных минеральных комплексов в рудобалансе конкретных объектов, тем выше роль самородного золота в его минеральном балансе. Здесь к месту упомянуть постоянство количественного преобладания золота над серебром в рудах всех известных в ЧТ Западного Узбекистана, Кыргызстана, Казахстана, Сибири, Канады и США объектов.

«Геохимическая характеристика» Мурунтауского рудного поля вполне убедительно демонстрирует его стратиформность, обусловленную седиментогенными накоплениями Au, W, As (Золоторудное месторождение Мурунтау, 1998, с. 320-343). «Золото образует довольно равномерную мозаику ореолов по всему рудному полю...

Ореолы – субсогласные со слоистостью или сланцеватостью метакристаллов, реже секущую, связанные с разломной тектоникой... Содержания металла в контурах ореолов колеблются в пределах 0,01-0,05 г/т, достигая в центрах ореолов первых десятых долей г/т... Вольфрам образует преимущественно слабоконтрастные, в основном субсогласные ореолы по всему рудному полю, исключая выходы карбонатных пород...» (Там же, с. 321 и 323). «Протяжённость ореолов достигает 500-2500 м при ширине от 50 до 1000 м» (Там же, с. 342).

Осадочно-диагенетические образования пирита приобретали в породах ЧТ вид пёбзд, заливчатых жилок и будущих метакристаллов ещё при диагенезе протоосадков и/или на самых ранних стадиях метаморфических преобразований. Сообщения о содержании золота в метакристаллах, более низких, чем в глобулях, не единичны. При окислении руд золотосульфидной формации около даек на Кокпатасском рудном поле появляются агрегаты аллотриоморфных зёрен пирита и арсенопирита (Проценко, 2008; 2012, с. 152). В рудных телах, локализованных в тех же породах, но претерпевших метаморфизм хлорит-биотитовой субфации зелёных сланцев, пирит и арсенопирит замещаются пирротином. При метаморфизме амфиболитовой фации сульфиды исчезают, окисляясь вместе с углистым веществом пород.

«Месторождения вольфрама, благодаря разнообразию условий формирования, представляют удачный объект для систематики...» (Повилайтис, 1976). В классификации не отражены широко распространённые стратиформные месторождения вольфрама в толщах сложного сочетания терригенных, вулканогенных и хемогенных (карбонатных и кремнистых) пород, претерпевших преобразования в условиях всех фаций и субфаций регионального и контактового динамотермального метаморфизма.

В.К.Денисенко с соавторами (1986) привели детальный обзор стратиформных редкометаллических месторождений и предложили их классификацию по их связям с геологическими формациями. Выделены (стр. 20) метаморфогенная, осадочно-вулканогенная и осадочная генетические группы. Многократно подчёркнуто, что главным концентрирующим вольфрам минералом во всех стратиформных месторождениях является шеелит. Осадочно-вулканогенные стратиформные месторождения редкометалльно-сульфидно-кварцитового рудно-формационного типа распространены в раннопалеозойских вулканогенно-кремнисто-карбонатно-терригенных отложениях с повышенными содержаниями углистого вещества. Строгое литолого-стратиграфическое подчинение слоёв кварцитов с содержаниями  $WO_3$  более 0,15% общей слоистости толщи продемонстрировано В.К.Денисенко с соавторами на примере месторождения Барун-Шивея в Восточном Забайкалье.

Особенности геологического строения, состава пород рудовмещающей толщи и руд крупнейшего месторождения Санг-Донг показывают, какое обилие признаков оруденения следует выявить и сопоставить, чтобы сформулировать логически непротиворечивое суждение о его генезисе. Пластообразное скопление линзовидных рудных тел сосредоточено в толще пелитоморфных слюдястых сланцев с прослоями известняков, перекрытых известково-доломитовым горизонтом. «Безрудные» породы, разделяющие шеелитносные залежи, содержат 0,01-0,11% вольфрама и 0,005-0,09% висмута при практическом отсутствии молибдена. Согласно со слоистостью вмещающих пород пластовые рудные тела, метаморфизованные однотипно с породами рудокаликулирующей толщи без проявления каких-либо специфических метасоматических изменений, участвуют в пликативных деформациях. По мнению К.С.Со, «оруденение является более древним, чем метаморфизм и складчатость, и генетически связано с метаморфизованными вулканитами основного состава, превращёнными в существенно амфиболовые сланцы» (Денисенко и др., 1986, с. 49-50).

В.Д.Отроценко (1977) пришёл к выводу о целесообразности выделения конкретных рудных формаций по «непосредственно познаваемым признакам»: «устойчивым

ассоциациям металлов...»; «близко одновременному образованию рудных концентраций...» и «геологической обстановке, в которой происходило формирование руд...». Ни один из указанных признаков непосредственно не познаётся.

Скарновые залежи месторождений Ингичке, Койташ, Лянгар, Яхтон, приурочены к контактам гранодиорит-адамеллитов  $S_3$ - $P_1$  с известняками (Ингичке) или к межпластовым телам в терригенно-карбонатных породах (Койташ), реже, к штокверковым зонам в трещиноватых доломитовых известняках (Яхтон, Тым). Максимальные концентрации швелита приурочены к пологопадающим межпластовым телам скарноидов и апомагнезиальных скарнов.

В описании вольфрамово-рудных объектов с проявлениями швелитоносных кварцитов, роговиков, скарноидов и скарнов разного состава на Каратюбинском рудном поле (Факторы формирования..., 1984, с. 179-185) особо отмечено, что «...швелитовая минерализация устанавливается во всех разновидностях скарнов, но промышленные концентрации приурочены к гранатовым и гранат-везувиановым... 90-95% рудных тел месторождения Каратюбе развивается на контакте с «кварцитами».

Основу мировых разведанных запасов меди, по оценкам Н.А.Быхова (1966), составляют месторождения двух генетических типов – медистых песчаников и медно-порфировых руд. В странах «дальнего зарубежья» 81% запасов меди приходится на месторождения, сингенетичные вмещающим породам. Наиболее интересны месторождения в толщах медистых песчаников с высоким содержанием металла. Продуктивная минерализация большинства известных месторождений медно-колчеданных руд также синхронна с вмещающими вулканогенными толщами.

Основными особенностями рудных месторождений меди, по мнению Н.М.Страхова (1962, том III), являются: строгая стратифицированность; независимое от складчатых или разрывных структур распределение рудных тел; отсутствие признаков «горячего» метаморфизма под влиянием интрузий и гидротермальных вод; совпадение свинцово-изотопного датирования руд и рудовмещающих пород. Разработанные Н.М.Страховым критерии определения генезиса стратиформных месторождений меди практически без изменения повторены в монографии «Недра России», хотя и дополнены деталями строения некоторых месторождений и особенностями локализации в них рудных концентраций.

В настоящее время большинство исследователей говорят о полигенном и полихронном происхождении рудных концентраций в медистых песчаниках и сланцах, в которых первичные осадочные руды претерпели диагенетические и метаморфические преобразования. К этому геолого-промышленному типу относится уникальное Удоканское месторождение в водораздельной части одноимённого хребта в северной части Читинской области России.

Медно-порфировые руды Алмалыкского района в магматических породах составляют основу промышленных запасов меди в Узбекистане (Рудные месторождения..., 2001). На Кальмакырском рудном поле 60% площади занимают интрузивные породы, около 35% вулканогенные толщи  $D_1^2$ , и менее 5% стратифицированные терригенные и карбонатные отложения  $D_1^3$ . Вулканогенно-осадочная толща прорвана и частично ассимилирована Алмалыкским межформационным интрузивом сиенодиоритов ( $S_2$ ) со штоками и дайками кварцевых монзонит-порфиров, сиенодиоритовых и сиенитовых порфиров ( $S_3$ ). Ценность медно-порфировых руд Алмалыкского рудного района не в последнюю очередь определена присутствием золота.

Характеристики медно-никелевых месторождений Печенгского района показывают их родство со стратиформными месторождениями меди в медистых песчаниках и сланцах с той лишь разницей, что в строении рудо локализирующей туфоогенно-осадочной толщи широко распространены межпластовые интрузии пород основного и ультраосновного состава.

Непреходящее значение в типизации рудных концентраций свинца и цинка сведений об их генезисе показано Н.М.Страховым (1962, т. III, с. 23-24): «...До недавнего времени все месторождения свинца и цинка и очень многие меди считались гидротермальными... Однако ряду исследователей... удалось показать, что среди множества месторождений этих металлов имеется серия таких, которые по своим геологическим особенностям никак не могут считаться связанными с магмой... Все они строго стратифицированы... Детальное изучение разрывной тектоники приводит к заключению, что сеть дизъюнктивных нарушений послерудная... Рудоносные горизонты, как правило, не несут никаких признаков горячего метаморфизма под влиянием интрузий и гидротермальных вод...». Н.М.Страхов на многочисленных палеогеографических картах Мира показал их локализацию только в породах аридных континентальных зон седиментации.

С существенным развитием в рудолокализирующей толще вулканогенно-туфовых образований связано широкое развитие конкреционного барита в составе рудонесущих горизонтов на Уччулачском рудном поле, где породы вулканогенно-терригенно-карбонатного комплекса ( $D_2gv_1$ ) содержат вкрапленность и прожилки диагенетических сульфидов, концентрация которых резко увеличивается в рудоносных горизонтах (Панкратьев, Михайлова, 1981).

В этой же работе приведены признаки стратиформности месторождения Хандиза, представленного Главной рудной залежью в нижнем горизонте вулканогенной пачки и серией рудных тел в доломитах. Для руд характерна градационная ритмичность в чередовании линз пылевато-вкрапленных скрытокристаллических дисульфидов железа и слоек тонкозернистых колчеданно-полиметаллических руд. Глобулы, фрамбоиды и линзовидные агрегаты пирита встречаются практически во всех разновидностях рудовмещающих пород и руд и особенно часто в породах нижнего горизонта вулканогенной толщи среди туфов и кремнистых пород.

Материалы по крупнейшим железорудным месторождениям России, Украины, Балтийского щита, Австралии и США в архей-протерозойских осадочно-метаморфических комплексах не оставляют места для сомнений в первично осадочном происхождении ресурсных накоплений рудного железа. «Геологическая история всех типов руд начинается с отложения железисто-кремнистых осадков... Считается, что железисто-кремнистые формации образовались как химические или биохимические осадки, в которые железо и кремнезём поступали в результате размыва кор выветривания или из вулканических источников». Понимание их генезиса неразрывно связано поэтому с анализом условий седиментации и последующей эволюции железистых пород района (Рудные месторождения США, 1973).

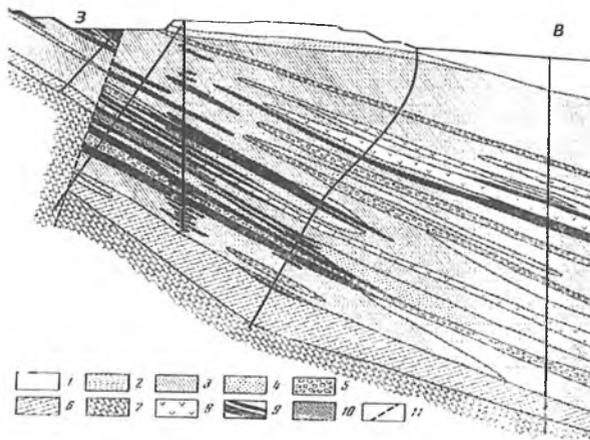
На территории России «сегодня» основу разведанных промышленных руд железа составляют железистые кварциты и богатые мартитовые руды Курской магнитной аномалии и Карело-Кольской провинции. В.Ф.Барабанов (1985, с. 351) опубликовал мелкомасштабную карту Центрального участка Костомукшского железорудного месторождения на Кольском полуострове. На этом месторождении, относимом большинством исследователей к типично метаморфогенным, выявлено широкое проявление метасоматически-конкреционных процессов.

Вулканогенно-осадочный материал доминирует в составе древнейших зеленокаменных поясов, локализирующих крупнейшие железорудные месторождения на всех континентах. На Украинском щите вулканисты составляют 85-90% разреза конско-верховцевской серии, мощностью в отдельных структурах от 4,5 до 8,2 км. В её интенсивно метаморфизованных породах залегают стратиформные залежи руд железа Криворожского месторождения. В разрезе гемольской серии Балтийского щита на долю терригенных пород приходится не более 25-30%. Сходная картина устанавливается и для михайловской серии КМА (Шуркин и др., 1984). Автор уже отмечал, что основу терригенного материала при формировании подобных толщ составлял вулка-

ногенный материал, ранее отлагавшийся на континенте (островах). Открытие в Южной Австралии гигантского месторождения Олимпик-Дэм (2 млрд т руды, с 35% Fe, 1,6% Cu, 0,06% U<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, 0,6 г/т Au, 3,5 г/т Ag и около 0,5% окислов РЗЭ) резко обострило интерес к источникам рудного вещества, к соотношениям стратиформного и секущего оруденения. Оно показало, что практически все предложенные ранее систематики не дали основ для предвидения подобных рудных скоплений с необычными минерально-геохимическими характеристиками. Здесь наряду с железом, и ураном будет добываться до 25 т золота в год.

Пластовые и линзовидные железоокисно-ниобиево-редкоземельные рудные залежи в доломитах и перекрывающей толще чёрных сланцев на восточном фланге рудного поля Баян-Обо в западной части автономного района Внутренней Монголии по оценкам последних лет содержит около 80% мировых запасов промышленных руд редких земель и по их балансовой стоимости относится к редкоземельным (Иогансон, 2015). В трёх наиболее крупных рудных телах сосредоточено около 45 млн т руды со средними содержаниями ΣTR<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от 1,1 до 6,1%, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> от 0,04 до 0,141% и железа от 31,34 до 35,83%.

Представителями скарновых железорудных концентраций традиционно считались магнетитовые месторождения Тагило-Кушвинского района северной части Среднего Урала. Однако пласты промышленного магнетитового оруденения на Гороблагодатском месторождении (рис. 4) непрерывно протягиваются в вулканогенно-осадочных породах среднего девона на расстоянии до 5 км от контактов с Кушвинским массивом, демонстрируя не только пространственную, но и генетическую связь рудных тел с



**Рис. 4. Разрез по северо-восточному участку Гороблагодатского скарново железорудного месторождения. 1 – элювий; 2 – гранатовые и эпидотовые скарны; 3 – ленточные породы; 4 – роговики; 5 – граувакковые песчаники; 6 – карбонатные породы; 7 – авгитовые порфириды; 8 – сиенит-порфиры; 9 – сплошные магнетитовые руды; 10 – вкрапленные магнетитовые руды; 11 – сбросы.**

разновозрастными вулканогенно-осадочными породами (Борисенко, 1966, с. 123-124). Совместно с вмещающими породами руды подвергались пликативным деформациям и скарнированию в экзоконтактных зонах интрузивных массивов. Таким образом, формирование подобных месторождений более адекватно определяется понятием «скарнирование».

В Узбекистане известны более 200 железорудных проявлений различных генетических типов, хотя «гигантов», подобных распространённым в толщах докембрия всех континентов, не выявлено.

К магматической группе отнесено месторождение титаномагнетитовых руд в Тебинбулакском габбро-пироксенитовом массиве (Султанувайс). Пироксениты, тебиниты, горнблендиты с вкрапленностью магнетита образуют здесь полосы длиной до 2,5 км, шириной от 100 до 400 м вдоль западного контакта массива. Плиткообразные рудные тела непостоянной мощности не имеют чётких геологических границ. Вкрапленные (и почти массивные) руды отличаются от вмещающих пород по содержанию

железа общего, закисного и окисного: визуально – по насыщению магнетитом и особенностям его распределения.

Более распространены месторождения и рудопроявления скарновой контактово-метаморфической группы: Ихнач, Мингбулак, Заккан-Чуянкан, Мачайлы, Кызылалма-ли, Тутаката.

Значительным количеством проявлений представлены бурые железняки осадочной прибрежно-морской генетической группы (Ходжакуль, Карачадалы, Темирташ, Шурук, Оразалы, Джаманяр). Имеются представители осадочной озёрно-болотной и молководно-лагунной группы сидерит-лептохлорит-гётит-гидрогётитового типа (Сарыбатыр, Гульдара, Терекли). Горизонты с сидеритовыми конкрециями мощностью до 0,5-0,7 м выявлены на Гульдаринской площади в нижней части байсунской свиты. Зарожённость пород, локализирующих сидеритовые железопроявления, углистым веществом указывает на «местную» генерацию углекислоты, переводящей двухвалентное железо в осадок.

Пожалуй, самым убедительным доводом важности седиментогенного ресурса в становлении гипогенных руд благородных, цветных и чёрных металлов, как и каменных солей, воспринимается удивительное подобие основных деталей их локализации в толщах осадочных и осадочно-метаморфических пород от раннего докембрия до палеогена. Результаты минералого-геохимических исследований подобных месторождений позволяют утверждать, что породы морских и континентальных толщ с неравномерным распространением трудно выявляемых седиментогенных минеральных форм золота, серы, мышьяка, вольфрама, углистого вещества, кремниевой кислоты, щёлочных металлов выполняют главную роль в ресурсном обеспечении эндогенного рудообразования. Примерами такого взаимодействия интрузий с вмещающими породами могут служить шеелитосные скарны и роговики на контактах гранитоидов с толщами переслаивающихся карбонатных, кремнистых, вулканогенных и терригенных пород, вольфрамсодержащие жилы кварца непосредственно в интрузивах, удалённые от интрузий биметасоматические скарны и скарноиды на контактах кремнистых и карбонатных образований.

Перечень основных геологических процессов становления и преобразования пород ЧТ на территориях Западного Узбекистана с формированием в них рудных концентраций золота разных генетических типов опубликован уже неоднократно (Проценко, 2019, с. 119-121, в частности)

Мурунтау – лучший из примеров полихронности и полигенности рудных концентраций золота. Условия последовательно-преемственного формирования минеральных парагенезисов и комплексов золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций в пределах ЧТ здесь проявлены с особой наглядностью качественной изоминеральностью рудоформирующих и метаморфогенно-метасоматических минеральных комплексов при характерных количественных изменениях в содержаниях кварца, алюмосиликатов, сульфидов, карбонатов, как и состава конкретных минералов в зависимости от фациальных условий метаморфизма. Они неоднократно обсуждались ранее (Проценко, 2008<sup>1</sup>, 2012) по структурно-текстурно-минералогическим особенностям рудных концентраций на месторождениях южной части Центральных Кызылкумов.

Удивительное единообразие структурно-текстурно-минералогических и геохимических особенностей проявления седиментогенных золотосодержащих минеральных парагенезисов проявлено на далеко отстоящих друг от друга рудных полях в ЧТ Южного Урала, Центральных Кызылкумов, Кыргызстана, Восточного Казахстана, Северо-Восточной Сибири, Северной Америки (табл. 2). На крупном золоторудном месторождении Кумтор, в составе тиллоидной флишиодно-молассовой формации венда выделяется ассоциация «пиритсодержащих» песчаников, углеродистых сланцев, доломитов и кремней. В джакболотской свите мощности прослоев, насыщенных вкрапленностью, слоями, линзами, желваками и просечками пирита (см. рис. 28),

достигают 5-10 см. Диагенетический пирит обогатён невидимым золотом и теллуридом в диапазоне значений для Au от 1 до 1430 г/т (Дженчураева и др. 2015). Граммовые содержания золота установлены в глобулярном пирите руд и вмещающих пород месторождения Сухой Лог, в рудах месторождения Карлин (см. Проценко, 2016, с. 150).

Таблица 2

Месторождения золота в ЧТ и главные особенности минералогии и геохимии их руд

Месторождения	Уникумы	Гиганты	Крупные
Примеры	Мурунтау, Витватерсранд	Карлин, Хомстейк, Калгурли, Сухой Лог, Колар	Зармитан, Кокпатас, Даугызтау, Марджанбулак, Бакырчик, Кумтор, Майское, Олимпиаднское, Наталкинское, Нежданкинское, Поркьюпайн, Доум, Сигма-Ламак, Мессенджер, Аляска-Тредвел, Хемло, Морроу-Велью, Пуэбло-Вьеха, Ашанти, Норсмен, Телфер, Бендиго и др.
Этапы формирования рудных объектов. Комплексы минералов в породах и рудах. Формы их проявления	<p>Кластогенный, собственно осадочный: обломки осадочных, метаморфических, интрузивных, эффузивных, туфогенных, биохомогенных пород, полевые шпаты, кварц, хлориты, гидрослюды, глинистые минералы, биоорганическое УВ, пирит, арсенопирит, золото терригенное свободное, в составе обломков пород и минералов, коллоидно-сорбированное, магнетит, ильменит, циркон, апатит и другие акцессорные минералы гранитоидов, метаморфических и осадочных пород.</p> <p>Диагенетический: моно- и полиминеральный цемент обломочных пород, микро- и макроконкреции, конкреционные линзы и слои кремнистого вещества (опал, халцедон, кварц), карбонатов Fe, Mn, Mg, Ca (сидерит, анкерит, доломит, сидероплезит, олигонит, кальцит), биоорганическое углистое вещество, (золотосодержащие) сульфиды тяжёлых металлов, дисперсно рассеянное золото хомогенно-осадочное самородное; гидрослюды, хлориты, цеолиты, барит.</p> <p>Метаморфический: сланцы, метапесчаники, метаалевролиты, метасоматиты, метакристаллы, порфиробластические моно- и полиминеральные конкреции; жилы и прожилки: кварц, альбит, калиевый полевой шпат, серицит, хлорит, серпентин, актинолит, тремолит, роговая обманка, биотит, эпидот, цоизит, периклаз, гранаты, шеелит, магнетит, гематит, ильменит, рутил, пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, блёклые руды, витренит, антраксолит, шунгит, графит; самородные: золото, мышьяк, сурьма, железо, висмут.</p> <p>Гипергенный: глинистые минералы, гидрослюды, кварц, оксиды и гидроксиды Fe, As, Sb, Mn, сульфаты и карбонаты ряда металлов, золото самородное, сульфиды меди и цинка в зонах вторичного обогащения</p>		
Золотосодержащие минералы	<p>Пирит, арсенопирит, золото самородное, блёклые руды, реже, пирротин, халькопирит и антимонит, редко, магнетит и гематит. В седиментогенезе и диагенезе имеют значение сорбция золота, молибдена, ванадия, титана органикой, глинистыми минералами, сульфидами, оксидами железа и/или металлоорганические и сульфидные соединения</p>		
Корреляция содержания золота в рудах, локализованных в ЧТ	<p>C S, As, (W, Mo, Bi, P, Se) положительная, часто значимая. С металлами, образующими с золотом интерметаллические соединения, незначимая или даже отрицательная (с серебром, в частности)</p>		

Концентрации металлов в породах осадочных толщ вне рудных тел часто оцениваются по результатам опробования керна, нередко отличающихся систематическим занижением содержания. Ю.Ф.Перепелицин показал двукратное снижение содержания золота в пробах керна по сравнению с интервально соответствующим бороздовым опробованием на месторождениях Балпантау и Ункурташ. Таким образом, оценка «фоновых» содержаний золота в рудолокализирующих ЧТ на уровне кларковых не всегда соответствует реальности. Данные по золотонности осадочно-диагенетического пирита на месторождении Кумтор показывают, что отдельные слои вмещающих пород несут промышленно значимые осадочно-диагенетические концентрации благородного металла.

Автор отчётливо осознаёт влияние тектоники на все минерогенетические процессы, развивающиеся в гипергенных и эндогенных обстановках. Но сама по себе тектоника не создает концентрации металлов, а только способствует их перераспределению ре-

ионально или локально развивающимися процессами коры выветривания, седиментогенеза, диагенетической литификации осадков, метаморфогенно-метасоматическими и/или гидротермального преобразования осадочных и магматических пород, зарождения, развития и кристаллизации магм разного состава.

Практическое применение новых сведений о геологическом строении территорий Узбекистана (и всего бывшего СССР), полученных в рамках новой «мобилистской» теории литосферных плит «принесло много нового в понимание того, каким образом возникают месторождения полезных ископаемых. Существовавшие ранее разнообразные типы месторождений были разделены на три главные группы: дошарьяжные, синшарьяжные и постшарьяжные, которые соответствовали трём главным стадиям развития складчатых поясов (спредингового бассейна, субдукции и коллизии плит) (Миркамалов и др., 2019). Механизмы формирования рудных концентраций в гипотезах геодинамики литосферных плит не выходят из пределов предположений о глубинных (мантийных, интрузивно-магматических, вулканогенных) источниках рудообразующего вещества, механизмах его мобилизации, транспортировки и концентрирования все теми же процессами образования и преобразования пород.

Поэтому в настоящей работе основное внимание уделено симптоматике связей ресурсных и рудных накоплений металлов с основными минерагеническими процессами формирования осадочных, интрузивных и метаморфических пород и попыткам оценить роль седиментогенеза, диагенеза, метаморфизма, интрузивного и вулканического магматизма в формировании мелких, крупных, гигантских и уникальных рудных месторождений. Уникальность рудных объектов проявляется в запасах и концентрациях ценообразующих химических элементов. К золоторудным «уникумам» автором причислены лишь месторождения Мурунтау и Витватерсранд (табл. 2). Первенство отдано месторождению Мурунтау, сосредоточившему тысячи тонн тонкодисперсного золота в породах ЧТ на площади около 10 км<sup>2</sup>.

Приведённые здесь и в более ранних обзорах автора (2014, 2016) материалы по условиям формирования и локализации рудных концентраций золота, вольфрама, меди, железа, свинца и цинка в разных регионах показывают, что седиментогенные накопления профилирующих металлов в крупнейших из них составляют ресурсную основу рудогенеза во всех последующих этапах геологического развития минерагенических провинций и рудных полей (месторождений) в их пределах. Для обоснования такого характера рудогенеза необходимо выявление структурно-текстурно-минералогических признаков прямого или косвенного участия сингенетичных вмещающей среде минеральных форм профилирующих металлов в формировании руд.

## ЭНЕРГЕТИКА МИНЕРАЛОГЕНЕЗА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

*Велико есть дело достигать во глубину земную разумом, куда рукам и оку досягнуть возбраняет натура, странствовать размышлениями в преисподней, проникать рассуждением сквозь тесные расселины и вечною ночью помраченные вещи и деяния выводить на солнечную ясность». М.В.Ломоносов: «О слоях земных», § 2.*

Геология выделилась из естественноисторической философии в конце XVIII в., «когда разрозненный запас геологических сведений был систематизирован в России М.Ломоносовым, в Германии А.Вернером, во Франции Кювье и А.Броньяром, в Англии У.Смитом, в Шотландии Д.Геттоном» (Геологический словарь, 1978). Итог последующего развития геологических знаний о Земле – обширный комплекс научных и прикладных дисциплин, зарождавшихся как метод получения новой информации о геологических образованиях от зерна, кристалла или самородка до геосфер и Земли в целом. Вслед за длительным периодом выявления качественных различий между отдельными минералами и горными породами, периодом массового изучения их элементарного химического состава и структуры необходимыми в познании планеты Земля стали сведения о физико-химических условиях образования и преобразования минералов и их породо- и рудообразующих парагенетических ассоциаций. Уже два столетия усилия в этом направлении координируются геохимией. Совершенствуются методы изучения геологических образований – продолжается и «почкование» геологии. Теперь «наноминералогия» осуществляет изучение минерального сырья на уровне малых сообществ атомов и молекул по всё сокращающимся навескам.

Для овладения любой наукой необходимо знать массу эмпирических сведений. На основании предшествующих исследований можно указать, где и как распределены те или иные полезные ископаемые. Но нужны еще и ответы на вопросы: почему именно в данном месте сосредоточены те или иные минералы, горные породы или месторождения полезных ископаемых, почему глубинные кислые магматические породы не содержат алмазов и не несут заметных концентраций платины, где и по каким признакам прогнозировать и искать рудные концентрации определённых металлов? Геохимия стремится раскрыть основные закономерности сочетания элементов в разных слоях и блоках земной коры, зависящие от свойств самих атомов, законов образования ими химических соединений в динамически изменяющихся условиях сосуществования верхних геосфер. Так В.И.Лебедев (1957) охарактеризовал причины возникновения и развития геохимии, поставив перед ней сложнейшую из задач: *«указать для эндогенных процессов такие источники энергии, которые могли бы объяснять основные черты магматической и тектонической жизни Земли»* (Там же, с. 319; курсив ВФП). Выяснением закономерностей распределения породо- и рудообразующих химических элементов в осадочных, метаморфических и интрузивно-магматических породах, анализом корреляционных соотношений их концентраций, построением карт изоконцентраций достижения теоретической геохимии вошли в практику поисковых работ, дали новые импульсы к анализу взаимодействий разнонаправленных геологических процессов в формировании рудных концентраций определённых металлов и их комплексов, приобрели весомое значение в прогнозировании местоположения рудных объектов и качества их сырья.

Энергетика минерагенических процессов в земной коре определялась и определяются запасами тепла во внутренних геосферах и/или гравитационно-тепловым взаимодействием Земли с Космосом. С открытием радиоактивности многие исследователи в тепловом развитии геосфер стали считать важнейшей генерацию тепла при распаде урана, тория, калия и некоторых других химических элементов, хотя в физико-химическом развитии верхних геосфер, безусловно, ведущее значение всегда имело лучисто-тепловое и гравитационное воздействие Солнца и Луны, управлявшее денудацией континентов, перераспределением продуктов физического, химического и биологического разрушения, седиментацией и диагенезом осадочного материала. В.И.Лебедевым (1957) отмечено, что получаемое земной поверхностью от Солнца тепло в 2880 раз превышает уходящее от Земли в мировое пространство. Суточные колебания температуры поверхности континентов в аридных зонах в пределах десятков градусов говорят, что и в уходящем от Земли тепле основу составляет полученное от Солнца. Теперь уже нет сомнений в аккумуляции солнечной энергии в осадочном процессе частицами тонкого измельчения (вплоть до коллоидного состояния) пород и минералов с возникновением некомпенсированных электрических зарядов молекул и атомов на поверхностях раздела, замещением минералов с малой энергией кристаллической решётки энергоёмкими глинистыми минералами, «запасами» биологических продуктов.

Развитие геологических наук потребовало количественных оценок в описании не только объектов минерального сырья, но и процессов, их создающих. Анализ особенностей минералообразования (рудогенеза, в особенности) сегодня не может обходиться без широкого использования результатов развития физической химии и химической термодинамики, позволяющих сопоставить продукты экспериментального моделирования осадочных, метаморфических, магматических и гидротермальных процессов с аналогами в природной минерагении.

Растворение в воде твёрдых веществ сопровождается поглощением тепла, компенсируемым затратой энергии на разрушение кристаллической решётки, что не всегда полностью компенсируется теплом, выделяющимся при образовании гидратов (Глинка, 1978, с. 218). Повседневная практика показывает, что при растворении поваренной соли раствор охлаждается, но это не приводит к переохлаждению и замерзанию воды – этому противодействует тепло, генерируемое гидратацией ионов натрия и хлора. В случае же растворения соли в смеси воды со льдом достигается значительное понижение температуры, что и использовалось при производстве мороженого до появления электрохолодильников. Но в данном случае «генерация холода» связана с резким усилением таяния льда, на каждый грамм которого тратится 79,7 кал тепла из окружающей среды.

Положение металла в ряду напряжений (табл. 3) характеризует его способность к окислительно-восстановительным взаимодействиям в водных растворах. Металлы

Таблица 3

Ряд напряжений металлов, соответствующих общему уравнению  $M^+ + e^- = M$

Металл	Стандартный потенциал при 25 °С, В	Металл	Стандартный потенциал при 25 °С, В	Металл	Стандартный потенциал при 25 °С, В
Li <sup>+</sup>	-3,045	Cr <sup>2+</sup>	-0,913	2H <sup>+</sup>	0
Rb <sup>+</sup>	-3,925	Zn <sup>2+</sup>	-0,763	Bi <sup>3+</sup>	0,215
K <sup>+</sup>	-2,924	Cr <sup>3+</sup>	-0,744	Cu <sup>2+</sup>	0,337
Cs <sup>+</sup>	-2,923	Fe <sup>2+</sup>	-0,449	Cu <sup>+</sup>	0,520
Ca <sup>2+</sup>	-2,866	Cd <sup>2+</sup>	-0,403	Hg <sub>2</sub> <sup>2+</sup>	0,789
Na <sup>+</sup>	-2,714	Co <sup>2+</sup>	-0,277	Ag <sup>+</sup>	0,790
Mg <sup>2+</sup>	-2,363	Ni <sup>2+</sup>	-0,250	Hg <sup>2+</sup>	0,850
Al <sup>3+</sup>	-1,663	Sn <sup>2+</sup>	-0,136	Pt <sup>2+</sup>	1,188
Ti <sup>2+</sup>	-1,630	Pb <sup>2+</sup>	-0,126	Au <sup>3+</sup>	1,498
Mn <sup>2+</sup>	-1,179	Fe <sup>3+</sup>	-0,037	Au <sup>+</sup>	1,692

способны вытеснять друг друга из растворов солей. Направление реакции определяется при этом их взаимным положением в ряду напряжений. Щелочные металлы вытесняют водород не только из воды, но и из любых водных растворов. Взаимное вытеснение из растворов их солей практически происходит лишь среди металлов, расположенных в ряду после магния (Глинка, 1978, с. 290). Приведённый в таблице ряд напряжённости (средства с электроном) с предельной чёткостью обозначил металлы, которые в рудах могут присутствовать и в самородном состоянии: все они расположены ниже водорода, не способны вытеснять его из воды, создавать свои гидраты.

Физическая химия даёт ясные указания на возможность возникновения и длительного функционирования в земной коре саморазогревающихся систем минерогенеза. Большое количество энергии, выделяющейся при гидратации ионов, в значительной степени облегчает эндотермический сам по себе процесс диссоциации электролита, стабилизирует относительную самостоятельность ионов, затрудняя обратный процесс их взаимного соединения (Киреев, 1951).

Механизмы электролитической диссоциации указывают на существование взаимодействия между молекулами растворителя и ионами в растворе (рис. 5) с

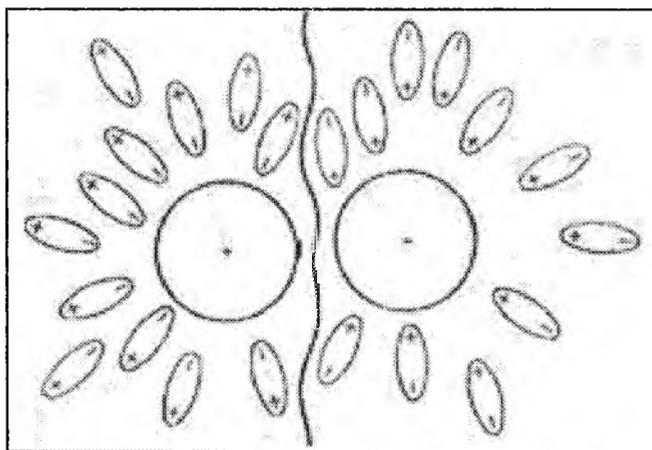


Рис. 5. Схема гидратации молекулы электролита.

генерацией тепла в сложной зависимости от их радиусов и зарядов (табл. 4). Гидратация металлов осуществляется бурным (или весьма медленным) разложением воды, выделением из неё водорода, присоединением к себе гидроксила [KOH, NaOH, Ca(OH)<sub>2</sub>, Fe(OH)<sub>3</sub>, Al(OH)<sub>3</sub>, Si(OH)<sub>4</sub>]. Гидратация алюминия и цинка прекращается

Таблица 4

Теплота гидратации ионов металлов первой и второй групп таблицы Д.И.Менделеева

Ион	Радиус иона, Å	Теплота гидратации, ккал/г-ион	Теплота гидратации, кал/г	Ион	Радиус иона, Å	Теплота гидратации, ккал/г-ион	Теплота гидратации, кал/г
Li <sup>+</sup>	0,60	121	17285,7	Mg <sup>2+</sup>		470	19583,3
Na <sup>+</sup>	0,95	98	4260,9	Ca <sup>2+</sup>		375	9375
K <sup>+</sup>	1,32	80	1537,5	Sr <sup>2+</sup>		338	3858
Rb <sup>+</sup>	1,48	74	865,5	Ba <sup>2+</sup>		312	2277,4
Cs <sup>+</sup>	1,69	63	473,7	Zn <sup>2+</sup>		528	8073,3
				Cd <sup>2+</sup>		476	4234,9

созданием на их поверхностях нерастворимых защитных плёнок оксидов или гидроксидов. Генерацией тепла сопровождаются гидратация (окисление гидроксидом) железосодержащих окислов, сульфидов, карбонатов и алюмосиликатов в глубинах земной коры, реакции с водой вулканических стёкол, отдельных минералов и пород. Простейшую из них на поверхности литосферы представляет каолинизация калиевого полевого шпата  $4\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 8\text{SiO}_2 + 4\text{KOH}$  в коре выветривания гранитоидов. Реакция (в этой мольной стехиометрии) сопровождается выделением 32 ккал тепла. Каолинит структуру своей кристаллической решётки формирует с максимальным среди широко распространённых минералов поглощением тепла (табл. 5). Образующийся на основе высвобожденных количеств диоксида кремния (43,1% от веса преобразованного калиевого полевого шпата) коллоид частью преобразуется в кварц на месте, частью в соединении со щёлочью ( $\text{K}_2\text{SiO}_3$  – жидкое стекло) выносится из зоны выветривания гранитоидов, слюдяных сланцев и гнейсов в бассейны конечного стока, где усваивается микроорганизмами и/или осаждается совместно с коллоидами трёхвалентного железа, глинисто-гидрослюдистых минералов, вольфрамовой и мышьяковой кислот.

Таблица 5

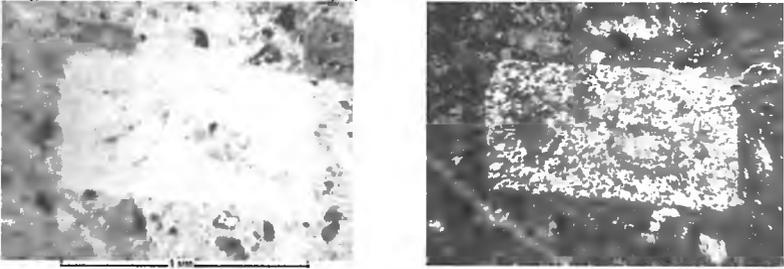
Теплота образования распространённых в земной коре минералов (по Наумову и др., 1971)

Минерал	Теоретический состав	Теплота образования; ккал/моль	Молекулярная масса 1 моля	Теплота образования; ккал/г
Каолинит	$\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	1959,2	516,32	3794,5
Серпентин	$\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$	2086,75	554,27	3764,9
Тальк	$\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	1415,6	379,29	3732,2
Фаялит	$\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$	353,77	203,78	1736,0
Форстерит	$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$	519,2	140,71	3689,8
Клинозистатит	$\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$	740,5	200,79	3689,4
Тремолит	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$	2953,7	812,41	3635,7
Фторфлогопит	$\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]\text{F}_2$	1522,8	421,27	3614,8
Диопсид	$\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$	766,29	216,56	3538,5
Анортит	$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	1009,4	278,21	3628,2
Битовнит	$\text{Ca}_{0,8}\text{Na}_{0,2}[\text{Al}_{1,8}\text{Si}_{2,2}\text{O}_8]$	1000,0	275,01	3636,2
Лабрадор	$\text{Ca}_{0,5}\text{Na}_{0,5}[\text{Al}_{1,5}\text{Si}_{2,5}\text{O}_8]$	973,3	270,22	3575,4
Андезин	$\text{Ca}_{0,4}\text{Na}_{0,6}[\text{Al}_{1,4}\text{Si}_{2,6}\text{O}_8]$	966,0	268,62	3596,2
Олигоклаз	$\text{Ca}_{0,2}\text{Na}_{0,8}[\text{Al}_{1,2}\text{Si}_{2,8}\text{O}_8]$	950,6	265,42	3581,5
Микроклин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	946,27	278,34	3399,7
Санидин	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	944,38	278,34	3392,9
Альбит	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	937,15	262,23	3573,8
Мусковит	$\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	1421,4	398,31	3568,6
Волластонит	$\text{CaSiO}_3$	390,76	116,16	3364,0
Кварц	$\text{SiO}_2$	217,72	60,08	3623,8
Циркон	$\text{Zr}[\text{SiO}_4]$	475,7	188,30	2526,3
Кальцит	$\text{CaCO}_3$	288,44	100,09	2881,8
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	553,2	184,41	2999,8
Магнезит	$\text{MgCO}_3$	261,9	84,32	3106,0
Сидерит	$\text{FeCO}_3$	180,0	115,86	1553,6
Шеелит	$\text{CaWO}_4$	392,2	306,78	1278,4
Хромит	$\text{FeCrO}_4$	223,84	347,42	1552,1
Гематит	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	197,0	159,69	1233,6
Магнетит	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	267,3	231,55	1154,4
Пирит	$\text{FeS}_2$	41,6	119,98	346,7
Галенит	$\text{PbS}$	24,0	239,25	100,3
Халькозин	$\text{Cu}_2\text{S}$	19,0	159,14	119,4
Сфалерит	$\text{ZnS}$	49,8	97,43	511,1
Халькопирит	$\text{CuFeS}_2$	42,3	183,52	230,5

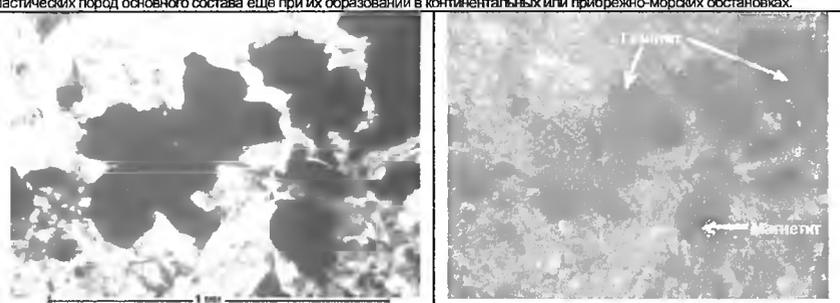
В поверхностных зонах земной коры теплогенерирующими являются реакции каолинизации, цеолитизации, альбитизации и серицитизации полевых шпатов (см. реакции 1-6 в табл. 6), пелловых частиц вулканического стекла, хлоритизации и серпентинизации темноцветных силикатов и алюмосиликатов. В работах А.Дж.Эллиса показано, что на протяжении сотен лет подобными преобразованиями вулканогенного материала генерируется тепло в геотермальных системах Новой Зеландии и Северной Америки. Подобные выводы об обеспечении теплом геотерм Камчатки сделаны В.П.Зверевым, В.М.Дуничевым. На теплогенерирующую особенность процессов гидратации указывают П.Тулмин III и С.П.Кларк мл. (1970, с. 372): «В большинстве своём процессы изменения являются экзотермическими... Хемлей... установил, что  $\Delta H^\circ$  реакционного преобразования калиевого полевого шпата в ассоциацию мусковита и кварца равна примерно  $-16$  ккал/моль  $H^+$ , близкие значения стандартной теплоты ( $-13,8$  и  $-12,2$  ккал/моль  $H^+$ ) показывают реакции аргиллизации мусковита и ортоклаза...

Таблица 6

**Минерально-химические реакции метапреобразований пород и руд на поверхности и в глинах земной коры**

$4FeS_2 + 2H_2O + 15O_2 \rightarrow 2Fe_2(SO_4)_3 + 2H_2SO_4 + 1321,2$ ккал. Пирит важнейший энергоноситель для окислительных процессов в коре выветривания и глубинах литосферы	<b>1</b>
$4KAlSi_3O_8 + 4H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2K_2SiO_3 + 6SiO_2 - 56$ ккал К-шпат 1112 72 Каолинит 516 308 360	<b>2</b>
$K_2SiO_3$ – растворимое стекло выносятся из коры выветривания водой $2CaAl_2Si_2O_8 + 6H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Ca(OH)_2 + 1,3$ ккал Анортит (минал) 556 108 Каолинит 516 148	<b>3</b>
$2CaAl_2Si_2O_8 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2CaCO_3 + 150$ ккал Анортит 556 72 88 Каолинит 516 Кальцит 200	<b>4</b>
$CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2 + 3H_2O \rightarrow Ca[Al_2Si_2O_{10}] \cdot 3H_2O$ Анортит 278 60 64 Сколецит 392	<b>5</b>
$2NaAlSi_3O_8 + 2H_2O \rightarrow Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O + 3SiO_2$ Альбит 524 36 Натролит 390 180	<b>6</b>
$CaAl_2Si_2O_8 + 4SiO_2 + 2NaCl \rightarrow 2NaAlSi_3O_8 + CaCl_2 + 12,9$ ккал Анортит 240 116 Альбит 524 110	<b>7</b>
$2CaAl_2Si_2O_8 + 7H_2O + CO_2 \rightarrow CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8 + CaCO_3 + 2SiO_2 + 3H_2^{\uparrow}$ Анортит 556 126 44 Маргарит 500 100 120 6	<b>8</b>
	
Полная полиминеральная псевдоморфоза маргарита с кальцитом и опалом по порфиоровому кристаллу плагиоклаза в андезитовом порфирите участка Карабулак (по шлифу Наманганской ПСП, 2019 г.)	
$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2KAlSi_3O_8 \rightarrow 2K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + 4SiO_2 + 2H_2O - 11,4$ ккал Каолинит 516 К-шпат 556 Мусковит 796 240 36	<b>9</b>
$KAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8 + H_2O + CO_2 \rightarrow K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + CaCO_3 + 2SiO_2 + 27,1$ ккал К-шпат 278 Анортит 278 18 44 Мусковит 398 Кальцит 100 120	<b>10</b>
$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + CaAl_2Si_2O_8 + 3KAlSi_3O_8 + CO_2 \rightarrow 3K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + CaCO_3 + 6SiO_2 + H_2O$ Каолинит 516 Анортит 278 Ортоклаз 834 44 Мусковит 1194 Кальцит 100 360 18	<b>11</b>
$6K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + 2(Mg,Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 \rightarrow 6KAlSi_3O_8 + 3(Mg,Fe)_4[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8 + 2SiO_2 + 2H_2O$ Мусковит 2388 Талькохлорит 1296 К-шпат 1668 Корундофиллит 1860 120 36	<b>12</b>
$K_2Al_4[Si_6Al_2O_{20}](OH)_4 + 2CaAl_2Si_2O_8 \rightarrow 2KAlSi_3O_8 + Ca_2Al_4[Si_4Al_2O_{20}](OH)_4$ Мусковит (серицит) 742 Анортит 556 Ортоклаз 556 Маргарит 742 Так может развиваться псевдоморфное замещение основных плагиоклазов маргаритом, который при рядовых петрографических исследованиях прозрачных шлифов диоритов и диоритовых порфиритов воспринимается серицитом	<b>13</b>
$10Ca(Mg,Fe)Si_2O_6 + CaAl_2Si_2O_8 + 5H_2O \rightarrow (OH)_2Ca_2(Mg,Fe)_2Si_2O_{22} + (OH)_6(Mg,Fe)_2Al_2Si_3O_{10} + 9CaO + 11SiO_2$ Пироксен 2320 Анортит 278 90 Актинолит 890 504 Хлорит 634 504 660	<b>14</b>
$3Mg_2SiO_4 + SiO_2 + 4H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 38,1$ ккал Форстерит 420 60 72 Серпентин 552	<b>15</b>
$6(Mg,Fe)_2[SiO_4] + 6H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Fe_3O_4 + 2SiO_2 + 2H_2^{\uparrow}$ Оливин 1032 108 Серпентин 552 464 120 4	<b>16</b>
$Fe_2SiO_4 + 3SiO_2 + 6MgCl_2 \cdot H_2O + 2H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2FeCl_2 + 8HCl$ Фаялит 204 180 672 36 Серпентин 552 252 288	<b>17</b>

$3\text{Fe}_2[\text{SiO}_4] + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\uparrow + 10,3 \text{ ккал}$ Фаялит 612 36 232 180 4	18
$6(\text{Mg, Fe})_2[\text{Si}_2\text{O}_6] + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + 8\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\uparrow$ Гиперстен 1392 108 Серпентин 552 464 480 4	19
$3\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 + 4\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{SiO}_2 - 172,7 \text{ ккал}$ Эпидит 600 72 Серпентин 552 120	20
$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 3\text{CaCO}_3 + 3\text{CO}_2$ (Дир и др., 1966, т. 3, с. 65) К-шпат 278 Доломит 552 18 Флогопит 416 300 132	21
$2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{Mg, Fe})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \rightarrow 2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ К-шпат 556 Талькохлорит 648 Биотит 928 240 36	22
$2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4\text{CO}_2 + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 2\text{CaCO}_3 + (\text{Mg, Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2(\text{Mg, Fe})\text{CO}_3 + 2\text{H}_2\uparrow$ Биотит 928 Анортит 556 176 108 Мусковит 796 200	23
$\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + \text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2 \rightarrow \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (Дир и др., т. 4, с. 99) Мусковит 398 100 120 К-шпат 278 Анортит 278 18 44	24
$2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \rightarrow (\text{Mg, Fe})_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2(\text{Mg, Fe})\text{CO}_3 + 2\text{H}_2\uparrow$ Биотит 928 240 72 88 Талькохлорит 568 К-шпат 556 200 4	25
$4\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 9\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 11\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Ca}_2(\text{Al, Fe})\text{Al}_2[\text{O}   \text{Si}_2\text{O}_7] + 4\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 11(\text{Ca, Mg, Fe})\text{CO}_3 + 6\text{SiO}_2 + \text{H}_2\uparrow$ Биотит 1856 Анортит 2502 484 54 Эпидит 1874 Мусковит 1592 Анкерит 1068 360 2	26
$3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{Ca}(\text{OH})_2 \rightarrow 2\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12}(\text{OH})$ Цоизит – обычный компонент <i>соосюритизации основных</i> Анортит 834 74 Цоизит 908 <i>плаггиоклазов магматических пород, туфов</i>	27
$2(\text{OH})_2\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 4\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{OH})_8\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}$ (Дир и др., 1965, т. 2, с. 372) Глаукофан 1564 36 Альбит 1048 Антигорит 552	28
$9(\text{OH})_8\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{10} + 6(\text{OH})_2\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22} + 50\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow 25(\text{OH})_2\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_8\text{O}_{22} + 6(\text{OH})\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12} + 7\text{SiO}_2 + 14\text{H}_2\text{O}$ (Дир и др., 1966, т. 3, с. 183) Хлорит Актинолит Альбит Глаукофан Эпидот	29
$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 4\text{CO}_2 \rightarrow \text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + \text{CaCO}_3 + 3(\text{Mg, Fe})\text{CO}_3 + 2\text{SiO}_2$ Анортит 278 Биотит 464 176 Мусковит 398 Кальцит 100 Сидероплезит 300 120	30
$\text{FeTiO}_3 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + \text{CaFe}(\text{CO}_3)_2 + \text{TiO}_2 + 2\text{SiO}_2$ Ильменит 152 Анортит 278 К-шпат 278 88 18 Мусковит 396 Анкерит 216 80 120	31
$6\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 15\text{SiO}_2 \rightarrow 8\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3(\text{Mg, Fe})_2\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{18} + 8\text{H}_2\text{O}$ Мусковит 2388 Биотит 928 900 К-шпат 2224 Кордиерит 1848 144 Дир и др., 1966, т.3, с. 89	32
$2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 6\text{CO}_2 \rightarrow 2\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + \text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12} + 3\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 3\text{SiO}_2$ Биотит 928 Анортит 834 264 Мусковит 796 Альмандин 498 Доломит 552 180	33
$\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + \text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 3\text{SiO}_2 \rightarrow 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + (\text{Fe, Mg})_2\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{12} + 2\text{H}_2\text{O}$ Мусковит 398 Биотит 464 180 К-шпат 556 Альмандин 450 36	34
$\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 3\text{SiO}_2 \rightarrow 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 2\text{H}_2\text{O}$ Флогопит 416 Мусковит 398 180 К-шпат 556 Пиррол 402 36	35
$2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + \text{FeS}_2 + 13\text{H}_2\text{O} + 8\text{C} \rightarrow 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{MgCO}_3 + 4\text{FeCO}_3 + 2\text{H}_2\text{S} + \text{CH}_4 + 11\text{H}_2\uparrow$ Биотит 928 120 234 96 К-шпат 556 252 464 68 16 22	36
$2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + \text{FeAsS} + 13\text{H}_2\text{O} + 8\text{C} \rightarrow 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{MgCO}_3 + 4\text{FeCO}_3 + \text{H}_2\text{S} + \text{AsH}_3 + \text{CH}_4 + 10,5\text{H}_2\uparrow$ Биотит 928 163 234 96 К-шпат 556 252 464 34 78 16 <sup>1</sup> 21	37
$(\text{Mg, Fe})_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \rightarrow 2\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{Al}_2\text{O}_3$ Хлорит 648 Мусковит 796 Биотит 928 240 72 204	38
$6\text{KAl}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 5(\text{Mg, Fe})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 \rightarrow 6\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 14\text{SiO}_2 + 8\text{H}_2\text{O} + 3(\text{Mg, Fe})_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ (Дир и др., 1966, т.3, с. 182) Мусковит 2388 Талькохлорит 3240 Биотит 2784 840 144 Корундофилит 1860	39
$2\text{FeS}_2 + 4\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 4(\text{Mg, Fe})_4[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_8 \rightarrow 4\text{FeS} + 2\text{K}_2\text{Fe}[\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{20}](\text{OH})_4 + 2\text{Mg}_4(\text{Al}_5\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_8 + 12\text{SiO}_2 + 8\text{H}_2\text{O} + 2\text{O}_2$ 240 Мусковит 1592 Хлорит 2268 352 Биотит 1710 Корундофилит 1110 720 144 64	40
$\text{K}(\text{Mg, Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 3\text{SiO}_2 \rightarrow 3(\text{Mg, Fe}^{2+})\text{SiO}_3 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O}$ (Дир и др., 1965, т.2, с. 47) Биотит 464 180 Гиперстен 348 К-шпат 278 18	41
$(\text{Mg, Fe})_4[\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 5\text{SiO}_2 \rightarrow 2(\text{Mg, Fe}^{2+})\text{SiO}_3 + (\text{Mg, Fe}^{2+})_2\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{18} + 4\text{H}_2\text{O}$ (Дир и др., 1965, т.2, с. 46) Хлорит 620 300 Пироксен ромб. 232. Кордиерит 616 72	42
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2 - 34,1 \text{ ккал}$ Доломит 184 120 Диоксид 216 88	43
$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{MgO} + \text{CO}_2 - 26,9 \text{ ккал}$ Доломит 184 Кальцит 100 Периклаз 40 44	44

$\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ (В большинстве случаев wollastonит образуется по приведённой реакции, Дир и др., 1965, т.2, с 189)	45
$3(\text{Mg})\text{SiO}_4 + 3\text{FeSiO}_4 + \text{O}_2 \rightarrow 6\text{MgSiO}_3 + 2\text{Fe}_3\text{O}_4$ Оливин 1032 32 Энстатит 600 464	46
$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 3\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2 \rightarrow 5\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (Дир и др., 1965, т. 2, с. 75) Тремолит 810 300 120 Диопсид 1080 132 18	47
$6\text{K}[\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 2\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH})_2 + 15\text{SiO}_2 \rightarrow 3(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} + 8\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 8\text{H}_2\text{O}$ Мусковит 2388 Биотит 928 900 Кордиерит 1848 К-Шпат 2224 144	48
$\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CaCO}_3 + 3\text{SiO}_2 \rightarrow 2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$ Реакция осуществляется при высокой температуре в «безводных» кремнезёмистых доломитах Форстерит 140 200 180 Диопсид 432 88	49
АВГИТ $(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})_2[\text{Si}, \text{Al}]_2\text{O}_5$ нередко переходит в уралитовый амфибол $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_5[\text{Si}_6(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{F})_2]$ . Обычным продуктом изменения авгита является хлорит, реже эпидот и карбонаты (Дир и др., 1965, т. 2, с 145)	50
Биотит + Плаггиоклаз + Кварц $\rightarrow$ Роговая обманка + Сфен + Плаггиоклаз + Ортоклаз (45% An) (35% An) 07 (Менерт, 1971, с.222)	51
$2\text{Fe}_2\text{O}_4 + 0,5\text{O}_2 \rightarrow 3\text{Fe}_2\text{O}_3 + 70,3 \text{ ккал}$ Процесс широко проявляется при краснокаменном изменении (окислении) эффузивных и пирокластических пород основного состава ещё при их образовании в континентальных или прибрежно-морских обстановках.	52
	
Андезитовый порфирит (участок Карабулак), прозрачный шлиф	
$(\text{OH})_8(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10} + 5\text{SiO}_2 \rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18} + 2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{SiO}_3 + 4\text{H}_2\text{O}$ Хлорит Кордиерит Пироксен ромб. Ромбические пироксены встречаются в термально метаморфизованных глинистых породах средних ступеней метаморфизма, которые первоначально содержали много хлорита и мало кальция (Дир и др., 1965, т. 2. С. 46)	53
$2\text{FeCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 2\text{CO}_2 + 45,3 \text{ ккал}$	54
$2\text{Fe}_2\text{O}_4 + 3\text{SiO}_2 \rightarrow 3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{O}_2 - 126,4 \text{ ккал}$ . «Фаялит присутствует в метаморфизованных железистых осадках и описан из тематитовых отложений Гарца, которые в контактовом ореоле Брокенского массива гранитов превращены в фаялитово-кварцевые породы... Фаялит образуется и при региональном метаморфизме железистых осадков...» (Дир и др., 1965, т1, с. 42). «При низком парциальном давлении кислорода фаялит и магнетит сосуществуют с водой при температурах от 250 до 470 °С. Приблизительно при температуре 470 °С принагит разлагается на фаялит, миннесотит и воду, а при 480 °С миннесотит с выделением воды переходит в фаялит и кварц. Выше 480 °С в гидротермально-восстановительной обстановке устойчива ассоциация фаялита, кварца и воды, в которой может присутствовать и магнетит...» (Там же, с. 30).	55
Примечание к таблице. При расчётах массэквивалентной стехиометрии реакций использованы целочисленные значения атомного веса химических элементов. Цифры во вторых строках реакций характеризуют их стехиометрию в эквивалентах массы. В некоторых реакциях под термином анортит следует понимать извлечение анортитового минерала из плаггиоклазов повышенной основности, что нередко отражено каёмчатой или псевдоморфной альбитизацией кристаллов и обломков в порфиритах и их туфах.	

Натровые аналоги этих реакций также показывают экзотермический эффект, причём, по-видимому, того же порядка». Несомненно, генерацией тепла сопровождается окислительные метаспреобразования в глубинах литосферы. Данные табл. 3 ясно показывают, что в высокотемпературных системах минерогенеза (амфиболитовая фация метаморфизма, к примеру) кристаллические решётки галенита, халькозина и др. сульфидов будут неустойчивыми.

Информативность исследований процессов разрушения и формирования пород и рудных концентраций станет более убедительной, если будет учитываться способность многих химических элементов в ответ на изменения окислительно-восстановительного потенциала в минерогенетической системе изменять свою валентность. Сера пирита при взаимодействии с кислородом в зоне гипергенеза образует серную кислоту, активирующую дальнейшее разложение и дезинтеграцию горных пород и сосредоточенных в них рудных минералов, способствует выносу в бассейны конечного

стока меди и цинка из зон окисления сульфидных месторождений и сульфидсодержащих горных пород. Восстановление серы сульфатредуцирующими микроорганизмами при анаэробной седиментации приводит к генерации  $H_2S$  и осаждению металлов вновь в форме труднорастворимых сульфидов.

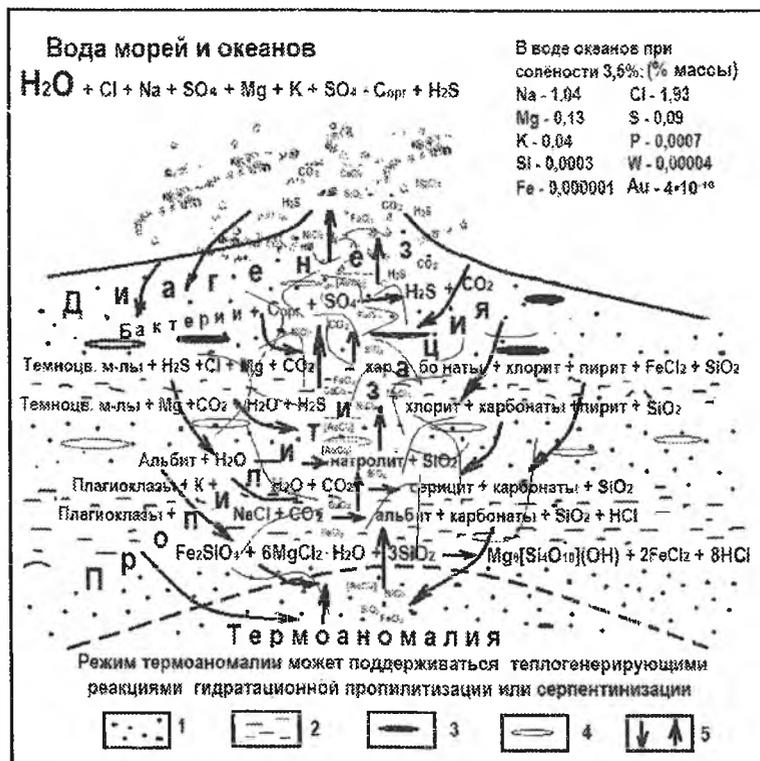
«Естественно, что в осадке немедленно после фиксации частиц на дне начинается серия процессов уравнивания, приспособления реакционноспособных частиц друг к другу. Этот процесс физико-химического уравнивания сложной и многокомпонентной системы реакционноспособных веществ и есть то, что мы и называем диагенезом осадка или превращением его в породу» (Страхов, 1960, т. 1, с. 79). Термодинамическая обстановка катагенеза характеризуется, по Н.М.Страхову, ростом давлений до 800-900 *атм.* (глубина погружения 3-4 км) и температуры до 90-100 °С. Эти термодинамические параметры завершения катагенетических преобразований, начала неустойчивости каолинита, гидрослюд, малоглиноземистых хлоритов и замещению их октаэдрическими гидрослюдами и серцитом приняты за исходные к перерождению осадочных пород в метаморфические с видоизменением их минерального состава и перераспределением большинства элементов в микро- и макрообъёмах осадочных толщ (черносланцевых, в частности).

Особой способностью к изменениям в условиях континентального и морского седиментогенеза и диагенеза осадков отличаются вулканическое стекло, полевые шпаты, оливины, пироксены, амфиболы и биотиты. Здесь они с разной скоростью замещаются глинистыми минералами и хлоритами. Выше уже показана значимая генерация тепла при каолинизации калиевого полевого шпата. Тем же эффектом сопровождается хлоритизация биотита и роговой обманки (энергично развивающаяся и в гипогенных низкотемпературных метаморфозах магматических пород и туфов с почти постоянным высвобождением титана в виде лейкоксена, рутила, анатаза, ильменита, магнетита). Обобщённая кристаллохимическая формула биотита  $K_2(Mg,Fe^{+2})_{6-4}(Fe^{3+},Al,Ti)_{0-2}[Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20}]O_{0-2}(OH,F)_{4-2}$  (Дир и др., 1966, т. 3, с. 71) показывает закономерность таких именно преобразований биотита: титану в хлорите нет места. Не менее сложна формула роговой обманки, и её хлоритизация сопровождается теми же явлениями лейкоксенизации. Но особой интенсивностью генерации тепла отличается окисление потоков магмы и пирокластики основного и ультраосновного состава при излияниях на континенте. Магма, имеющая на выходе из земных недр температуру не более 1000 °С, разогревается при этом на сотни градусов (каждый грамм базальтового расплава при полном окислении всего имеющегося в нём (8,56%) железа  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$  дополнительно получит около 200 кал). Отсюда и необычайная текучесть базальтовых потоков, как и палящих пепловых туч. Извержение Лаки в Исландии дало свыше 12 км<sup>3</sup> лавы, заливших более 500 км<sup>2</sup>. Очень интенсивной окисленностью отличаются андезибазальты на участке Карабулак (материалы Наманганской партии), где окислению подвергалось железо стекла, оливинов, пироксенов, роговой обманки, магнетита (см. иллюстрацию к реакции 50 в табл. 4). Менее энергичным краснокаменное изменение оказалось в андезитах и их туфах на участке Егербелитау (материалы А.Н.Смирнова), но здесь процесс дошёл до формирования участка вкрапленности, гнёзд, прожилков и жил гематита с проявлениями халькопирита. Здесь же распространены слойковые скопления мелкозернистого гематита и магнетита в сочетании с линзами красных яшм.

«...Сульфатредуцирующие бактерии не способны самостоятельно усваивать природные органические вещества и поэтому могут развиваться лишь совместно с сапрофитной микрофлорой, осуществляющей их десмолиз...» (Кизильштейн, 1975, с.17). На восстановление серы из её сульфатного комплекса сульфатредуцирующими бактериями затрачивается более 90% энергии, получаемой в сопутствующем окислении органического вещества. Поэтому «... для сравнительно небольшого прироста биомассы сульфатредуцирующих бактерий должны восстанавливаться в десятки раз большее количество сульфатов...» (Там же, с. 14). В таких же масштабах окисляется органическое вещество илов, так как на биогенное восстановление одного атома серы сульфатов требуется окисление двух атомов углерода:  $SO_4^{2-} + 2C_{орг} \rightarrow 2CO_2 + S^{2-} + 0,5$

ккал (Иванов, 1972, 1974). Более обобщенная схема разложения органического вещества предложена Р.Хорном (1972):  $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 + 53\text{SO}_4 \rightarrow 106\text{CO}_2 + 53\text{S}^{2-} + 16\text{NH}_3 + 106\text{H}_2\text{O} + \text{H}_3\text{PO}_4$ . Она также показывает, что возникновение одной молекулы сероводорода происходит при окислении двух атомов углерода с появлением двух молекул углекислого газа. Это первый и, вероятно, количественно самый важный этап декарбонизации осадков (при диагенетическом сульфатредукционном обогащении сульфидами), усиливаемой окисляющей деятельностью сапрофитов. Поэтому метапесчаники и сланцы с высокими содержаниями глобулярного и макроконкреционного пирита в черносланцевых толщах Западного Узбекистана значительно более светлые (менее углеродистые), чем их же бессульфидные аналоги. Описываются такие разные породы нередко как пиритизированные, карбонатизированные и осветленные в связи с рудообразованием (часто без каких-либо структурно-текстурно-минералогических обоснований). Для образования 2-10% пирита бактериям необходимо окислить по приведённым выше реакциям 1,75-8,75% углеродистого вещества. Нет сомнений, что часть генерируемого сероводорода покидает зону диагенеза осадков и рассеивается в водоеме. Он связывается сульфидами в слоях осадков с низкими содержаниями УВ. Поэтому в ЧТ практически нет пород без сульфидов. Присутствие в породе 0,5% пирита обеспечивает ей содержание серы на уровне кларкового (0,3%).

В условиях всё ещё осуществляющегося обмена водой между морем и толщей протоосадков (рис. 6) в породах ЧТ формируются глобулярные и комковатые микроконкреции



**Рис. 6. Принципиальная схема взаимодействия процессов пропилитизации и диагенеза в формировании металлоносных осадочных пород.** 1 – слабо консолидированные пирокластические и терригенные песчаники, алевролиты с линзами, прослоями гравелитов; 2 – слабо консолидированные мелкообломочные породы (глины, алевролиты); 3 – макроконкреции и конкреционные слои железомарганцевые или сульфидные; 4 – макроконкреции и конкреционные слои карбонатов; 5 – инфильтрационные потоки воды с растворёнными компонентами: вниз – холодной с  $\text{NaCl}$ ,  $\text{MgCl}$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{AuCl}^+$ , вверх – подогретой с  $\text{SiCl}_4$ ,  $\text{FeCl}_2$ ,  $\text{MnCl}_2$ ,  $\text{NiCl}_2$ ,  $\text{CoCl}_2$ ,  $\text{AuCl}^+$  и хлоридами других металлов.

пирита и карбонатов, переводящие в твёрдую минеральную фазу важнейшие для нашего повествования продукты сульфатредукции  $\text{CO}_2$  и  $\text{S}^{2-}$ . Здесь же при малейших изменениях pH и Eh начинается экзотермическая собирательная перекристаллизация микрозернистых (или даже коллоидных) новообразований сульфидов, карбонатов, кремнезёма, обусловленная их стремлением к минимуму поверхностной энергии в связи с различиями в растворимости крупных и мелких кристаллов. Здесь же, благодаря «неограниченным» запасам хлора, натрия, магния, ионов  $\text{SO}_4^{2-}$  в морской воде, благодаря генерации  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$  в результате биологического разложения органики и бактериального сульфатредуцирующего окисления её углерода, развиваются теплогенерирующие процессы цеолитизации полевых шпатов, хлоритизации пироксенов, роговых обманок, вулканических стёкол кислого, основного и ультраосновного составов.

Работами А.П.Виноградова, В.А.Гриненко, Н.М.Страхова, И.И.Волкова, В.Ф.Севастьянова, Л.Я.Кизильштейна, В.Н.Вилора, Р.Хорна и многих других исследователей убедительно показано, что практически единственным источником сульфидной серы при формировании морских осадочных пород является сульфат воды моря. «По сравнению с морской пресная вода обычно содержит небольшое количество сульфатных ионов, поэтому в пресноводных осадочных отложениях, как правило, меньше сульфидов, чем в морских отложениях того же возраста и состава... Во Флориде ... пресноводный торф содержит в среднем примерно в 6 раз меньше серы, чем морской» (Дегенс, 1967).

Диagenетическое формирование в протоосадках микро-, макроконкреционных, метасоматитовидных, линзоватых и прожилковых новообразований сульфидов, карбонатов, кремнезёма, способствующих их литификации, создаёт сложности в разграничении явлений собственно осадочного минерагенеза и начальных стадий (фаций) метаморфизма (пропилитизация, цеолитизация) пород ЧТ.

Метапреобразования пород осуществляются во всех зонах земной коры, от дезинтеграции у поверхности до плавления в глубинах. Определяющим фактором метаморфизма (регионального и контактового), несомненно, является температура с потреблением или генерацией тепла минерально-химическими преобразованиями пород (табл. 6). Ведущее значение этого параметра состояния минерагенетических систем в фациях регионального метаморфизма во многих случаях подтверждено экспериментально. Столь же весомое значение в смене фаций метаморфизма имеет давление воды, резко снижающей температуру плавления сухих базальтов и граувакк при эвтектоидных количественных соотношениях полевых шпатов и кварца. Именно наличием воды определяются различия минеральных образований амфиболитовой и гипертеновой (гранулитовой) фаций.

Каждая из приведенных в табл. 6 реакций – алгоритм проявления конкретного минерально-химического преобразования пород (преимущественно алюмосиликатных), показывающий возможность его развития без привлечения вещества извне для формирования вкрапленных, жильных и метасоматических новообразований. Для серицитизации полевых шпатов в гранитоидах или аналогичных по составу туфах обычно легко устанавливаются исходные и конечные минеральные компоненты при просмотре прозрачных шлифов. Реакция 13 показывает, в частности, как разрешается избыток алюминия, возникающий при калишпатизации каолинит-хлоритовой составляющей вулканокластических осадочных пород с параллельным изменением плагиоклазов основного состава. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (% массы) колеблется: в каолините от 36,58 до 39,51, хлорите от 13,77 до 27,68, андезине от 22,04 до 27,66, анортите от 34,31 до 36,18, маргарите от 41,50 до 51,68 (Дир и др., 1965, 1966).

Некоторые из реакций определяют термодинамические границы «соседствующих» фаций регионального метаморфизма. Таковыми являются серицитизация, биотитизация, калишпатизация глинисто-хлоритовой составляющей осадочных пород, отличающие метапреобразования хлорит-серицитовой, хлорит-биотитовой зеленослан-

цевых субфаций и амфиболитовой фации. Ограниченность пространственных перемещений мобилизаторов при высокотемпературных метапреобразованиях многократно подчёркивали К. Менерт, Г. Винклер, Р. Мейсон, П. Рамдор.

В работах по метаморфизму показано, что некоторые минерально-химические реакции, идущие на поверхности бесконечно медленно, в эндогенных минералообразующих системах (температура до первых сотен градусов) в геологическом масштабе времени могут протекать мгновенно, если продукты реакции удаляются или переходят в нерастворимую форму. Во внешних («прохладных») зонах термоградиентного поля метаморфические преобразования запаздывают, идут многократно медленнее. В центре термоаномалии при этом же формируются минеральные парагенезисы и ассоциации, характерные более интенсивным динамотермальным метапреобразованиям. В некоторых районах Прибалтики сланцы в основании палеозойских разрезов остались глинистыми, тогда как в раннепалеозойских толщах Западного Узбекистана в породообразующих минеральных комплексах сланцев доминируют альбит, хлорит, серицит, замещающиеся биотитом в зонах более интенсивного прогрева с явлениями повторного рассланцевания и порфириобластеза. Подобные соотношения следуют редко учитываются при формировании схем последовательности минералообразования для конкретных рудных месторождений во вмещающих толщах алюмосиликатных пород с отражением «одноактного» стадийного рудогенеза.

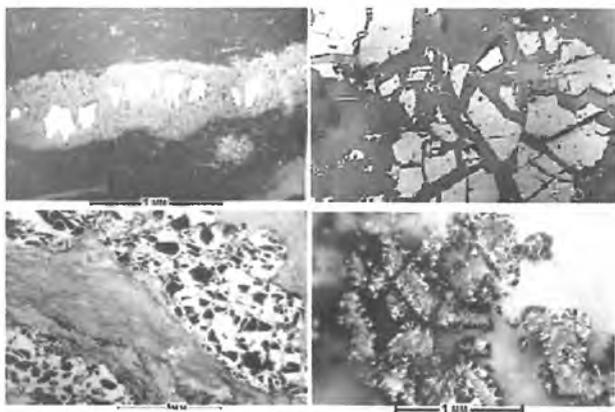
«Парадоксальность» хронологии минерогенических событий достаточно наглядно выявляется при сравнении горячих и холодных участков развития динамотермального метаморфогенно-метасоматического преобразования пород. В центре (горячая зона) масштабного термоаномального поля метаморфизма заканчиваются преобразования хлорит-биотитовой субфации зеленых сланцев, начинаются минерально-химические реакции, характерные для амфиболитовой фации. В это же время по его периферии (менее прогретая зона) продолжается перерождение осадочных пород, характерное для относительно низкотемпературной хлорит-серицитовой субфации зелёных сланцев. Это – краткий «сюжет» развития Мурунтауского рудного поля, в котором с термоградиентными метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями пород рудолокализирующей ЧТ синхронизированы золотосульфидные, золотосульфидно-кварцевые и золотокварцевые продуктивные минеральные комплексы (Проценко, 2008). На периферии рудного поля в условиях хлорит-серицитового перерождения алюмосиликатного матрикса осадочно-диагенетические микро- и макроконкреции сульфидов ещё не полностью преобразованы во вкрапленность метакристаллов пирита и арсенопирита. Ближе к наиболее прогретой центральной зоне при первых же признаках метабититизации алюмосиликатного базиса пород метавкрапленные сульфиды начинают замещаться пирротинном. При дальнейшем разогреве системы (рудные залежи № 1 и 2 месторождения Мурунтау) калиевым полевым шпатом замещаются плагиоклазы, хлорит, серицит и биотит, частично или полностью термохимически «выгорают» все сульфиды, углистое вещество с генерацией огромных количеств тепла (см. реакцию 1 в табл. 6).

Подобные же пространственно-временные соотношения характерны парагенезисам контактового метаморфизма вмещающих пород около интрузий гранитоидов, где одновременно развиваются низкотемпературные метасоматиты, содержащие серицит и хлорит, во внешней зоне и высокотемпературные (роговики и скарны с амфиболами, плагиоклазами, пироксенами, гранатами) у контакта. По мере разогрева контактного ореола высокотемпературные метасоматиты «надвигаются» на низкотемпературные с характерными признаками стадийности минеральных новообразований, фиксируемыми пересечениями «низкотемпературных» жилок и гнезд высокотемпературными с иными минеральными и геохимическими особенностями.

Не сложно представить два не очень удаленных друг от друга участка земной коры с резко различной историей определённого периода геологического развития. В

одном (эвгеосинклиналь) накапливаются мощные толщи осадочных пород, отражающих неоднократную активизацию вулканических процессов, в другом мощность осадочных накоплений того же периода незначительна (океанический кратон) или соответствующие образования отсутствуют (приподнятые участки континентального кратона). В одном толщ интенсивно метаморфизованы, деформированы, прорваны интрузиями, в другом остались типично осадочными. Различие в истории их геологического развития связано, в конечном счёте, с неодинаковой длительностью однотипных минерагенических процессов, прошедших (или не прошедших) в прямой зависимости от энергетики каждого из сравниваемых участков в обсуждаемый период геологического времени.

Генерацией тепла сопровождаются многие метапреобразования осадочных пород в условиях локальной пропилитизации и хлорит-серицитовой зеленосланцевой субфации регионального метаморфизма (см. реакции 1-17 в табл. 6). Положительный тепловой эффект перекристаллизации микрозернистых диагенетических образований пирита и карбонатов связан с уменьшением энергии суммарной поверхности микрочастиц при объединении их в более крупные зёрна или кристаллы. Пропилитизация в толщах вулканогенно-осадочных пород температурно предшествует их же зеленосланцевому перерождению. Здесь каолинизируются и альбитизируются плагиоклазы и калиевые полевые шпаты (см. реакции 1-7 в табл. 6), хлоритизируются оливины, пироксены, роговые обманки, биотит, андезитовое и базальтовое стекло. Генерирует тепло цеолитизация тонкозернистых смесей вулканического стекла, полевых шпатов. Генерация тепла продолжается гидратационными метапреобразованиями полевых шпатов, пироксенов, амфиболов, слюд вулканогенных и терригенных осадков в условиях хлорит-серицитовой субфации зелёных сланцев (температуры общего прогрева от 200 до 450 °С). Некоторые из подобных минерально-химических реакций в условиях изоляции от внешних источников воды являются дегидратационными и переводят в подвижное состояние кремнезём и воду в пропорциях, характерных для высококонцентрированных коллоидных растворов, способных удерживать обломки антраксолита, графита, сульфидов во взвешенном состоянии (рис. 7).



**Рис. 7.** Плотность и вязкость гелеобразных скоплений  $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$  обеспечивает взвешенное положение в них обломков углистого вещества и сульфидов.

Л.М.Овчинниковым, А.М.Мосаловичем (1981) на температурной шкале выше 100 °С намечен ряд важных для понимания гипогенного минерагенеза температур, при которых вода и водные растворы качественно меняют свои свойства: 165 °С (минимум растворимости  $\text{CO}_2$ , потеря гётитом воды с превращением в гематит) и 340 °С (максимум растворимости кварца и аморфного кремнезёма, переход каолинита в пиррофиллит). Очень важная для гипогенного минералообразования граница отмечается критическими для воды температурой (около 374 °С) и давлением (217,7 атм.). Ею,

по существу, разграничивается образование минералов в условиях хлорит-серицитово́й (докритические T и P в открытых системах) и хлорит-биотитовой (надкритические T и P) субфаций зеленосланцевой фации. Выше этой температуры не могут длительно существовать минералы с молекулярной межслоевой водой в структуре, происходит перерождение пирита в пирротин (Проценко, 1983, 1984), начинается разложение доломита с образованием кальцита и периклаза (Goldsmith, 1959). В полуоткрытых системах (понимая их как системы с затруднённым обменом веществом с окружающей средой) те же минералы способны сохраняться и при более высоких температурах, но не выше 600 °С, когда начинается окисление углистого вещества и сульфидов кислородом воды. «Во многих метаморфических породах графит разрушен вследствие окисления свободной водой» (Петрология углей, 1978, с. 79).

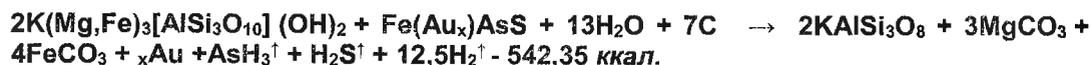
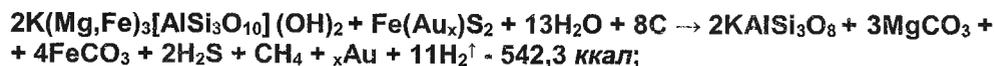
До сих пор рассматривались метаморфические производные от осадочных пород, преимущественно алюмосиликатных, при температурах, не превышающих 500 °С. Устойчиво в породах, претерпевших такой метаморфизм, сосуществуют хлорит и серицит, хотя хлорит с ростом T и P параметров метаизменений повышает свою глинозёмистость, снижая содержание кремнезёма (Елисеев, 1963). «В некоторых случаях в слюдяных сланцах вместе с биотитом присутствует некоторое количество хлорита, и это заставляет решать вопрос о последовательности кристаллизации этих минералов; совместное нахождение их можно объяснить кристаллизацией биотита за счёт хлорита и наоборот. Замещение биотита хлоритом характеризует ретроградный (регрессивный) тип замещения» (Там же, с.85). Это и оправдывает давно используемое в работах автора разделение зеленосланцевой фации динамотермального метаморфизма на две субфации – хлорит-серицитовую (низкотемпературную, до 450 °С) и хлорит-биотитовую (высокотемпературную, выше 400 °С), значимо отличающихся по поведению воды и сульфидов в ходе метапреобразований.

«Кристаллизация биотита в глинистых породах начинается осуществляться в условиях температуры и давления, соответствующих биотитовой зоне, типичными породами которой являются биотитовые, биотит-серицитовые, биотит-хлоритовые и альбит-биотитовые кристаллические сланцы» (Дир и др., 1966, т. 3, с.89). Для осуществления приведённой ниже генерирующей тепло реакции в рудолокализирующих породах Мурунтауского рудного поля все необходимые компоненты имеются.

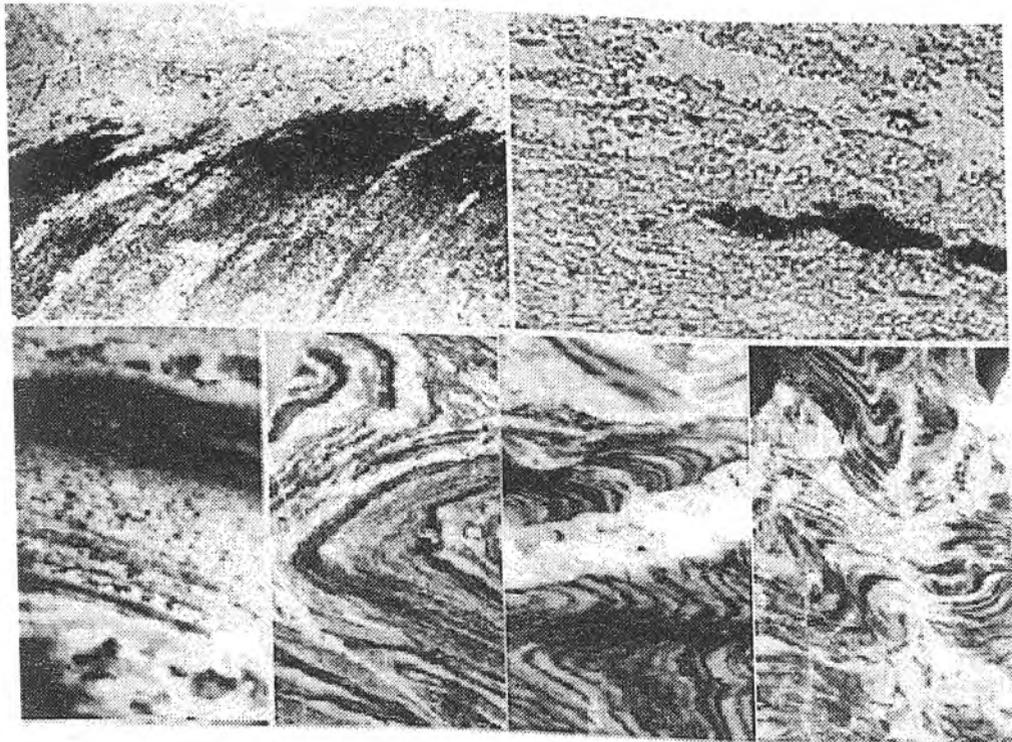


Пирротинизация пирита и арсенопирита на Мурунтауском и Коспактауском рудных полях синхронизирована с биотитизацией алюмосиликатного матрикса пород рудолокализирующей толщи. «В районе Янахара, Япония, пирротин и магнетит концентрируются вокруг пиритовых тел, в связи с этим предполагается их образование за счёт взаимодействия пирита с гидротермальными растворами» (Дир и др., т. 5, с.176). Эта деталь позволяет предполагать формирование пирротина за счёт пирита по реакции  $2\text{FeS}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{FeS} + 2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2$  с поглощением 161,2 ккал тепла.

Метаизменения в условиях амфиболитовой фации продолжили генерацию и поглощение тепла. Но в генерации, пожалуй, ведущее значение приобрело окисление углистого вещества и сульфидов, а в поглощении – дегидратация гидроксилсодержащих минералов. Процесс (для Мурунтауского рудного поля) может быть описан синхронно протекающими реакциями метакалишпатизации, декарбонизации и десульфидизации пород:



Обращено внимание (Проценко, 2008–2018) на синхронность окисления сульфидов и углистого вещества с формированием высокотемпературного шеелит-золото-калишпат-кварцевого парагенезиса в главных рудных телах Мурунтау при метапреобразованиях пород рудолокализирующей толщи в условиях амфиболитовой фации. Процесс отмечен наличием в составе газовой-жидких включений в кварце этого парагенезиса  $H_2$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$  (Адрианова и др., 1973), появлением сегрегаций калиевого полевого шпата с чёткими «магматическими» контактами с замещаемыми сланцами и метаалевролитами (рис. 8).

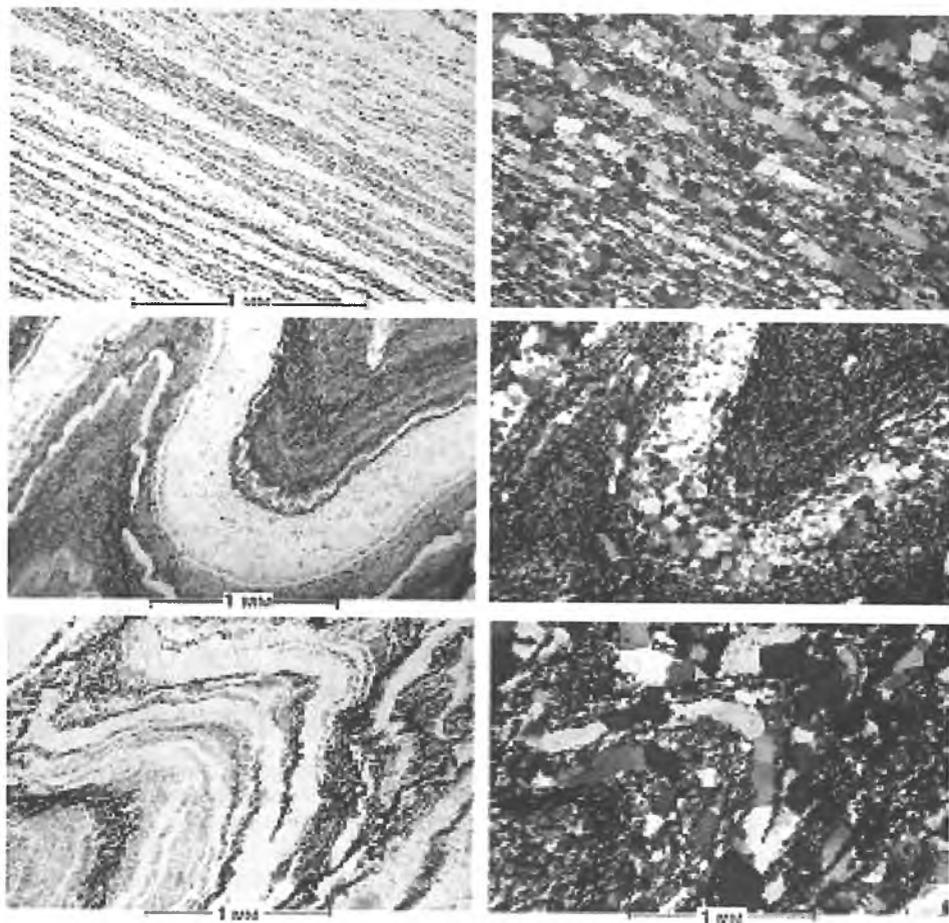


**Рис. 8. Формы проявления метаокварцевания и метакалишпатизации пород в главных рудных телах Мурунтау. Видны резкие границы микрозернистых новообразований калиевого полевого шпата как с замещаемыми метаалевролитами, так и жилами кварца.**

Замещение плагиоклаза, серицита и биотита калиевым полевым шпатом продолжает дегидратацию пород и руд с высвобождением новых порций кремнекислоты (см. реакции 30, 32-35, 39, в табл. 6). Система минерогенеза приобретает существенно иное качество. Если при серицитизации и биотитизации в выделении воды основное значение принадлежало межслоевой молекулярной из хлоритов и глинистых минералов, то при метакалишпатизации слюдисто-плагиоклазовой составляющей пород она продолжается только за счёт гидроксила серицита и биотита. Если каолинит, гидрослюда и хлориты перерождались в серицит и биотит трансформационно с сохранением структуры слоистых алюмосиликатов (Франк-Каменецкий и др., 1973, 1983), то при метакалишпатизации происходит полная деструкция замещаемого минерала, облегчающая миграцию окиси калия и даже алюминия. Если при метасерицитизации и метабититизации ещё не проявлялась роль окислительных реакций в вещественном и энергетическом поддержании процесса, то при метакалишпатизации именно они определяют поведение практически всех компонентов в системе – рудообразующих, в первую очередь (Проценко, 1975-1992). Суммарный тепловой эффект окис-

ления 0,3% углистого вещества (от веса пород) мог бы обеспечить в термостатированных условиях глубинного минералообразования повышение температуры в соответствующем объеме пород на 100 °С.

О содержаниях углистого вещества в протоосадках ЧТ дают представления количества графита в слоистых кварцитах Зирабулак-Зиаэтдинских гор (рис. 9), в кумингтонитовых сланцах рудных полей Хомстейк и Колар, в асфальтоподобном углистом веществе руд месторождения Карлин.



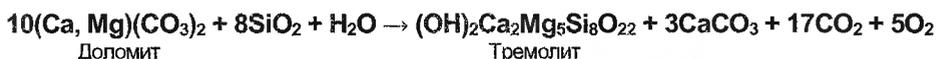
**Рис. 9. Метаморфизм и деформации углисто-кремнистых сланцев в условиях амфиболитовой фации. Прозрачные шлифы Центрально-Узбекистанской ПСП при одном (слева) и двух (справа) николях.**

Дальнейший разогрев минералообразующей системы усиливает замещение слюд и плагиоклаза калиевым полевым шпатом, а появление дополнительного количества гидроксильной воды, в свою очередь, интенсифицирует реакции окисления, в которые вовлекаются и сульфиды. Полное окисление 1% пирита в углисто-хлорит-серцитовых сланцах, в свою очередь, даст тепло для дополнительного прогрева их на 90 °С. Возникает своеобразный цикл реакций, поддерживающих друг друга веществом и энергетически (Проценко, 1983, 1984), полностью разрушающих существо-

навшие взаимосвязи золота с сульфидами, углистым веществом, глинистыми и слюдястыми минералами. Возникают условия длительного термостатирования минералообразующей системы, благоприятные для рудогенеза.

Весьма разнообразны взаимопревращения амфиболов и пироксенов в высокотемпературных динамотермальных метапреобразованиях осадочных пород. Тремолит – типичный продукт ранних стадий термического метаморфизма доломитов, содержащих примесь кремнезёма. В вулканогенных протоосадках ЧТ распространены микроконкреционные образования доломита, сидерита, сидероплезита, олигонита, а к моменту вовлечения таких пород в метапреобразования гиперстеновой фации в них уже были созданы обильные новообразования кварца.

При анализе условий высокотемпературного динамотермального метаморфизма алюмосиликатных пород необходимо различать два варианта: 1) когда водное давление практически равно литостатическому давлению вышележащих пород и 2) когда оно значительно ниже последнего. Первый вариант соблюдается при метапреобразованиях в условиях амфиболитовой фации с устойчивым существованием гидроксилсодержащих минералов. Второй вариант характерен для гиперстеновой зоны метаморфизма с вырождением водосодержащих минералов и образованием безводных пироксенов, плагиоклазов, щёлочных полевых шпатов, гранатов, магнетита, ильменита при давлении воды ниже общего литостатического (Винклер, 1979, с. 253). В участии и/или неучастии воды в формировании минеральных ассоциаций и заключается принципиальное различие метаморфизма амфиболитовой и гиперстеновой фаций, тогда как температура в той и другой не превышает 700 °С. Генетические соотношения пироксенов и амфиболов при высокотемпературном метаморфизме без плавления пород описываются минерально-химическими реакциями:



Доломит

Тремолит



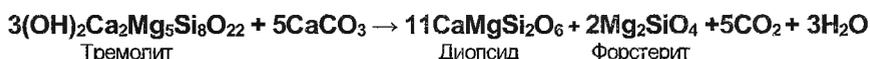
Тремолит

Диопсид



Тремолит

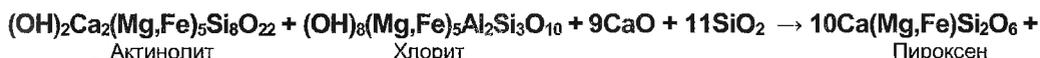
Форстерит



Тремолит

Диопсид

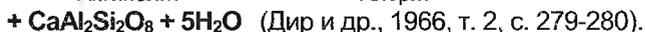
Форстерит



Актинолит

Хлорит

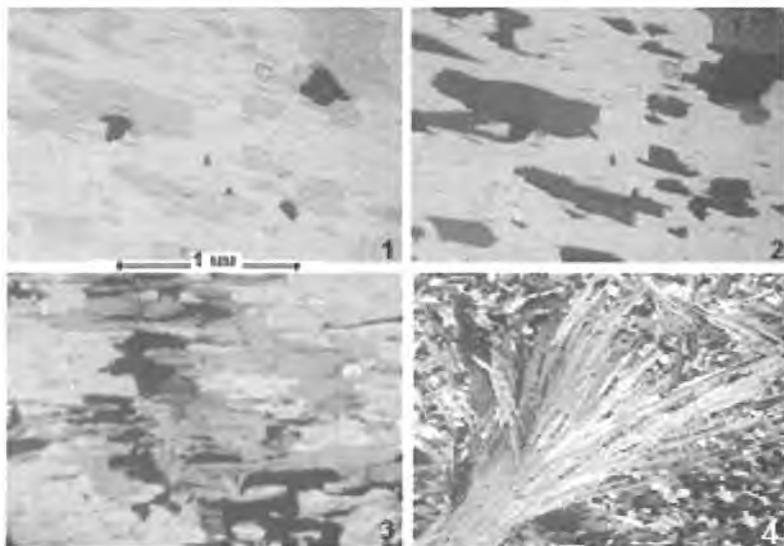
Пироксен



Анортит

Две последние У.А. Диром с соавторами (1965, т. 5, с. 265) приводятся для объяснения замещений пироксенов амфиболами на поздних стадиях кристаллизации интрузивных габбро и норитов. Но эти реакции гидратационные, а магмы основного и ультраосновного составов чаще всего «абсолютно сухие». В перидотитах и пироксенитах Восточного склона Полярного Урала автор неоднократно наблюдал формирование псевдоморфоз роговой обманки по пироксену с приростками магнетита к роговой обманке или его включениями в её зёрна, ещё не слившиеся в единое целое. На начальных стадиях такой метаморфозы в крупных зёрнах пироксена возникают и развиваются одиночные или многочисленные единообразно оптически ориентированные, одновременно погасающие микровыделения роговой обманки, почти всегда в сопровождении магнетита (рис. 10), объединяющихся в единую псевдоморфозу в ходе дальнейшего развития процесса. Обращает на себя внимание «клочковатость» микророзродений роговой обманки в крупном зерне пироксена. О снижении идиоморфизма выделений роговой обманки в сравнении с зёрнами пироксена в пироксенитах, габбро и диоритах неоднократно упоминают Ф. Тернер и Дж. Ферхуген (1961).

Особенностью подобного гидратационного замещения пироксенов в базальтах, габбро, перидотитах и пироксенитах является высвобождение кремнекислоты (около 8% от массы переработанных пироксена и анортитовой составляющей плагиоклаза) и окисление части двухвалентного железа до трёхвалентного состояния с входением его в замещающие роговую обманку и магнетит (чёрные зёрна на м-фото 1 и 3).



**Рис. 10.** Разные стадии формирования гомосеовых псевдоморфоз роговой обманки по пироксену с включениями магнетита. 1 и 2 – прозрачный шлиф с одним и двумя николями; 3 – прозрачный шлиф с одним николем). 4 – новосоздания тремолита в скарноидах по металаверолиту на карбонатном цементе (прозрачный шлиф с двумя николями). Восточный склон Полярного Урала.

Окисление железа генерирует тепло. Вполне вероятно, что именно таким был источник кремнекислоты при формировании (золотоносных) кварцевых жил в амфиболитах, заместивших пироксениты на месторождении Колар (Проценко, 2019). Средние содержания  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$  в ромбических пироксенах (19 анализов) 53,31 и 17,79%, тогда как в роговой обманке (30 анализов) 47,69 и 9,43% соответственно (Дир и др., т. 2).

Рудное поле Колар с широким проявлением гнейсов и мигматитов в его строении побуждает «прояснить» условия перехода твердофазных метапреобразований пород разного типа к «ультраметаморфизму» с проявлениями анатектических расплавов и формированием мигматитов. Обзор результатов экспериментального изучения синтетических и природных систем высокотемпературного минерогенеза позволяет определить «нижнюю» границу амфиболитовой фации параметрами 550 °C со средним давлением около 4 кбар (Менерт, 1971, с. 201). Аркозы или другие богатые полевым шпатом псаммиты обнаруживают первые следы плавления уже при температуре 685 °C и давлении  $\text{H}_2\text{O}$  2 кбар. Даже в случае высоких стадий метаморфизма при образовании биотитовых гнейсов из граувак температура начала плавления не превышает 670-685 °C (Винклер и др., 1979). Глины и сходные породы начинают плавиться примерно при 700-720 °C и давлении 2 кбар. Начальный анатектический расплав, образующийся из этих пород, имеет состав лейкогранита, но в дальнейшем неосомы изменяется от лейкогранитной через нормальную гранитную до гранодиоритовой. При температурах около 800-850 °C породы находятся преимущественно в расплавленном состоянии (почти все, кроме богатого Mg, Fe и Al рестита, который плавится при значительно более высокой температуре). И совершенно неслучайно, что чаще всего ксенолиты в гранитоидах представлены амфиболовыми и пироксеновыми роговиками (рис. 11).

Для обсуждаемой в этой главе тепловой энергетики эндогенного минерогенеза по вовлечению пород осадочных толщ в глубины земной коры нет необходимости вни-

кать в полемику о причинах и условиях формирования в них мигматитов. Это великопечно сделано К.Менертом (1971). И все же следует отметить важнейшие обобщения по этой проблеме

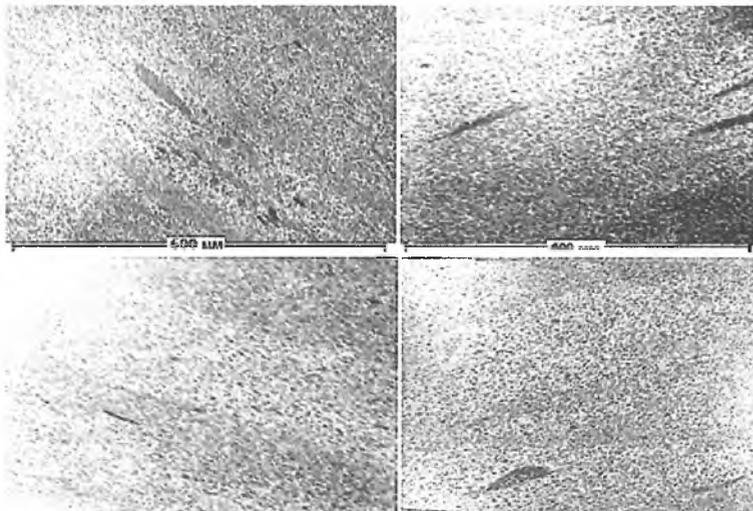


Рис. 11. Полосчатые меланократовые гранодиориты – продукт высокотемпературных метаморфогенно-метасоматических преобразований породы вулканогенно-осадочной толщи еще без общего их плавления. Черные линзочки – «ксенолиты» амфиболовых роговиков.

Что касается формирования мигматитов, то важно подчеркнуть, что они, как правило, *встречаются в орогенических поясах*, где геотермический градиент, несомненно, намного круче нормального и может достигать 50-100 град/км. Недавно проведенные экспериментальные исследования границ устойчивости «критических» минералов метаморфических зон показали, что только 2-3 км по вертикали отделяют низкотемпературную фацию (хлоритовая зона) от высокотемпературной (силлиманитовая зона) и даже области частичного анатексиса.

Существование анатектических расплавов зависит от содержания воды. Но вся свободная вода была удалена во время кристаллизации анатектических расплавов, и определить ее исходное содержание невозможно.

Результаты изучения синтетических систем указывают, что насыщенный пегматоидный расплав может содержать 8-10% воды. Порода соответствующего состава при достижении точки плавления должна *полностью расплавиться*. При уменьшении в той же породе содержания  $H_2O$  температура начала плавления не изменяется; *изменяется только количество плавящейся породы*. И неслучайным представляется часто наблюдаемое обилие мигматитов в алюмосиликатных породах, претерпевших высокотемпературные метапреобразования амфиболитовой фации, при практическом их отсутствии в гранулитах.

В выводах по детальному рассмотрению условий формирования мигматитов и некоторых типов гранитоидов К.Менерт (1971, с. 286-294) приводит суждения, важные для оценки значимости мобилизации и консолидации петрогенных (рудообразующих, в т. ч.) химических элементов в генерации некоторых типов эндогенных руд. «В принципе можно считать, что все эндогенные породообразующие процессы протекают в одном из двух направлений, если в качестве основного параметра рассматривать температуру: 1) в условиях понижения температуры в системе происходит прогрессивная консолидация всех породообразующих компонентов, которые были первоначально подвижными; 2) в условиях повышения температуры в системе наблюдается прогрессивное увеличение степени мобилизации... В метаморфических породах эпизоды мобилизация наблюдается довольно часто; она выражается в широком распространении жильных пород с кварцем, альбитом, карбонатом, серицитом, хлоритом, тальком

и др. В этих реакциях участвуют рудные минералы. В результате процессов гидротермальной мобилизации и концентрации металлов, широко рассеянных в первичных породах, могут даже возникнуть крупные месторождения. *По экспериментальным данным такой процесс мобилизации требует большого количества воды* (курсив ВФГ)...

При более высоких давлениях и температурах, очевидно, формируются мобилизаты пегматитового состава. Они связаны с первичными метаморфическими породами высокотемпературной амфиболитовой фации, переходной к фациям роговообманковых или пироксеновых роговиков... *Расстояние, на которое мигрируют подвижные компоненты, как правило, не превышает нескольких миллиметров или сантиметров* (курсив ВФГ), что подтверждается шириной выделений метатектов, симметрично окружённых соответствующими реститами. Поэтому их широкое распространение связано не со значительной проникающей способностью, а с одновременным местным плавлением, происходившим во многих участках...

Рудные минералы, играющие столь большую роль в магматических пегматитах, в пегматитовых мобилизатах распространены ограниченно... Даже если вмещающая порода богата рудными минералами, пегматоидные мобилизаты содержат их очень мало». Это замечание К.Менерта даёт основу для понимания механизмов формирования рудных концентраций железа и сопутствующих ему химических элементов в мощных толщах глубоко метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород зеленокаменных поясов, практически всегда содержащих горизонты глинистых, кремнистых и карбонатных образований, а также биоорганическое углистое вещество. Именно такие породы являлись главными поставщиками воды и углекислоты, активирующих метапреобразования пород во всех фациальных обстановках. Механизм дифференциации довольно прост. Если в пегматоидные и гранитные мобилизаты (расплавы) при образовании мигматитов в первую очередь вовлекаются кремний, алюминий, калий, натрий и кальций, то твердофазный рестит должен обогащаться железом и магнием с формированием гиперстена, роговых обманок и окислов (магнетита или хромита в зависимости от природы метаморфизируемой породы).

Р.Мейсон (1981, с. 119-120) обсуждение происхождения мигматитов завершает сопоставлением мнений о происхождении гранитов. «Многие геологи доказывали, что мигматиты образовались исключительно при метаморфических процессах с формированием гранитных прослоев путём преобразования осадков в твёрдом состоянии без расплавления... Они утверждали, что многие или даже все граниты немигматитового характера также образовались путём преобразования вещества в твёрдом состоянии... Эти взгляды встретили сильное противодействие со стороны тех геологов, которые считали, что гранит является магматической породой, кристаллизующейся из силикатного расплава-магмы... В последние годы спор угас. Возможно, главной причиной этого послужило накопление данных о происхождении многих мигматитов путём частичного плавления...».

Сомневающимся в возможности формирования гранитоидов твердофазными метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями первоначально осадочных пород следует понаблюдать за структурно-текстурными особенностями гранодиоритов на платформах станций Ташкентского метро. На рис. 11 отражены детали средних стадий формирования этих гранодиоритов, когда ещё отчётливо «прочитывается» их твёрдофазное (без общего плавления) развитие по тонкослоистым обломочно-осадочным алюмосиликатным породам. На этой же платформе можно видеть и все последующие стадии «вызревания» гранодиоритов в полнокристаллические порфиоровидные и равномерно-зернистые разности с появлением пегматоидных обособлений и сохранением ксенолитов пироксен-амфиболовых роговиков с бластопорфиоровыми зёрнами полевых шпатов. Но даже «зрелые» гранодиориты зримо отличаются от аналогов, возникших при кристаллизации магматического расплава, практическим отсутствием кристалломорфных ограничений зёрен полевых шпатов. Эта осо-

бонность структуры анатектических гранитоидов неплохо отразилась и на рис. 11. Случаи постепенного преобразования сланцев в граниты наблюдал И.В.Плещенко в южной части Алмалыкского рудного района.

Интересная особенность систем, содержащих  $\text{SiO}_2$ , заключается в том, что в противоположность сравнительно высокой точке плавления кремнезёма пропорция  $\text{SiO}_2$  в эвтектике неизменно высока. Эта особенность связана с относительно низкой энтропией плавления кремнезёма... Низкая энтропия плавления кварца в свою очередь, вероятно, связана с относительно малой разностью в упорядоченности между твёрдой и жидкой кремнекислотой, т. е. в жидкой кремнекислоте сохраняется упорядоченное расположение связанных  $[\text{SiO}_2]$  тетраэдров, характерное для твёрдой фазы... Существует множество важных петрологических примеров инконгруэнтного плавления. Например, ортоклаз ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ) плавится инконгруэнтно при  $1150^\circ\text{C}$  с образованием лейцитита ( $\text{KAlSi}_2\text{O}_6$ ) и жидкости, более богатой  $\text{SiO}_2$ , чем ортоклаз... Следует отметить, что во всех этих случаях жидкость, образующаяся в инконгруэнтной точке плавления, богаче  $\text{SiO}_2$ , чем исходный минерал... Это опять-таки связано со сравнительно низкой энтропией плавления кварца... В поликомпонентных системах химический потенциал любого компонента испытывает влияние изменений молярных долей других компонентов, так что растворимость компонента 1 может возрастать либо убывать с понижением температуры просто вследствие кристаллизации другого компонента. Процессы кристаллизации в магмах усложняются тем, что изменение температуры обычно сопровождается изменением давления, когда магма поднимается на поверхность...» (Тернер и др., 1961, с. 91-93).

**Физико-химическое** растворение магнетита и гематита железистых кварцитов в алюмосиликатном расплаве осуществляется при более низких температурах, чем плавление сухого магнетита, и даже может осуществляться самопроизвольно без дополнительных затрат тепловой энергии. «Процесс растворения сопровождается значительным возрастанием энтропии системы, так как в результате равномерного распределения частиц одного вещества в другом резко увеличивается число микросостояний системы. Поэтому, несмотря на эндотермичность растворения большинства кристаллов, изменение энергии Гиббса системы при растворении отрицательно и процесс протекает самопроизвольно. При растворении кристаллов происходит их разрушение, что требует затраты энергии... Если же наблюдается обратный эффект, то... одновременно с растворением происходит какое-то взаимодействие между растворителем и растворённым веществом, при котором выделяется в виде теплоты больше энергии, чем её расходуется на разрушение кристаллической решётки» (Глинка, 1978, с. 216). Примером такого взаимодействия может служить растворение в алюмосиликатном расплаве гематита и магнетита с одновременной кристаллизацией оливинов, пироксенов, амфиболов в растворяющемся рестите, или кварца, полевых шпатов, слюд в пегматоидно-гранитоидной выплавке мигматитов. Их теплота образования (см. табл. 2; Наумов и др., 1971) показывает, что в «развитии» эвтектоидных пегматоидно-гранитоидных выплавок достаточно весомое значение может иметь тепло, высвобождающееся при замещениях магнетита и гематита железосодержащими силикатами и алюмосиликатами. Если растворение 1 г магнетита спровоцирует кристаллизацию 1 г диопсида, то высвободится 2,39 ккал тепловой энергии, компенсирующей, вероятно, ее потребление при формировании в подобных обстоятельствах фаялита за счёт железистого кварцита:  $2\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}_2^3\text{O}_4)^{2-} + 3\text{SiO}_2 \rightarrow 3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4) - 66,5 \text{ ккал}$ . Безусловно, в таких «построениях» анатектического образования расплава важно учитывать, что «температура плавления очень мелких кристаллов всегда несколько ниже, чем температура обычных кристаллов...», что более крупные кристаллы в насыщенном растворе самопроизвольно растут за счёт растворения более мелких» (Киреев, 1950, с 444). Это означает, что развитию плавления при уже «заданной» метаморфизмом высокой температуре притока тепла извне не требуется, пока состав матрикса остаётся близким к эвтектоидному.

Подобные минерально-химические реакции, развивающиеся медленно в условиях постоянного рассеивания тепловой энергии во внешнюю среду, в т. ч. и выносом паров воды, могут привести к формированию значительных масс магмы, к её кристаллизационной и ликвационной дифференциации на несмешивающиеся фазы. При тектонической дестабилизации развития подобных метапреобразований, по-видимому, и происходят неоднократные перемещения резко различающихся по составу расплавов, с формированием кристаллизационно-гомодромных серий типично интрузивных и жильных образований с магматическими контактами между ними. Примером, вероятно, может служить Кошрабадский эссексит-сиенит-граносиенитовый интрузив (площадь 195 км<sup>2</sup>) с признаками межформационного плутона, в строении которого выявлены три гомодромных серии пород, первая из которых представлена интрузивными фазами, две последующие – дайковыми (Диваев и др., 1984 г.).

Видимо, с очень высокими температурами плавления магнетита (1951-1957 °С) и кварца (1713-1728 °С) связана немногочисленность месторождений железа, относимых к магматогенным. В геологической литературе не так уж много примеров, «подтверждающих» эндогенно-магматическое формирование промышленных скоплений железа, никеля, меди, но и в них при внимательном чтении часто обнаруживается вероятность связи рудных концентраций с постмагматическими преобразованиями пород. У П.Рамдора это отмечено многократно.

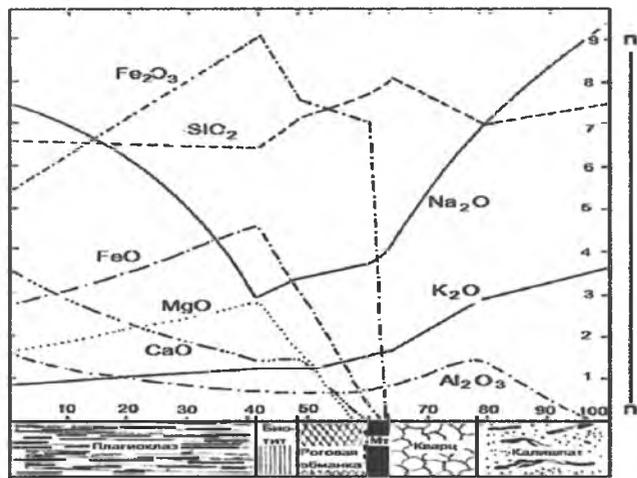
Высокая температура плавления магнетита, казалось бы, исключает возможность формирования магмы в земной коре, но П.Рамдор считал, что при высоких температурах она способна растворять значительные количества окислов, а К.Менерт (1971), Г.Винклер (1979), Р.Х.Вернон (1980), Р.Мейсон (1981) многократно упоминали о способности воды понижать температуры плавления «сухого» базальта на 300-400 °С. Автору представляется, что вода, участвуя в гидратации полевых шпатов, магматических стёкол кислого состава, способствует появлению микро- и макроскоплений вязких и плотных коллоидных растворов кремнекислоты, достаточно агрессивных к алюмосиликатам и окислам в силу опережающего насыщения их щёлочными металлами.

При повышении температуры до 550 °С такие коллоиды, безусловно, станут растворять «себе подобные» компоненты вмещающей среды, способствуя появлению концентрированных растворов-расплавов и последующей кристаллизации на их основе лейкосом пегматоидно-аплитового состава. Процесс и далее может развиваться не плавлением, а растворением, если отток воды из подобных минерагенических систем будет затруднён, и она будет потребляться здесь же гидратационными метапреобразованиями типа пироксен → амфибол.

Усвоению окислов железа магмой могла способствовать и окись углерода, восстанавливающая их железо при температурах от 450 до 800 °С. С предельной чёткостью это явление прописано в анализе термохимических преобразований магнетита в доменном процессе (Глинка, 1978, с. 680).

Диспропорционирование концентраций химических элементов между магмой и кристаллизующимся из неё зерном минерала ведёт к изменениям в составе расплава, контактирующего с ним непосредственно (рис. 12). К кристаллу организуется диффузионный подток образующих его компонентов и отток от него элементов, входящих в минерал в содержаниях ниже, чем в исходной гранитоидной магме. В итоге у контактов с вмещающими породами в интрузии формируется оболочка меланократовых разновидностей гранитов и гранодиоритов, обогащённых плагиоклазами повышенной основности (часто полизональными), роговой обманкой, биотитом, магнетитом. Повышение меланократовости гранодиоритов наблюдались автором в Чаткальском массиве у контакта с известняками, в Джамансайском штоке порфириовидных гранодиоритов у контакта с плагиогранитами Бештор-Тундукского массива. Последовательность образования минералов при кристаллизации магматического расплава, соответствующего гранодиоритам, отражена на рис. 9 в соответствии с результатами изучения десятков

прозрачных шлифов. В этой последовательности отражено снижение теплоты образования минералов (см. табл. 5) в явной связи с общим падением запасов тепла в интрузии по мере кристаллизации магматического расплава.



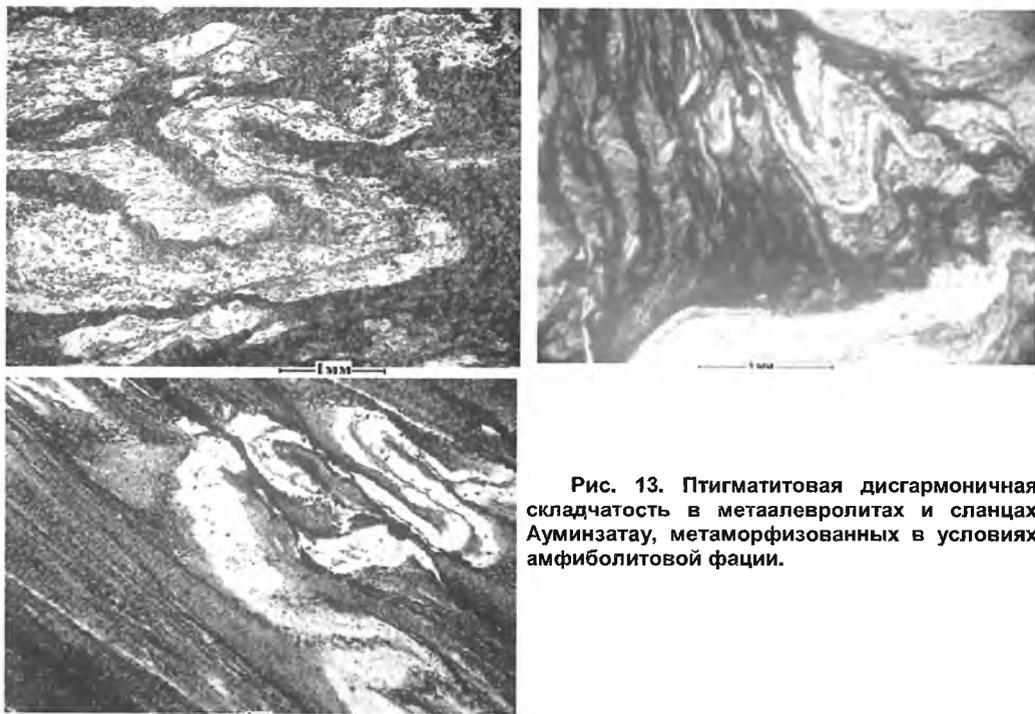
Содержания минералов в гранодиоритах по ходу их кристаллизации

**Рис. 12. Изменение концентраций петрогенных окислов в зоне кристаллизации магмы с затруднённой их миграцией в связи с её высокой вязкостью (на примере конкретной пробы гранодиоритов Чаткальского массива). Размерность концентраций:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — н·10%;  $\text{K}_2\text{O}$  — н·5%;  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  — н%;  $\text{Na}_2\text{O}$  — н·0,5%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — н·0,2%.**

Ряд гидратационных преобразований горных пород ведёт не только к генерации тепла, но и к приросту объёма твёрдых фаз, оказывающего влияние на структурно-текстурное состояние породы, на дислоцированность её слоёв или массивов. Уже при низкотемпературных зеленосланцевых метапреобразованиях в алюмосиликатных осадочных породах при серицитизации обломочных калиевых полевых шпатов или кислого стекла в присутствии каолинита (по реакции 9 в табл 6) осуществляется приращение объёма твёрдых фаз на 20,4% даже без учёта воды, перешедшей в жидко-флюидное состояния. В этом, несомненно, одна из причин повышенной дислоцированности тонкослойчатых чередований метапесчаников, метаалевролитов и сланцев в толщах, локализующих рудные тела месторождений Мурунтау, Даугызтау, Кокплатас (см. табл. 1). На рис. 9 было показано микрофрирование тончайших слойковых коллоидных новообразований кварца на границе сланцев с ранее образовавшимися слоями кремнекварцита. Иногда гофрированию вплоть до формирования изоклинальных птигматовидных складок подвергаются и более мощные слойки интенсивно перекристаллизованных кремнекварцитов или ранее образованные линзы и прожилки кварца (рис. 13). Текстурно подобные метаморфиты приближаются к мигматитам. К.Менерт неоднократно упоминал, что мигматиты более характерны толщам осадочных пород, претерпевшим метаморфизм амфиболитовой фации с затруднённым удалением из них воды.

Подобные структурно-текстурные метапреобразования пород широко проявлены в термоаномальных зонах раннего палеозоя Западного Узбекистана с формированием гнейсов и гранулитоподобных пород (Зирабулак-Зиаэтдинские возвышенности, Ауминзатау, Букантау, Тамдытау, Султанувайс). Они характерны мигматитам, сформированным при гранитизации кварцитов (Менерт, 1971, с. 251-253). «На начальных стадиях реакции чистые кварциты существенно не изменяются. Наблюдается лишь слабое укрупнение структуры, а иногда рост вкрапленников кварца. Фельдшпатизация часто начинается довольно резко; при этом отмечается сравнительно чёткая граница. Калиевый полевой шпат (нередко микроклин) образуется между зёрнами кварца, в большинстве случаев он сопровождается кислым плагиоклазом, биотитом, мусковитом и другими минералами гранитов. Переход может происходить на расстоянии от 1 до 10-

20 м» (Там же, с. 252). К.Менерт явно не располагал материалами по структурно-текстурным преобразованиям пород в главных рудных телах Мурунтау, но его описания гранитизации вполне применимы для анализа условий формирования высокотемпературного шеелит-золото-калишпат-кварцевого парагенезиса в условиях амфиболитовой фации метаморфизма с замещением содержащих воду минералов безводными (см. рис 8). Вновь отмечу что плотность и вязкость водно-кремнистых новообразований (см. рис. 7), появляющихся при метаморфогенной гидратации осадочных пород типа аркозов или граувакк ещё на стадии амфиболитовых метапреобразований, позволяют вести себя в условиях тектонической нестабильности подобно твёрдофазным чётко ограниченными телам, способствовать формированию мигматитовых текстур (рис. 13).

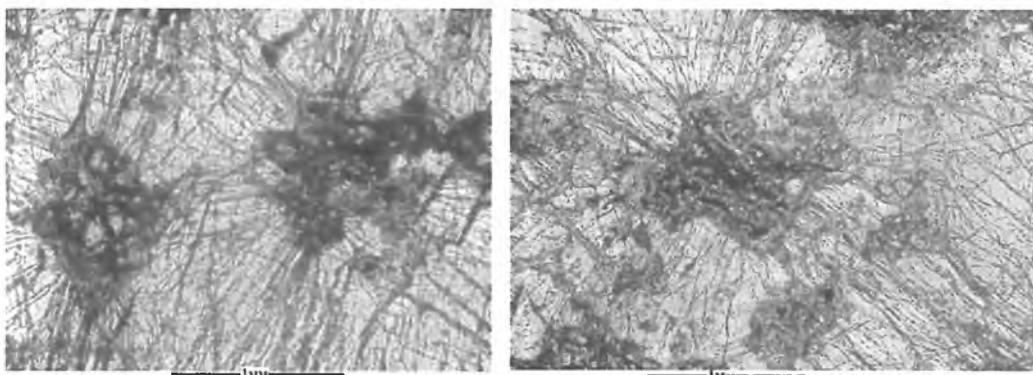


**Рис. 13.** Птигматитовая дисгармоничная складчатость в метаалевролитах и сланцах Ауминзатау, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

В термостатированных условиях больших глубин окисление УВ и сульфидов приведёт к дополнительному повышению температуры в соответствующем объёме метаморфизируемой толщи (Проценко, 2008<sub>1</sub>). Не менее значим в этих условиях рост давления флюидных продуктов метаморфизма в поровых пространствах пород за счет поступления в них образующихся углекислоты и воды. При критических параметрах состояния воды ( $T - 374,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P - 217\text{ атм}$ ) давление флюида в порах метаморфизируемой породы должно быть не ниже литостатического на глубине 800 м (иначе поры «закроются»). Оно ( $217\text{ атм}$ ) в 2,7 раза выше гидростатического ( $80\text{ атм}$ ) на этой же глубине. Естественно, по тем же причинам в высокотемпературной обстановке давление подвижных фаз в поровых пространствах пород может превысить литостатическое на глубинах и более 800 м. Не раз удавалось наблюдать в тонкослоистых рудолокализирующих породах Мурунтау и других месторождений Центральных Кызылкумов микрофрирование тонких слойков углисто-слюдистых сланцев среди относительно ровных «ненарушенных» метаалевролитов и метапесчаников. Именно сланцевые слойки при высокотемпературных метапреобразованиях генерируют наибольшие количества воды и кремнезёма. Таким образом, рост внутренней напряжённости в метаморфизиру-

омых породах определяет некоторые особенности их структурно-текстурных преобразований и миграцию флюидов (высокоминерализованных гелей на основе воды, углекислоты и кремнекислоты) из объёмов метаморфизируемой породы в дренирующие её тектонические трещины или в возникающие полости. Не случайно кварцем и золотом максимально обогащены блоки рудных тел Мурунтау с проявлениями эруптивного (взрывного) брекчирования вмещающих пород.

Серпентиниты и серпентинизированные породы обнаружены во всех срединно-океанических поднятиях, присутствуют в основании разрезов офиолитовых поясов (Кузнецов, 1990) с развитием специфического высокобарического метаморфизма при относительно низких температурах (глаукофановые сланцы). Прирост объёма твёрдых фаз при серпентинизации оливинов, пироксенов (от 40 до 80% к исходному; Проценко, 2012<sub>2</sub>) ведёт к формированию сфероидов микрокатакластической трещиноватости (рис. 14) в окружающих зёрнах плагиоклазов с сохранением на начальных стадиях метапреобразования структурно-текстурного облика перидотитов. Сами зёрна оливина и пироксена превращаются в хаотический «микроагломерат» серпентина, галька, опала, опациита. Создающийся локальный очаг напряжённости способствует дальнейшему раскрытию уже действующей трещины, либо возникновению новых в ещё не серпентинизированной породе.



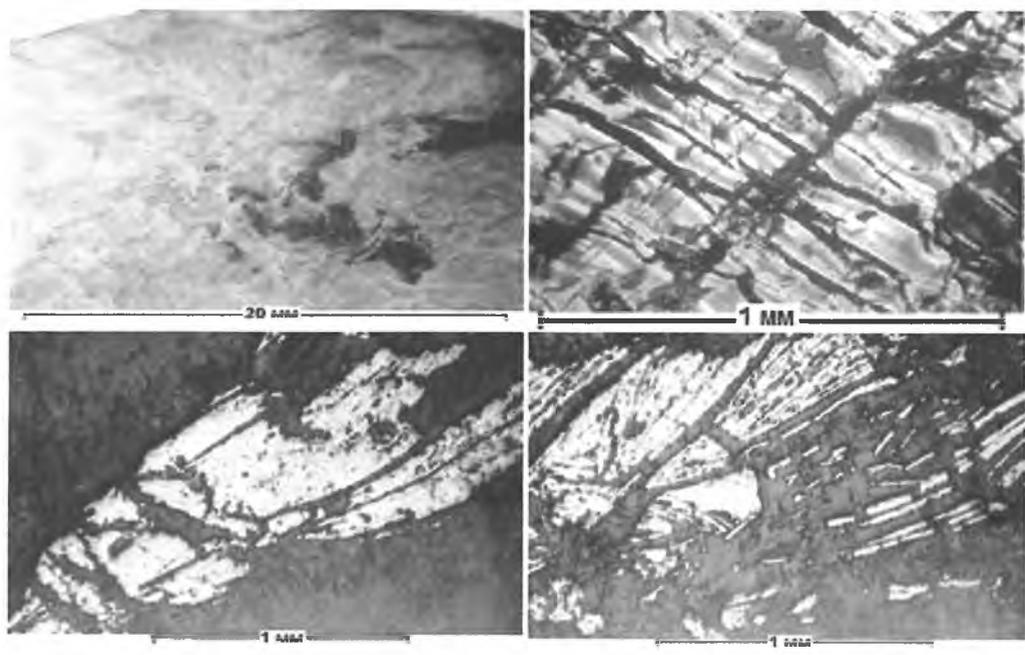
**Рис. 14.** Характерные формы развития микротрещиноватости в дунитах, перидотитах, пироксенитах и габбро на начальных стадиях серпентинизации. Авторские микрофото прозрачных шлифов перидотитов и пироксенитов Полярного Урала и габбро Султанувайса. Аналогичная трещиноватость наблюдалась в трокотите Корнуэла (Англия); Заварицкий, 1955, с. 162.

Сохранение всех главных компонентов оливина при серпентинизации буквально на месте фиксировано минерально-химическими реакциями (см. реакции 13-18 в табл. 6). Легко удаляемыми продуктами серпентинизации являются только водород и соляная кислота, но это компоненты не гипербазитов, а продукты «разложения» солёной морской воды. Процесс – поглощающий воду. Поэтому сколь-нибудь значительный вынос минерального вещества непосредственно при серпентинизации основных и ультраосновных пород вероятен только в структурах расширяющихся разломов с дренажной конвекцией воды. С хлоридным выносом железа связано резкое снижение его содержания в серпентините, по сравнению с замещаемыми перидотитами на месторождении Никел-Маунтин (США).

Если вода при замерзании увеличивает свой объём всего на 9% и разрывает стальные баллоны, то увеличение объёма твёрдых фаз на 40 и более процентов при серпентинизации приведёт, хотя и медленно, к неизмеримо более высоким внутренним напряжениям, вызывающим катаклиз устойчивых и прочных кристаллов и зёрен ильменита (рис. 15), магнетита и хромита в самом серпентините. Сами серпентиниты нередко выглядят интенсивно брекчированными «пластическими» массами, прогну-

рованными в разных направлениях микропрожилками хлорита, талька, хризотил-асбеста. При этом в них иногда сохраняются полные псевдоморфозы антигорита по зёрнам пироксена.

Существенно, что гидратационные изменения основных и кислых магматических пород наиболее активно развиваются в интервале температур 250-500 ±50 °С. При нормальном геотермическом градиенте на континенте такие температуры достигаются на глубинах 7-10 км, где и фиксируется большинство очагов «континентальных» землетрясений. В гораздо более тонкой литосфере под океанами (6-7 км; Ботт, 1974, с. 91) серпентинизация, естественно, может происходить ближе к её поверхности. Проникновение воды на эти глубины облегчается постоянным подновлением разломов



**Рис. 15.** Деформации выделений ильменита в серпентините Яккабагских гор в Южном Узбекистане. Вверху: на левом микрофото – сланцеватый тальксодержащий серпентинит (прозрачный шлиф без анализатора); на правом – псевдоморфоза антигорита по пироксену. Внизу – катаклаз и расщелачивание ильменита (полированный шлиф). Ильменит чёрный в прозрачном шлифе, белый в полированном. Из коллекции А.А.Гафурбекова.

и трещин напряжениями, возникающими при серпентинизации основных и ультраосновных пород. Критерием постоянства подновления разломов в океанической литосфере и их двусторонней проницаемости является необычайно высокая малоглубинная сейсмичность в срединных океанических хребтах. «В пределах отдельно взятого срединного хребта сейсмическая активность осевой зоны и зоны поперечных разломов различается, прежде всего, магнитудой толчков. Практически все сильные землетрясения с магнитудой более 7 приурочены к зонам трансформных разломов, причём максимальная магнитуда в них определена в 7,4. Осевая зона характеризуется более слабыми землетрясениями, магнитуда которых в среднем равна 4,0-5,5. Глубина очагов землетрясений осевой зоны и трансформных разломов в подавляющем большинстве случаев (90%) колеблется от 2 до 5 км, не превышая 8 км.... В большинстве случаев рои землетрясений тяготеют к осевой зоне той части срединных хребтов, для которой поперечные разломы не характерны (курсив ВФП). В качестве примера можно привести рои землетрясений, зафиксированный на мысе Рейкьянес..., где в течение 8 дней произошло около 14600 толчков с глубиной очагов от 1,5 до 5

км)» (Грачёв, 1987, с. 66). Многочисленность сейсмических толчков характерна и ма-гпоглубинным землетрясениям на континенте. Арганкунское землетрясение 31 августа 1934 г. в Таджикистане: «Всего за сентябрь в этом районе, по данным Ташкентской сейсмической станции, было около 300 толчков» (Попов и др., 1970, с. 30). Тектониче-ская активность структур срединных океанических хребтов позволяет сопоставить объёмно-термические эффекты серпентинизации основных и ультраосновных пород с гашением обожжённого известняка. Гидратация 1 моля (56 г) СаО сопровождается выделением 64,9 кДж (или  $64,9:4,18=15,5$  ккал) теплоты (Горшков и др., 1988, с. 174). Каждый грамм исходного СаО выдаёт в этой реакции 276,8 кал тепла. Бурно реагируя с водой, куски обожжённого известняка раскалываются на все более мелкие, а вода закипает. Это лучшая из иллюстраций генерации тепла и автокатаклаза при гидрата-ционных преобразованиях пород и минералов. Серпентинизация 1 г форстерита ве-дёт к выделению 90,5 кал тепла. Разница сравниваемых процессов принципиальна лишь в скорости реакций, хотя «... при температурах 300-600 °С в нижней части зем-ной коры минералогические реакции должны совершаться достаточно быстро; чтобы достичь состояния равновесия, здесь достаточно нескольких лет, а может быть, и дней» (Ботт, 1974, с.88). Объёмы серпентинизированных дунитов и перидотитов в «конкретных» структурах у границ литосферы и мантии могут измеряться огромными величинами, а для развития геологических процессов необходимое время «имеется». Рои землетрясений с 14600 толчков за 8 дней с очевидностью подтверждают высокую скорость взаимодействия воды с горячими породами низов океанической литосферы.

Развитие серпентинизации на глубинах 3-7 км представляется одной из главных причин раскола океанической коры на блоки, её расслоения и торошения на огромных пространствах при относительно «скромных» горизонтальных перемещениях (Про-ценко, 2012<sub>2</sub>). В мелкие блоки воды поступает относительно больше, серпентинизация в них проходит быстрее и полнее. Неравномерное увеличение объёмов соседствующих блоков способствует развитию в литосфере морского дна надвигов и поддвигов, возникновению горсто- и грабеноподобных структур, поднятий и впадин, широко распространённых, к примеру, на дне окраинных морей Дальнего Востока (Гнибиденко, 1979). «Абиссальные холмы с превышениями 50-1000 м и шириной 1-10 км особенно характерны для Тихого океана и занимают свыше 80% его ложа» (Ботт, 1974, с. 90). Каждый из крупных холмов должен быть изостатически уравновешен де-фицитом массы в мантии под его основанием, или удерживаться на более высоком уровне блоком коры, погружённым под него. М.Ботт (1974, с. 106-111), характеризуя особенности строения коры и мантии под срединными океаническими хребтами, об этом говорит недвусмысленно: «Гребни хребтов возвышаются в среднем на 2-3 км над дном океана.... Хребты относительно узки и изрезаны; вдоль их гребней идут от-чётливо выраженные глубокие рвы, называемые срединными рифтами.... Гравимет-рические измерения по профилям поперёк подводных хребтов... установили прибли-зительную изостатическую уравновешенность хребтов.... Сейсмические наблюдения опровергают представления об изостатической компенсации подводных хребтов утол-щением коры под ними.... В верхней части мантии залегают породы с аномально ма-лой плотностью; толщина этой зоны должна соответствовать наблюдаемым анома-лиям силы тяжести». «В структурах, содержащих офиолиты, повсеместно наблю-дается надвигание, как правило, одностороннее, крупных тектонических блоков друг на друга с образованием чешуйчато-надвиговых структур.... Проведённые в различных районах мира исследования офиолитов выявили, что для этой сложной ассоциации горных пород в вертикальном разрезе характерны черты субслоистого строения: внизу ультраосновные породы, выше интрузивные магматические породы основного состава, выше них уже дайковый уровень, формирование которого отра-жает условия интенсивного растяжения коры на этапе активного формирования офи-олитов...» (Кузнецов, 1990, с. 51-53; курсив ВФП). Серпентиниты развиты в основании

разрезов офиолитовых поясов с развитием глаукофановых сланцев – продуктов специфического высокобарического метаморфизма.

Растяжение земной коры – понятие, активно используемое многими частными схемами тектонического развития океанической коры, но без конкретизации его причин. Исключением являются лишь построения в рамках гипотез расширяющейся Земли, но и они не дают ясного ответа на вопрос, почему это происходит? Увеличение объёма ультраосновных пород при их серпентинизации, как многократно уже упомянуто, создаёт напряжения, разрядка которых равно вероятно вверх и в стороны. В том и другом случае в массивах пород, перекрывающих активно серпентинизирующиеся блоки, возможны именно расталкивающие усилия. «Лучшее объяснение происхождения желобов и островных дуг состоит в том, что они образуются в зонах, где континентальная кора надвигается на океаническую или океаническая кора поддвигается либо под континент, либо под другой участок океанической же коры. В результате такого процесса возникает надвиг, и блок с образовавшимся жёлобом удерживается от гидростатического всплывания сжатием сравнительно прочной литосферы» (Ботт, 1974, с. 116). Более логичным представляется вариант формирования жёлоба (или грабена) в результате надвига блока активно серпентинизирующихся пород на мало изменяющийся участок океанической коры, деформирующийся и продавливающийся в мантию под весом надвигающегося. Уместно упомянуть в этой связи ещё об одной функции воды, имеющей важное значение в формировании структур меланжа и преобразованиях структуры литосферных плит. Речь идёт о роли кремнисто-водных коллоидов в качестве «смазки», облегчающей скольжения передвижения в твердофазных средах при односторонних стрессовых давлениях. Именно при серпентинизации пироксенитов и перидотитов высвобождаются значительные количества кремнезёма, формирующего с водой коллоидные растворы в поровых пространствах породы.

Интенсивно дислоцированные серпентиниты явно неслучайно показаны у основания офиолитовых комплексов всех наиболее известных районов их развития. П.П.Кузнецов (1990, с. 36) со ссылкой на публикацию «Океаническая кора геологического прошлого» (Пейве, 1969) охарактеризовал строение океанической коры по данным сейсмологии; «В строении океанической коры сейсмическими методами сверху вниз устанавливаются три слоя; осадочный, платобазальтовый (вулканический), базальтовый фундамент.... О составе третьего геофизического слоя – океанического фундамента – судят лишь по отдельным кускам горных пород, которые считаются его отторженцами. Предполагается, что нижний слой коры океанов сложен серпентинизированными (то есть изменёнными, гидратированными) перидотитами и метаморфизованными базальтами. Ниже залегают ультраосновные породы мантии – перидотиты».

Не трудно заметить, что именно серпентинизация основных и ультраосновных пород с увеличением их объёма могла быть главной причиной раскола и блокового торшения океанической коры, существенного тектонического роста её мощности у погружённых в мантию континентов из-за надвигов (и поддвигов) одних блоков на (под) другие, протрузивного формирования офиолитов, низкотемпературного высокобарического метаморфизма пород. Никаким повышением давления (без подъёма температуры выше 500 °С) серпентинит не превратить в перидотит вновь. Полная серпентинизация 1 км<sup>3</sup> перидотита приведёт к росту объёма твёрдых фаз до 1,4 км<sup>3</sup>. Все три измерения соответствующего блока «должны прирасти» на 130 м. Скорее всего, увеличение объёма приведёт к взлому вышележащих пород (как это схематично показано В.Ф.Проценко (2013, рис. 3). Но вероятно и боковая разрядка напряжений с формированием пологих надвигов или складчатости в слоистых толщах. О развиваемых при серпентинизации ультраосновных пород давлениях можно судить по залеганию серпентинитов под срединными океаническими хребтами на границе океанической литосферы с мантией (глубины 5-16 км). Оно может существенно превышать 2160 бар, судя по преимущественной локализации очагов землетрясений осевой зоны и трансформных разломов срединных океанических хребтов на глубинах 5-8 км.

Чтобы случилось землетрясение с очагом на глубине 20 км, давление, должно существенно превысить 5400 бар. Существенно потому, что напряжение должно превысить не только вес, но и прочность лежащих выше 8 или 10 км пород. Если это в основном базальты и им подобные более раскристаллизованные породы основного состава, то их прочность на раздавливание изменяется от 460 до 4700 кг/см<sup>2</sup> (Бёрч и др., 1949, с. 123). «Внезапные» расколы земной коры протяжённостью в сотни км и глубиной до 10-15 км означают, что где-то глубже был сформирован очаг напряжённости с давлениями, превысившими прочность многих км<sup>3</sup> пород нижних ярусов коры и верхов мантии. К росту объемов твёрдой фазы ведут и другие гидратационные процессы, но серпентинизации в этом отношении нет конкурентов. О могуществе локальных очагов напряжённости в земной коре (или под нею) дают представление мартовское 2011 г. землетрясение в Японии и перестройка дна Индийского океана в 2009 г., когда 30-метровая волна цунами обрушилась на острова индонезийского архипелага. Ташкенту об этом же напоминают едва ли не ежегодные ощутимые землетрясения с «местными» эпицентрами (разрушительное в апреле 1966 г. – эпицентр под городом; довольно ощутимое 22 февраля 2013 г. в 7 ч. 40 мин – эпицентр в 15 км от города).

Обобщая представления о причинах землетрясений, М. Ботт (1975) констатирует, что «свыше 75 % энергии, выделенной при землетрясениях, принадлежит поверхностным землетрясениям» с глубинами очагов в пределах 0-70 км (с. 302), что очаги, расположенные на глубинах меньше 20 км, являются результатом хрупкого разрыва сплошности среды (с. 313). Но подобные разрывы, по его же мнению, маловероятны при высоком всестороннем давлении на глубинах более 15-30 км. Мнение не согласуется с распространением в верхней мантии поперечных сейсмических волн. «Поперечные волны могут возникать только в такой среде, которая обладает упругостью формы, т. е. способна сопротивляться деформации сдвига. Этим свойством обладают лишь твёрдые тела» (Справочник по физике, 1977, с. 534). Причины возникновения стрессовых напряжений, приводящих к глубокофокусным землетрясениям, в обзоре М.Ботта не обсуждаются. Упоминается ряд гипотез о возможности проявления хрупких сдвиговых разрывов в глубинах мантии в связи с присутствием воды в порах. Вода «...может в значительной степени уменьшить действие внутреннего трения... Рэли и Патерсон... установили экспериментально, что в серпентините при температуре 500 °С и 3,5-5 кбар могут появиться хрупкие сдвиговые разрывы, когда порода распадается на оливин, тальк и воду...» (Там же, с. 314). В этом рассуждении упущено из вида, что вода обычно повышает «пластичность» материалов, их способность к деформациям «течения». Автору более значимым для данной конкретной обстановки метапреобразований представляется охлаждающее действие воды с повышением «жесткости» среды и вероятности возникновения и длительного сохранения трещин при разрядке «отрицательной» напряжённости в связи с сокращением объёма твёрдых фаз.

Участие седиментогенных накоплений химических элементов (металлов) в гипогенном минералообразовании (рудогенезе) осуществляется посредством регионального или контактового метаморфогенно-метасоматического преобразования осадочных пород. Перерождение осадков в осадочные, а затем и в метаморфические породы осуществляется при постоянном взаимодействии минеральных фаз с растворами (флюидами) в порах и трещинах в подчинении общим физико-химическим и термодинамическим законам развития многокомпонентных материальных систем. «В конце XVIII века было установлено, что если при образовании какого-либо соединения выделяется (или поглощается) некоторое количество теплоты, то при разложении этого соединения в тех же условиях такое же количество теплоты поглощается» (Глинка, 1978, с. 167). Оговорка о «тех же условиях» важна принципиально. «Те же условия» в геологическом минералообразовании могут быть соблюдены только в равновесных адиабатических системах, ответные минерально-химические реакции в которых на бесконечно малые изменения температуры, давления и активности реагирующих компонентов регулируются «принципом тормозящего противодействия» Лешателье-

Брауна: «Всякая равновесная система стремится сохранить своё состояние равновесия и отвечает на производимые изменения одного из факторов равновесия (Т, Р, С) возникновением такого процесса внутри системы, который стремится аннулировать воздействие этого фактора» (Геол. словарь, 1978). Заострим внимание на «...возникновении такого процесса...». Из этой формулировки ясно, не реакция изменяет своё направление, а возникает новый процесс, противодействующий внешнему воздействию. Геотермическое повышение температуры «запускает» в системах метаморфизма необратимые теплопоглощающие реакции дегидратации осадочных пород, необратимые в силу удаления молекулярной воды из пор метаморфизируемой породы или конституционной из её минералов. Реакция теплопоглощающая, но система, стремясь к самосохранению, именно так на первых порах противодействует разогреву. В прямой пропорции с подъёмом температуры в относительно закрытых системах изменяются давление и активности большинства компонентов. Это должно привести к развитию тепловыделяющих реакций гидроксидизации силикатов и алюмосиликатов (серцитизация полевых шпатов, хлоритизация роговых обманок, пироксенов, серпентинизация и оталькование оливинов), снижающих давление флюидов переводом воды в твёрдую фазу. Выше много раз уже говорилось об изменении при таких метапреобразованиях и объёма самих твёрдых фаз.

Реакция геологических систем минерагенеза на внешнее воздействие определяется не только изменениями температуры и давления и не только принципом Лешателье. «Направление самопроизвольного протекания химических реакций определяется совокупным действием двух факторов: тенденцией к переходу системы в состояние с наименьшей внутренней энергией и тенденцией к достижению наиболее вероятного состояния... *Тенденция к переходу в состояние с наименьшей внутренней энергией проявляется при всех температурах в одинаковой степени* (курсив ВФП). Тенденция же к достижению наиболее вероятного состояния проявляется тем сильнее, чем выше температура. Поэтому при низких температурах в большинстве случаев практически сказывается только влияние первой из этих тенденций, в результате чего реакции самопроизвольно протекают в направлении экзотермического процесса. По мере возрастания температуры равновесие в химических системах всё больше и больше сдвигается в сторону реакций разложения или увеличения числа состояний атомов» (Глинка, 1978, с. 193, 195). Создается впечатление некоторого противоречия принципа Лешателье тенденции универсального саморазвития систем к состоянию с минимумом внутренней энергии при любых температурах. Но противоречие только кажущееся. Принцип Лешателье вовсе не запрещает тепловыделяющие реакции при «внешнем» нагревании минералообразующих систем. Это тем более так, если вспомнить, что повышение температуры на 10 °С удваивает-учетверяет скорость всех реакций, цепных тепловыделяющих, в первую очередь. Если принцип Лешателье имеет универсальное значение, то равновесные минерагенические системы на понижение (от внешних причин) температуры должны ответить экзотермическими минеральными трансформациями своего вещества. Ярким примером такого развития эндогенных минерагенических систем является кристаллизация магматических расплавов с выделением тепла кристаллических решёток породообразующих минералов в ответ на охлаждение интрузий в верхних структурных этажах земной коры. Но и в этом случае процесс далёк от равновесного как раз по причине постоянного удаления энергоёмких подвижных фаз – воды и газов, не входящих в самые распространённые минералы интрузивно-магматических пород – полевых шпатов и кварца, оливинов и пироксенов.

Именно потому, что минерально-химические реакции в системах метаморфизма равновесными не являются, в толщах метаморфических пород не происходит столь же мощного ретроградного метаморфизма (автодиафореза) по мере их остывания при выведении в верхние этажи земной коры. Геотермический прогрев толщ осадочных пород уже на глубине 2-5 км обеспечивает подъём температуры в них до 100 °С.

Осадки и осадочные породы отвечают на него теплопоглощающей дегидратацией минералов и испарением части или всей захоронённой в порах свободной воды. При более высоких температурах удаление воды продолжается из глинистых минералов и хлоритов, сначала межслоевой молекулярной, а затем и конституционного гидроксидов. Вода – одно из самых теплоёмких веществ. Удаляясь из метаморфических пород, она уносит с собой значительную часть тепла, полученного метаморфизующейся системой «извне». На парообразование (при 5% содержании воды) каждым граммом метаморфической породы, нагретой до 200-300 °С, будет потрачено до 25 кал. При быстром испарении в возникшие трещины это приведёт к охлаждению соответствующего объёма пород на 100 °С. Сброс конституционной воды из твёрдых фаз (дегидроксилизация глинистых минералов и хлоритов) ведёт к росту её давления в порах породы. В полном соответствии с принципом Лешателье в системе должны начаться минерально-химические реакции, снижающие давление воды в порах, в т. ч. и переводом её вновь в твёрдую фазу. Такой массово развивающейся реакцией является тепловыделяющая серицитизация полевых шпатов. Но для «запуска» тепловыделяющих реакций требуется более высокая исходная температура (энергия активации). «...Смесь  $H_2$  и  $O_2$  может длительно сохраняться при комнатной температуре вследствие большой энергии активации реакции их взаимодействия. Скорость реакции  $2H_2 + O_2 = 2H_2O$  при 300 °С неизмеримо мала, а при 600 °С она протекает в форме взрыва» (Киреев, 1951, с. 569 и 564). Получение огня с помощью спичек убеждает каждого, сколь незначительным может быть внешнее воздействие для преодоления энергетического барьера цепных экзотермических реакций и к каким масштабным последствиям это иногда приводит.

Цепными являются многие теплогенерирующие минерально-химические реакции взаимодействия твердых фаз при метаморфизме тонкодисперсных осадочных пород. При свободном доступе кислорода медленно развивающееся окисление угля приводит к нагреву и к самовозгоранию его куч и выходящих на поверхность пластов. Техногенные реакции окисления каменного угля и взаимодействия газообразных продуктов с минеральным веществом (в доменном процессе) имеют прямое отношение к роли углистого вещества в эндогенных преобразованиях ЧТ. «...При метаморфизме преобладают реакции с высвобождением кислорода...» (Коржинский, 1955, с. 63). Наиболее вероятным объяснением этой особенности метаморфизма представляется появление «свободного» кислорода в результате взаимодействия гидроксильных групп  $OH + OH = H_2O + O^2$ . При региональной метабиотитизации и (или) метакалишпатизации тонких смесей серицита и хлорита (см. реакции 32, 33, 38 в табл. 6) высвобождение гидроксила продолжается. Весьма важным результатом метапреобразований этих тонкодисперсных осадочных пород, наряду с генерацией свободного кислорода при образовании молекулярной воды из гидроксила, является высвобождение весьма значительных количеств тепла. Результат (якобы теплопоглощающей) дегидроксилизации осадочных пород поистине уникален – появился свободный кислород, появилось тепло, необходимое для преодоления энергии активации многих других минерально-химических реакций взаимодействия твёрдых фаз, приводящих к снижению общей пористости и переводу энергии поверхности тонкодисперсных частиц породы в тепловую. Как точно реализуется в данном случае закон сохранения энергии! При дегидроксилизации глинистых минералов, хлоритов, слюд и амфиболов (в гиперстеновой фации) поглощается тепло на «генерацию гидроксила». Сопутствующим окислением углистого вещества, сульфидов и двухвалентного железа алюмосиликатов, силикатов и карбонатов тепло генерируется. При температуре около 600 °С углерод способен экзотермически окисляться непосредственно кислородом молекулярной воды, восстанавливая водород. Восстановление воды с помощью нагретых благородных металлов ( $3Fe + 4H_2O \rightarrow Fe_3O_4 + 4H_2\uparrow$ ) и углерода ( $C + H_2O \rightarrow CO + H_2\uparrow$ ;  $\Delta H = +31,0 \text{ ккал/моль}$ ) используется в промышленном получении водорода (Химия, справочное руководство, 1975). Водород содержится во включениях подвижных фаз в

жильном кварце Мурунтау наряду с  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$  (Адрианова и др., 1973). Поэтому в решении энергетических проблем минерагенеза в земной коре необходимо учитывать особенность метапреобразований, определяемую параллельным развитием эндо- и экзотермических реакций.

Как и в промышленных технологиях спекания продуктов тонкого измельчения пород и металлов, на скорость твёрдофазных реакций при метаморфизме большое влияние оказывает присутствие минерализаторов (вода, газы, компоненты УВ, сорбированный на поверхности глинистых частиц калий и т.п.). Средой, облегчающей диффузию атомов, при низкотемпературном (начальном) метаморфизме является вода, способствующая более тесному взаимодействию минеральных зёрен, укрупнению их частиц, выравниванию их поверхностей, следовательно, и снижению внутренней энергии системы. В петрологической литературе немало примеров снижения температуры, необходимой для появления алюмосиликатных выплавок, при наличии воды и щёлочей. Минерально-химические реакции (см. табл. 6) показывают, что выделяющаяся при метапреобразованиях алюмосиликатов вода интенсивно минерализована кремнекислотой и другими наиболее подвижными компонентами пород. Растворы на её основе в этих условиях по плотности, вязкости, агрессивности к твёрдым фазам приближаются к расплавам.

Примером синхронности экзо- и эндотермических минерально-химических реакций при метаморфизме осадочных пород является серицитизация пелитоморфных смесей глинистых минералов и полевых шпатов. Поглощается тепло при преобразовании глинистых минералов в серицит, выделяется тепло при серицитизации полевых шпатов. Последний пример заслуживает более пристального рассмотрения, так как показывает, что результат преобразований осадочных пород при метаморфизме зависит не только от температуры и давления, но и от минерально-химического состава и гранулометрии слагающих частиц, от наличия и активности необходимых компонентов. Глинистые минералы не преобразуются в гидрослюда и серицит, если в системе не будет калия (для образования серицита), натрия (для парагонита), кальция (для маргарита), всех трёх металлов одновременно (для глауконита). И все эти образующие слюды щёлочные металлы извлекаются, в основном, из присутствующих в составе пород полевых шпатов или вулканического стекла, также замещающихся серицитом, гидрослюдами, хлоритами.

Теперь, после констатации формирования массивов гранитоидов Средней Азии в земной коре на глубинах 2-3 км (Абдуллаев, 1960), появления новых данных по изотопам свинца, серы, доказывающих наследование гранитоидной магмой минерализации боковых пород, что ранее отмечалось К.Н.Вендландом, А.В.Королевым, И.М.Головановым, Р.А.Мусиным, С.Т.Бадаловым (Рудные месторождения Узбекистана, 2001), возможностей анатектического развития корового магматизма легче понять условия возникновения генетически сложных «магматогенных» рудных концентраций меди в Узбекистане.

Приведённые В.Ф.Барабановым (1985, с. 187-214) материалы по геохимии оливинов, пироксенов и амфиболов интрузивных пород практически исключают саму возможность формирования ликвационных месторождений никеля (кобальта, меди и др. элементов) в результате дифференциации магм основного и ультраосновного составов, характерной особенностью кристаллизации которых является опережающее выделение оливинов. «В серии базальтовых лав, излившихся при извержении Килауэа в 1959 г., концентрации Sc, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Ba в лавах оказались зависящими от содержания оливина. При этом Cr, Ni и в меньшей степени Mg и Co накапливаются в обогащённых оливином породах... Коэффициент распределения K, равный отношению содержания элемента в оливине и в расплаве, для Ni равен 10, для Mg – 4,5, для Co – 3, для Fe – 1,1, для Mn – 1,0, для Zn – 0,95» (с. 189). «Исследования габбро-перидотитовых интрузий Северного Прибайкалья показали, что неизменённые дуниты и перидотиты содержат значительные количества Ni, хотя вкрапленность

сульфидов в них отсутствует. В зонах серпентинизации сульфиды появляются, при этом серпентин содержит значительно меньше Ni и Co, чем исходный оливин» (с. 193).

Предпринятый в этой главе анализ энергетики важнейших процессов минерализации в земной коре подтверждает, что ни в одной из геологических минералогических систем тепло не может появиться или исчезнуть без изменений в её минеральном и химическом составе (с вхождением или удалением каких-то элементов, с изменением степени их окисленности или восстановленности).

Автор ранее (2012) показал, что тепло гидратационных метапреобразований пород литосферы сопоставимо с фоновым теплом радиоактивных мутаций её химических элементов и является наиболее вероятной причиной повышенного потока тепла над современными срединными океаническими хребтами, геотермальной активности островных дуг, циклического конвективного взаимодействия минералогических систем диагенетической литификации осадков и их пропилитизации. Объёмными эффектами гидратационных и дегидратационных метапреобразований осадков и кристаллических пород обусловлена повышенная тектоническая активность океанической литосферы, представляющей, по выражению А.И.Вернадского (1934, с. 83), «замкнутую, самодовлеющую систему». Расслоение и торошение океанической литосферы – результат работы её блоков, увеличивающих объём при гидратации пород, направленной на восстановление состояния равной напряжённости в земной коре. В термодинамике работа системы по преодолению внешнего сопротивления изменению её объёма считается положительной. Эти особенности развития океанической литосферы и позволяют с достаточной уверенностью говорить о значимой роли в её расслоении и торошении энергетики гидратационных преобразований пород с генерацией тепла и приращением объёма. Существенно и то, что при дегидратационных процессах с выносом освобождающейся воды снижается энергетический потенциал минералогических систем в глубинах земной коры. С дефицитом воды связаны «кинетическая необратимость метаморфизма» и слабое развитие ретроградного автодиафореза в мощных толщах интенсивно метаморфизованных осадочных пород при их перемещениях из глубин земной коры к её поверхности (Тернер и др., 1961, с. 419-421).

Охарактеризованные пространственно-вещественно-энергетические соотношения микро- и макропроявлений седиментации, литогенеза, вулканизма, метаморфизма, тектоники, миграции химических элементов вторят давно установленной в физике сопряженности неотделимых явлений макро- и микроскопического бытия материи, когда локальные процессы не игнорируются, и любой индивидуальный акт может вызвать цепную реакцию и изменить ход макроскопических событий (Кузнецов, 1970, с. 188).

Оценить значение структурно-вещественных преобразований земной коры в рудогенезе *количественно* можно лишь на основе тщательно прописанных алгоритмов мобилизации, миграции и концентрирования химических элементов. Алгоритмы развития рудогенеза в процессах осадочной, метаморфической, магматической и гидротермальной минерализации в виде конкретных или последовательно развивающихся серий минерально-химических реакций иллюстрируют как форму нахождения химических элементов в рудовмещающих породах, так и в возникающих на их основе рудах. Реакции в виде уравнений позволяют выполнять их суммирование и вычитание, получать количественную оценку вещественных, объёмных и энергетических воздействий на среду развития с учётом как плотности минералов, так и потребляемых или вновь возникающих подвижных фаз (вода, углекислота и др.).

## ФОРМИРОВАНИЕ ПОРОД И РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ПРИ НИЗКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

*«Рудогенез – всего лишь специфичная аномалия в процессах формирования и преобразования пород» (Проценко, 2012, с.5).*

Большинство видов прогнозирования месторождений минерального сырья осуществляется по геолого-минералого-геохимическому подобию оцениваемых площадей известным рудным объектам, обоснованной или предполагаемой неслучайности таких характеристик минерализации, как состав и строение рудных тел, геохимических ореолов; формационный тип; соотношения с вмещающей средой, региональными и локальными тектоническими структурами, магматическими и метаморфическими образованиями. Значение генетических реконструкций в оценке перспектив отдельных регионов, в типизации рудных объектов, в их прогнозировании, поиске, изучении и освоении трудно переоценить, ибо «никто не сомневается, что явления, представляющие собой следствия, становятся яснее и понятнее, если познана их причина» (Ломоносов, 1986, т. 1, с. 112).

К концу XX столетия в геологическом прогнозировании рудных месторождений стали доминировать гипотезы тектоники литосферных плит, увязывающие положение минерагенических провинций, рудных полей и месторождений с вещественно-структурными взаимодействиями океанов и континентов разных периодов развития Земли.

При раздвиге рифтогенных зон и накоплении вулканогенно-осадочных пород в грабеновых структурах формируются проявления золоторудной, колчеданной, медистой, полиметаллической, урановой, железорудной минерализации. Региональные нарушения в структуре древних шовных зон в последующем неоднократно подновлялись, создавали условия для формирования металлогенических зон и месторождений (Дженчураева и др., 2015, с. 187).

Намечаются новые подходы к решению генетических соотношений структур Тянь-Шаня и Урала. «Палеозойский этап заложения, развития и закрытия океанических бассейнов Азиатского палеоокеана привёл к формированию различных категорий структур: Урала, Казахстан-Киргизского микроконтинента, Северного, Срединного и Южного Тянь-Шаня, Каракумо-Таджикского микроконтинента и разделяющих их сутур – следов закрывшихся океанических бассейнов... Офиолитовый шов Туркестанского океана можно проследить по всему региону от Султанувайса до китайского Тянь-Шаня... Совместное нахождение в пределах тяньшаньского минерагенического пояса крупных месторождений золота, серебра, медно-порфирировых, полиметаллических, ... и редких металлов свидетельствует о специфических условиях образования таких рудных объектов Тянь-Шаня как Мурунтау, Зармитан, Марджанбулак, Кызылалма, Кумтор, Макмал, Кокпатас, Кальмакыр, Хандиза, Тебинбулак, Учкулач, Темиркан и др.» (Нуртаев и др., 2018).

В.И.Вернадский (1981, с. 32) в лекциях о научном мировоззрении говорил, что «Охватить в одном общем историческом очерке развитие разнообразных наук о природе едва ли посильно одному человеку». Это мнение ещё более актуально сейчас, когда Геология как наука многократно дихотомировала на множество дисциплин; уследить за развитием основных идей в каждой из них действительно «едва ли посильно одному человеку». На любом отрезке геологического развития Земли под воздействием изменчивых сочетаний геологических процессов в пределах земной коры формируются месторождения твёрдых полезных ископаемых от россыпных до магматогенных и от магматогенных до россыпных. На рис.16 «показаны» далеко не все уже известные их типы. Знания о поведении рудообразующих элементов в этих процессах

рассредоточены в работах сотен и сотен специалистов. Не лишним будет новый обзор условий образования и локализации конкретных рудных месторождений, полей и провинций Австралии, Азии, Америки, Африки и Европы, особенностей минерального состава и структурно-текстурно-минералогической изменчивости руд золота, вольфрама и железа в осадочно-метаморфических толщах и интрузивах Восточного и Западного Узбекистана (табл. 7). Ряд важнейших вопросов рудогенеза «решался» прямым прослеживанием участия сингенетичных вмещающим породам минеральных форм рудообразующих химических элементов в процессах эндогенных метапреобразований, будь то золото в ЧТ или железо в интрузивных образованиях магм основного, среднего или кислого состава.



Символы месторождений полезных ископаемых:

- ☀ - 1; ☉ - 2; ☿ - 3; ■ - 4; ▲ - 5; ○ - 6; ▽ - 7; ⊕ - 8; ▬ - 9; □ - 10

Рис. 16. Образование и преобразования пород, руд и нерудных полезных ископаемых в круговороте вещества земной коры. 1 – месторождения коры выветривания (Al, Au, Pt, алмазы); 2 – русловые и прибрежно-морские россыпи Au, Pt, алмазов, касситерита, ильменита, рутила, циркона, монацита, уранинита; 3 – конкреции окислов железа и марганца, пирита (в черносланцевых толщах с золотом); 4 – пласты, линзы, сложные залежи угля (иногда с U, Ge), фосфоритов, солей, гипса, песчаники с U-V и U-V-TR минерализацией; 5 – медистые песчаники и сланцы, полиметаллические (Pb, Zn, Cu) и U-V стратиформные залежи; 6 – метаморфизованные и метаморфогенные месторождения Au, W, Cu, Fe, Ni, V, U, C; 7 – ливацционные руды Fe, Ti, V; 8 – медно-порфировые (с золотом) руды в сиенодиоритах; 9 – контактовые метаморфические (скарновые) месторождения W, Fe; 10 – руды Be, Nb, Ta, Mo, W в пегматитах, апогранитах, гидротермальных жилах.

## Соотношения процессов породо- и рудообразования

Процессы формирования пород и руд		Важнейшие типы геологических процессов с возникновением рудных и нерудных полезных ископаемых	Генетические типы и виды месторождений минерального сырья	
			Тип	Вид
1		2	3	4
Гипергенез в разных обстановках		Элювиальное выветривание (латеритизация); окисление руд; концентрирование алюминия, никеля, кобальта, алмазов; вторичное сульфидное обогащение	Гипергенный	Остаточные россыпи золота, платины, алмазов, касситерита, ильменита, рутила, шпинелей и др.; латеритные месторождения бокситов и руд железа
Осадочный	Седиментогенез	Накопление вулканогенного, терригенного, хемогенного, биохемогенного материала в бассейнах седиментации. Формирование перемещенных россыпей тяжелых минералов, фосфоритных, карбонатных, кремнистых, железистых, сульфидноосадочных, солей, гипса, глин, каоустобиолитов	Терригенный	Россыпи золота, платины, алмазов речные, морские; строительные материалы: глины, мергели, пески, галечники
		Хемогенный	Соли, гипсы, ангидриды, силициты, некоторые типы карбонатных пород	
	Литогенез	Цементация обломочного материала при вещественном обмене осадка с водой водоёма; образование микро- и макроконкреций, конкреционных линз, слоёв и горизонтов (известняки, доломиты, фосфориты, руды железа и марганца, колчеданные залежи)	Биохемогенный	Торф, болотные руды железа, металлоносные алюмосиликатные породы с микро- и макроконкрециями сульфидов, окислов; силициты, фосфатные и карбонатные породы
		Завершение литификации с продолжением характерных диагенезу явлений цементации с собирательной перекристаллизацией отдельных компонентов пород и их перераспределением в пределах пласта без обмена веществом с водой водоёма	Терригенно-вулканогенно-биохемогенный	Металлоносные осадки (медистые песчаники и сланцы); колчеданные, колчеданно-полиметаллические, золото-колчеданные, железомарганцевые конкреции, конкреционные слои и их серии
Метаморфизм	В однородных и градиентных термодинамических полях (от локальной пропилитизации осадочных пород до анатексиса)	Перекристаллизация и минеральная трансформация компонентов пород с перераспределением отдельных из них в пределах пластов, пачек и толщ (преобразование глинистых минералов и полевых шпатов в серицит с высвобождением кремнекислоты; перекристаллизация осадочно-диагенетических сульфидов с явлениями очистки их от примесей, замещение хлоритов и серицитов слюдами). Обогащение отдельных слоёв или пачек выносом нерудных компонентов; концентрирование подвижных компонентов пород в поры и трещины с изменением минеральных форм многих элементов (в т. ч. рудных), формирование метасоматитов и роговокивоподобных пород. Пневмато-гидрометасоматоз с образованием жил, прожилков, гнезд и вкрапленности	Метаморфизованный	Представителями могут быть все вышеперечисленные месторождения минерального сырья
			Регионально-метаморфический	Железистые кварциты, титанциркониевые россыпи в песчаниках, залежи окисномарганцевых руд, каменный уголь, нефть, газ (на основе седиментогенного ресурса рудообразующих компонентов), стратиформные скарново-скарноидные месторождения редких металлов в вулканогенно-кремнисто-карбонатных толщах; пегматиты и пегматоиды с редкими металлами, яшмы, мрамор

1	2	3	4
Градиентно-термальны́й (контактовый)	<p>Контактовый метасоматоз (скарны с рудами железа, вольфрама), ороговикование пород около интрузивов.</p> <p>Биметасоматоз в контактных зонах химически неравновесных в новых условиях пород (скарноиды с рудами железа, вольфрама).</p> <p>Пневмато-гидрометасоматоз (с конвекцией растворов и пара в складчатых и контракционных полостях), образование жил и штокверковых систем при испарительном концентрировании подвижных минеральных компонентов</p>	Контактово-метаморфический	Контактово-скарновые месторождения железа, редких металлов (иногда с золотом), мраморизованные известняки и доломиты
Магматический интрузивный	<p>Переплавление пород геохимически специализированных осадочных толщ или месторождений при коровом формировании гранитоидной магмы; её ассимиляционная специализация (в толщах медистых песчаников, например).</p> <p>Ликвационная и кристаллизационная сегрегация вещества (попосчатые и вкрапленные руды хрома, железа, никеля, меди, редкометалльные пегматиты, золотосодержащие медно-порфиновые руды)</p>	<p>Собственно магматический</p> <p>Ликвационно-кристаллизационный</p> <p>Пневматолитовый</p>	<p>Вулканогенные и интрузивные породы как строительные материалы, реже, руды медно-никелевых или медно-порфиновых месторождений</p> <p>Донные залежи, горизонты окисных или сульфидных руд железа, хрома, титана, никеля, кобальта, меди в расщепленных интрузивных массивах</p> <p>Жилы и менее правильные тела керамических и металлоносных пегматитов в гранитоидах и (реже) габброидах</p>
Гидротермальный	<p>Автоматасоматические изменения метаморфических и интрузивных пород (керамические и редкометалльные пегматиты, металлоносные альбитизированные апограниты, грейзены и т. д.).</p> <p>Гидротермальный метасоматоз и жилообразование в разломах и зонах трещиноватости в интрузиве и во вмещающих его породах под воздействием аллогенных растворов, в т. ч. опускающихся из гидросферы и кор выветривания пород и окисления руд</p>	<p>Постмагматический в связи с интрузивами</p> <p>Вулканогенных экспалляций</p> <p>Метаморфогенно-гидротермальный</p>	<p>Жильные вольфрамит-сульфидно-кварцевые, сульфидно-полиметаллические, флюоритовые, баритовые и другие месторождения</p> <p>Месторождения в пропилитизированных вулканогенных породах</p> <p>Отдельные (редкометалльно)-золото-кварцевые жилы и штокверки в терригенно-вулканогенно-осадочных породах ЧТ, реже, в интрузивах, контактирующих с такими толщами</p>

Важным результатом минералогических исследований золоторудных месторождений в Центральных Кызылкумах стало выявление неоднократности рудопродуктивного минералообразования от позднего протерозоя до мезозой-кайнозоя при однотипной последовательности минерагенических событий в седиментации, диагенезе, метаморфизме пород ЧТ, в их вещественных взаимосвязях с гранитоидным магматизмом и дислокациями.

Анализ метапреобразований осадочных и интрузивно-магматических пород на основе минерально-химических реакций позволил выявить последовательно-преемственное использование их вещественных ресурсов гипогенными новообразованиями при «одноразовом» и/или многократном метаморфизме в глубинах литосферы и на её поверхности. Уравнения реакций дают возможность количественно оценить масштабы перевода рудообразующего вещества в подвижное состояние, понять причины его перемещения в земной коре, минеральной индивидуализации металлов при переводе в раствор и вновь в твёрдое состояние. Такой анализ минерагенических процессов проясняет, почему существенное перераспределение наблюдается преимущественно у химических элементов, способных, меняя валентность в зависимости от изменений Eh и pH в системе, соединяться с кислородом или серой, водородом, хлором или гидроксидом, входить в структуры карбонатов, фосфатов, силикатов и алюмосиликатов или выщелачиваться из них. Наиболее информативными в этом отношении

являются амфотерные химические элементы, вступающие в соединения в качестве катионов и/или в составе анионных комплексов: S, Se, As, Fe, Mn, W, Cr, V, Mo, Au. На примере Fe это с особой детальностью продемонстрировано Н.М.Страховым. Автором это же обсуждалось и здесь вновь обсуждается по поведению Si, Au, W, Fe, Cu, S, As, C, O, H<sub>2</sub>O.

### 3.1. Формирование пород и рудных концентраций в приповерхностных зонах земной коры

Обсуждение процессов образования и преобразования горных пород и руд логично начать с выявления особенностей поведения рудообразующих химических элементов на начальных стадиях континентального и морского седиментогенеза, основу материала для которых готовят выветривание, окисление и дезинтеграция пород и руд на континентах, эффузивный и пирокластический вулканизм. Именно в зонах гипергенеза поведение большинства металлов определяется их химическими свойствами, способностью взаимодействовать с кислородом, водой, углекислым газом, хлором, бромом, кислотами и щелочами.

Важнейшие детали формирования терригенных, вулканогенных и смешанных типов осадочных пород (исходное вещество → условия его мобилизации, миграции, накопления в бассейнах седиментации, диагенетической литификации) с достаточной полнотой охарактеризованы в многочисленных учебных пособиях, монографиях и статьях (Пустовалов, 1940; Рухин, 1953; Швецов, 1958; Справочное руководство..., 1958, т. I и II; Страхов, 1960, т. I, II, III; Холодов, 2006; и др.). Поэтому в настоящем повествовании основное внимание сосредоточено на условиях седиментогенного обогащения осадочного материала отдельными металлами или их комплексами.

Изменение горных пород на поверхности Земли как «приспособление» к существованию при низких давлениях и температурах, обилию воды и кислорода ведёт к их физической и химической дезинтеграции, увеличению объёма и уменьшению плотности. Главными тенденциями сопутствующего изменения минерального и химического состава алюмосиликатных пород при выветривании являются увеличение содержания глинозёма и поглощённой воды, частичный (редко, полный) вынос кремнезёма, закисного железа и щелочей. Доминируют в химическом выветривании вода, кислород, углекислота (Рухин, 1958); не менее важны сера и азот.

Своеобразным типом выветривания является почвообразование, происходящее при энергичном воздействии органических кислот на минеральный субстрат. Типичные коллоиды гуминовых кислот, образующихся при бактериальном разложении растительных остатков, несут особо важную функцию защиты коллоидно-дисперсных фаз железа, марганца, ванадия, молибдена, вольфрама и золота от коагуляции, обеспечивая тем самым возможность их поступления в бассейны конечного стока (Страхов, 1962; Холодов, 2006).

Вода несомненно важнейший фактор химического разложения пород. Только в её присутствии (в её растворах) в полной мере проявляются активность кислорода, кислот (в т. ч. и гуминовых) и щелочей. Она, благодаря диссоциации части своих молекул  $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$ , в значительной степени определяет кислотно-щелочные свойства растворов. Наибольшей кислотностью (pH = 1-2) обладают воды некоторых термальных источников; вода болот имеет pH = 4; pH дождевых вод 6, речных - 7. Морские воды слабо щелочные (pH = 8-9). Наиболее высокой щелочностью отличаются воды в почвах с высокими содержаниями солей натрия и калия (pH = 10).

В морской воде натрий и калий находятся преимущественно в форме ионов  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$ , магний в виде слабого электролита  $\text{MgSO}_4$ , железо в трёхвалентном сильно гидролизованном состоянии, хлор в форме  $\text{Cl}^-$ , сульфат в виде  $\text{SO}_4^{2-}$ . Многие равновесия

и некоторые биологические процессы в море сильно зависят от концентрации водородных ионов, зависящей, в свою очередь, от биологической активности морских организмов.

Основой жизни в океане является фотосинтез – образование сложных биохимических компонентов из  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  с использованием солнечной энергии. Обмен веществ у животных – процесс, обратный фотосинтезу – ведёт к окислению углеводов с освобождением  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  и энергии, необходимой для их жизни. В бескислородных водах организмы используют в качестве окислителей  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NO}_2^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , образуя на конечной стадии  $\text{H}_2\text{S}$ . В этих условиях осуществляется частичное восстановление некоторых металлов. Широко распространено, в частности, образование сульфидов железа, вместо его окислов (Хорн, 1972, с. 221).

На континенте кислородом и водой быстрее других разрушаются органика, сульфиды, карбонаты, силикаты и алюмосиликаты закисных соединений железа, марганца, ванадия, кобальта и некоторых других элементов. Важную роль при выветривании пород играет уголекислота. Воды с уголекислотой растворяют в десятки раз больше карбонатов, чем без неё. В первую очередь из выветривающихся пород удаляются хлориды и сульфаты, затем, при совместном действии уголекислоты и воды, из силикатов вымываются  $\text{Ca}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{K}$ , которые в соединении со слабыми кислотами обуславливают щёлочную реакцию растворов, переводящих в подвижное состояние кремнезём. Ортосиликаты (оливин) настолько легко поддаются разрушению, что почти не встречаются в осадочных породах даже в качестве аксессуарных минералов.

Конечные стадии гумидного выветривания характеризуются относительным обогащением пород гидратами оксидов железа и алюминия с образованием их латеритных месторождений.

Миграция химических элементов при выветривании и образовании осадков не может быть понята без учёта влияния жизнедеятельности организмов (Барабанов, 1985, с. 328-330). Многие бактерии и особенно плесневые грибы разлагают сахара, крахмал, клетчатку не до конца. Наряду с уголекислотой они образуют уксусную, щавелевую, молочную, лимонную кислоты – второе орудие разрушения горных пород, известняков, в особенности. Самая распространённая бурожелезняковая руда во многих случаях является результатом их деятельности. Нужную энергию для превращения уголекислоты в вещества своего тела микробы получают окислением солей закиси железа:  $2\text{FeCO}_3 + 3\text{H}_2\text{O} + \text{O} \rightarrow \text{Fe}_2(\text{OH})_6 + 2\text{CO}_2$ .

Весьма вероятно, что цианобактериям принадлежит особая роль в формировании мощных толщ пород позднего архея, протерозоя, раннего палеозоя с дисперсно рассеянным углистым веществом, нередко обогащённых некоторыми металлами. При интерпретациях прямых пропорций (как и отсутствия таковых) между содержаниями отдельных металлов и органического углистого вещества в породах необходимо помнить, что в анализах устанавливается лишь остаточное УВ. Немалая его часть уничтожена ещё в протоосадках при усвоении и разложении сапрофитными и сульфатредуцирующими микроорганизмами (Проценко, 2008). «В анаэробных условиях основной источник сульфида – сульфатредукция, а не разложение органического вещества» (Хорн, 1972, с. 215). Если результат ферментативной сульфатредукции микроорганизмами описать предельно упрощённой (по сравнению с приводимой Р.Хорном) реакцией  $\text{H}_2\text{O} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{C}_{\text{орг}} \rightarrow \text{H}_2\text{S}\uparrow + 2\text{CO}_2\uparrow + \frac{1}{2}\text{O}_2\uparrow$ , то для возникновения 1% пирита из (сухого) осадка должно было исчезнуть не менее 0,2% УВ. Деятельность анаэробных (сульфатредуцирующих, в том числе) бактерий сегодня фиксируется в застойных водах глубоких, плохо аэрируемых, впадин морского дна во многих «уголках» мирового океана. Можно сомневаться в возможности генерации кислорода реакциями редукции сульфатного аниона морской воды, но «запрета» на его появление при дефиците углерода ниоткуда не следует. Побочным продуктом сульфатредукционного восстановления серы при избытке углерода мог быть водород ( $2\text{H}_2\text{O} + 8\text{SO}_4^{2-}$

+  $3\text{C}_{\text{орг}} \rightarrow \text{H}_2\text{S}\uparrow + 3\text{CO}_2\uparrow + \text{H}_2\uparrow$ ), повышающий кислотность морской воды, её способность экстрагировать из пород и минералов катионные формы металлов, восстанавливающих наиболее благородные из них до самородного состояния. Обзор минерального состава рудных концентратов золота разных континентов показал, что «в составе пород ЧТ и локализованных в них руд в самородном состоянии обнаруживаются H, N, S, Au, Ag, Cu, Fe, Zn, Mo, W, As, Sb, Bi. Количественно среди них резко доминирует УВ с содержаниями от сотых долей до первых процентов от массы пород. Объёмную основу пород и руд, несомненно, составляют силикаты и алюмосиликаты обломочно-осадочные и метаморфогенные на их основе» (Проценко, 2014, с. 119-120).

Наличие свободного кислорода в допротерозойской атмосфере Земли подтверждается присутствием в толщах меденосных песчаников Удокана краснокаменно изменённых пород и биоорганического УВ (Домарев, 1972). «Древнейшими известными проявлениями седиментационного медного оруденения являются, по-видимому, метаморфические породы серии Люфубу, подстилающие протерозойскую рудную серию медного пояса Замбии. Возраст этих пород, по данным абсолютной геохронологии, превышает 2650 млн лет...» (Там же, с. 148). Добавим к этому распространённость практически на всех континентах месторождений первично-осадочных окисно-железистых кварцитов в мощных толщах зеленокаменных пород с абсолютным возрастом более двух миллиардов лет. В их числе Железистая формация Бивабик хребта Месаби-Рейндж, сланцы Мичигамм с железистыми осадками, железистая формация Гринвуд в районе оз. Верхнего на территории США. «Неокисленные такониты хребта Месаби-Рейндж образовались в результате диагенетического и слабого метаморфического изменения первично осадочных образований» (Марсден и др., 1973, с. 33, 50). В докембрийских толщах локализуются железистые кварциты Кривого Рога на территории Украины и Курской магнитной аномалии в России.

Распределение калийных солей в разрезе крупного месторождения на территории Белоруссии (Страхов, 1962, т. 2, с. 309) – лучшая из иллюстраций предельно высокой дифференциации вещества в осадочном процессе. В пересчёте на  $\text{K}_2\text{O}$  запасы калия только в Старобинском и Петриковском месторождениях Белоруссии составляют 1,2 млрд *т*, а в Верхнекамском бассейне оцениваются в 21,5 млрд *т* (Татаринов и др., 1975). Каким избирательно специфичным должно было быть «питание» солеродного бассейна в отдельные периоды его существования, чтобы при испарении воды в нём формировались сменяющие друг друга в разрезе индивидуальные залежи легко растворимых в воде галита ( $\text{NaCl}$ ) и сильвина ( $\text{KCl}$ ) на площадях до  $10 \text{ км}^2$  при мощностях до десятков *м*. Ясно, что в отдельные моменты (периоды) из континентальной коры выветривания речными потоками в мелководные континентальные бассейны привносился преимущественно калий. При полной каолинизации условно чистого серицитового сланца из каждого его  $\text{м}^3$  выносилось бы до 230 *кг*  $\text{K}_2\text{O}$  (без натрия). При полной каолинизации рядового гранита только за счёт разложения калиевого полевого шпата из  $1 \text{ м}^3$  выносится (2700х0,3х0,16=129,6) около 130 *кг*  $\text{K}_2\text{O}$ . Биотит и мусковит (серицит) при этом также полностью разрушаются, замещаясь глинистыми минералами и хлоритом, калия не содержащими.

Возможность появления окислов железа в глубинах литосферы без участия кислорода атмосферы показана автором на примере серпентинизации дунитов и перидотитов с исключительно важной ролью воды в качестве важнейшего окислителя в гипогенных условиях (см. реакции 14 и 16 в табл. 6).

Выше уже упоминались отдельные аспекты обогащения слоёв особо тонкозернистых осадков морских бассейнов окислами железа, марганца, карбонатами и сульфидами железа. Особо детально проработаны они Н.М.Страховым (1962) на примере распределения железа и карбонатов в зависимости от условий формирования дезинтегрированного материала горных пород и руд на континенте, форм переноса осадкообразующего материала в виде растворов или взвесей твёрдых минеральных частиц, гранулометрии кластогенного материала, окислительно-восстановительных (Eh) и

кислотно-щёлочных (pH) свойств воды: речной, «болотной», морской придонной и захоронённой в иле.

Специфичность мелкообломочных осадочных пород ЧТ (нередко с высокой долей пирокластики) связана с неравномерно дисперсно рассеянным углистым веществом – остаточным продуктом сложных процессов образования, накопления и преобразований органоминеральных накоплений растительного и животного происхождения. Особое значение в обогащении протоосадков ЧТ некоторыми металлами придаётся их комплексным соединениям с липидами. Среднее содержание липидов в растениях близко к 10% от веса клеток, но они концентрируют 30-60% металлов в живом организме (Бойченко и др., 1979).

Примеры обогащённости ЧТ тяжёлыми металлами вообще, и золотом, в частности, приведены в работах многих исследователей (Андреев и др., 2008; Арифлулов и др., 2013; Буряк, 1973; Дружинин, 1965; Крутов, 1965; Моисеенко и др., 1974; В.Г.Петров, 1974; Н.П.Петров, 1961; Сауков, Озерова, 1965; Ясырев, 1971; Ячевский, 1903 и др.). Только в редких работах седиментогенезу протоосадков таких толщ уделяется какое-либо внимание (Проценко, 2008-2016). Механизмы седиментогенного обогащения пород ЧТ благородным металлом обсуждаются ещё реже. В гипотезах эндогенного гидротермального рудогенеза обогащённость рудолокализирующих пород определёнными металлами и сопутствующими элементами чаще всего связывается с их окорудными изменениями под воздействием аллогенных растворов.

В одной из последних оценок источников золота и платины для формирования руд месторождения Сухой Лог (Вуд и др., 2006) сказано, что «все разновидности золота в Ленском золоторудном районе (от мелкокрапленных до жильных и россыпных типов) имеют одинаковые изотопные составы Pb. Это может свидетельствовать, что первоначальный источник золота для всех типов месторождений один, самый ранний из которых в Сухом Логе был синосадочным дометаморфическим. Недавние находки металлов платиновой группы в суходожской золоторудной зоне говорят об одновременном участии и мантийного источника металлов». Автор настоящей работы полагает, что «мантийность» платины (никеля, кобальта) легко объяснима наличием вулканических пород в рудолокализирующей толще Сухого Лога, имеющей сходство с вулканическими сериями Патомского нагорья мощностью до 2 км.

Характеризуя особенности рудных концентраций золота на месторождении Сухой Лог, М.М.Константинов с соавторами (2000, с. 27) отметили: «Присутствием кварц-пиритовых прожилков определяется промышленная ценность месторождения. Помимо вкрапленности и прожилков, в пределах рудной зоны отмечаются желвакоподобные обособления, насыщенные вкрапленным кристаллическим пиритом. Они представляют будины алевролитов и песчаников среди филлитовидных сланцев и являются одной из наиболее золотоносных морфологических разновидностей сульфидной минерализации в рудной зоне – среднее содержание золота в них составляет 57 г/т при колебаниях 21,6-112,8 г/т. Серебро является единственным полезным компонентом, сопутствующим золоту. Содержания его в 2-3 раза ниже, чем золота...».

Гранулярная (округло-микрозернистая) внутренняя структура характерна осадочно-диагенетическим образованием пирита, приобретающего в породах ЧТ нередко вид гнезд, заливчатых жилков и будущих метакристаллов ещё при диагенезе и на самых ранних стадиях метаморфических преобразований протоосадков. Образование метакристаллов в этих условиях начинается с появления кристалломорфных внешних границ у простых и структурно-сложных микроконкреций или их скоплений (см. м-фото 1, 2 в табл. 1). Включения глобулярного пирита нередко распознаются в центре его полизональных метакристаллов (Даугызтау, Сухой Лог), относимых обычно уже к собственно рудообразующим прожилково-вкрапленным парагенезисам месторождений золотосульфидной формации, хотя сообщения о содержании золота в метакристаллах, более низких, чем в глобулях, не единичны. Карбонатно-пиритовые и пирит-карбонатные глобули, фрамбоиды и макроконкреции довольно широко распространены

в рудовмещающих породах и рудах месторождений Даугызтау, Сухой Лог, Кумтор, Бакырчик. Субравновесная перекристаллизация (любого) вещества приводит к его очистке от примесей. На примере пирита это проявлено при собирательной перекристаллизации микро- и макроконкреций в метакристаллы и гнёзда кристаллического сложения. Этим же процессом объясняется и заметное снижение содержания примесей в жильных сегрегациях пирита, арсенопирита и пирротина по сравнению с их же вкрапленниками во вмещающих породах Мурунтау, где часто проявлен кливаж метакристаллов пирита и арсенопирита, параллельный господствующим направлениям повторного рассланцевания вмещающей среды. На месторождениях Даугызтауского рудного поля пирит метакристаллов оказался беднее золотом, серебром, сурьмой, селеном, медью, цинком, никелем, кобальтом, марганцем и титаном, чем минерал макроконкреций. Публикации последних десятилетий показывают такие же особенности в содержаниях золота в глобулярных микроконкрециях и метакристаллах в рудах месторождения Сухой Лог (Large и др., 2007). Эта же тенденция в поведении Au, Cu, Sb при перекристаллизации пиритов характерна для руд месторождений Кокпатасского рудного поля.

В соответствии с масштабами высвобождения кремнекислоты при метасерицитизации алюмосиликатного матрикса вмещающих пород в ЧТ развивается гнездовое, прожилковое и метасоматическое окварцевание. На Даугызтауском рудном поле в составе метаалевролитов и метапесчаников содержание полевых шпатов в среднем не превышает 5%, редко поднимается до 10-15%. Редкие обломки плагиоклазов почти не затронуты серицитизацией, соответственно, в породах и рудах очень мало мелкогнездовых и тонкопрожилковых новообразований кварца. На Кокпатасском, Мурунтауском и Амантайтауском рудных полях в рудо локализуемых частях ЧТ наряду с повышенным содержанием полевых шпатов в песчаниках и алевролитах широко распространены их вулканокластические полевешпатовые разности. При полном замещении серицитом высвобождается до 20% кремнекислоты от веса преобразованных полевых шпатов. Эти рудные поля характеризуются обилием жильных, прожилковых и метасоматических новообразований кварца как в рудных телах, так и далеко за их пределами. В условиях региональной метасерицитизации пород взаимосвязи золота и других металлов с углистым веществом и глинистыми минералами разрушаются из-за снижения их сорбционной ёмкости и деструкции металлоорганических соединений, большинство из которых для золота устойчиво лишь при низкой температуре (Паддефет, 1982).

В настоящее время отложение металлов известно в срединно-океанических хребтах и межкратонных рифтах в различных геологических обстановках морского дна. Структурой такого типа является впадина Atlantis- II в Красном море со стратифицированными металлоносными рассолами и концентрациями золота в осадках от 0,6 до 5,6 г/т (Вуд и др., 2006). Концентрации металлов в осадках этой впадины рентабельны для освоения, если бы они находились на континенте.

На континентах в гумидной обстановке «химическое выветривание силикатных, алюмосиликатных и карбонатных пород развивается стадийно. В начале оно протекает в условиях щёлочной среды, сопровождаясь выносом из пород легко растворимых сульфатов и хлоридов K, Na, Ca, Mg, карбонатов щёлочных и щёлочно-земельных металлов. Кремнезём легко растворим в щёлочных водах, он также в изобилии выносится из элювия... Иначе, с Fe, Al и Ti. Трёхвалентное железо, поступая в почвенный раствор, коагулирует и осаждается; то же происходит с  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$ . Двухвалентное железо, окисляясь в трёхвалентное, также осаждается. В общем кора выветривания на щёлочной стадии обогащается железом, алюминием и титаном, теряя  $SiO_2$ , K, Mg, Ca, частью Mn. В более позднюю кислую стадию продолжается разрушение алюмосиликатов и вынос оснований и  $SiO_2$ , начинается миграция трудно растворимых гидроксидов  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO_2$ , отчасти также и окислов титана. Одновременно с выносом названных соединений происходит их значительное перераспределение внутри элювия с образованием рудных накоплений железа и алюминия (Страхов, 1960, том I, с. 8).

Н.М.Страхов, В.Н.Холодов и другие исследователи отмечают особое значение гумусовых веществ почв в содействии выносу коллоидов кремнекислоты, гидратов окисей железа и алюминия в речные системы и миграции их вместе с потоками воды на значительные расстояния. Коагулируя в солёной воде морей, такие мигранты дают начало прибрежным осадочным рудам железа, бокситам, кремнистым породам. Но и здесь какая-то часть мицелл гидроокиси железа, приобретает хлоридную защиту против дальнейшей коагуляции, продолжает миграцию в глубинные зоны бассейна. В.В.Кузнецов (1968, с. 337) в связи с этим замечает: «Несмотря на очень незначительное содержание железа в морской воде, в отложениях морей прошлых геологических периодов встречаются огромные скопления металла».

Миграция двух- и трёхвалентного железа в зоне гипергенеза зависит от развития реакций окисления и восстановления. Гидроксиды трёхвалентного железа – малоподвижные соединения. При образовании за счёт окисления двухвалентного они переходят в осадок, особенно быстро при подщелачивании растворов в результате образования растворимых бикарбонатов по схеме:  $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ . Становится понятной ассоциированность месторождений гидроксидов железа и марганца с толщами карбонатных пород: осаждение окислов Fe и Mn становится составной частью процесса образования карстовых полостей в известняках (Холодов, 2006, с. 252).

Ионно-растворённое в морской воде двухвалентное железо более активно мигрирует в осадки батинальных зон, где участвует в диагенетическом образовании железомарганцевых, карбонатных и сульфидных конкреций и конкреционных слоёв. Если в какой-то зоне бассейна седиментации возникает взаимодействие систем приповерхностного диагенеза и глубинной пропилитизации (см. рис. 6), то в образовании конкреций включаются и менее окисленные формы металлов (железо двухвалентное, в частности), экстрагированные хлором в геотермальных системах пропилитизации и глубоко проникающих в литосферу разломах земной коры (см. рис. 18).

Перераспределение внесённых в осадок и возникших в нём минеральных фаз приводит, как видим, к возникновению железомарганцевых, фосфоритовых (нередко с редкими землями), пиритовых (часто с повышенным содержанием селена при практическом отсутствии теллура), сидеритовых, доломитовых, баритовых, кремнистых конкреций, к цементации этими новообразованиями отдельных участков или слоёв среди ещё рыхлых масс. Размеры конкреционных тел обычно невелики. Но, сливаясь вместе, они образуют мощные пластообразные тела в десятки и сотни метров по простиранию. В Прибалтике слой кварцевых оболочковых песчаников толщиной 3-15 см у основания кембрийских отложений протягивается с запада на восток на 150 км сплошной плитой с содержанием пирита до 45%.

Выявление условий осадочного рудогенеза Н.М.Страхов (1962, том II) считал главной задачей анализа диагенетических преобразований осадков океанов, морей, озёр и болот. Его представления о физико-химической сути механизмов перераспределения некоторых минерально-химических компонентов в толще неконсолидированных осадков и создания окисных, карбонатных и сульфидных рудных концентраций железа, (марганца, фосфора, бария, стронция) конспективно характеризуются ниже. Масштабы таких процессов определяются длительностью и скоростью накопления осадочного субстрата, его составом, наличием и количествами биоорганического вещества. Автору подобный обзор представляется принципиально важным в связи с частым отнесением диагенетических проявлений карбонатизации, окварцевания, сульфидизации к продуктам «околорудных» изменений осадочных пород при гидротермальном формировании рудных концентраций Au, W, Cu, Fe, Zn, Pb в земной коре.

Диагенетическое перераспределение вещества в толще осадка осуществляется особенно активно у границы зон окисления-восстановления. В восстановительной зоне Fe, Mn и P, переходя в подвижную закисную форму, повышают свои концентрации в грунтовой воде. Диффундируя в окисную зону, окисляясь, коагулируя и осажда

друг друга, Fe и Mn формируют в ней новые твёрдофазные выделения. Окислительная зона, перекрываясь новыми слоями, становится восстановительной, накопившись в ней избыточные массы железа и марганца по той же схеме удаляются в новую окислительную плёнку. Когда коллоидно-дисперсные новообразования на границе зон становятся особо значительными и не полностью «рассасываются» в восстановительной, они в ней формируют более устойчивые желваки и конкреции, цементируя осадки определённого слоя (участка), предотвращая проникновение в них углекислого газа.

Глины в толще переслаивающихся песчано-алеврито-глинистых осадков, как правило, содержат больше органического вещества и бактерий. Здесь диагенетически возникают повышенные концентрации  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , проникающие в песчано-алевритовые слои и через них в придонную воду. В первые моменты диагенеза при энергичной жизнедеятельности бактерий массы  $\text{CO}_2$  в осадке растут, переводя твёрдые карбонаты осадка в растворяющиеся бикарбонаты. В более глубоких слоях осадка с падением парциального давления  $\text{CO}_2$  бикарбонаты становятся неустойчивыми, и в твёрдую фазу выделяются карбонаты. Благодаря непрерывному удалению  $\text{CO}_2$  из песчаного пласта и разрушению бикарбонатов в слоях глин, в системе их пластов осуществляется непрерывный переток вещества и отложение в песчаном слое метасоматитоподобных микровыделений и конкреций  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ ,  $\text{FeS}_2$ . При равномерном их распределении получаются сцементированные в плотную породу известковистые, доломитистые, сидеритистые, родохрозитистые, пиритсодержащие песчаники. В породах рудовмещающей толщи месторождения Даугызтау распространены тонкие слои и мелкие линзы кальцита, олигонита, моно- и полиминеральные, структурно простые и сложные микроконкреции сульфидов, «слепки» шарообразных микроконкреций олигонита и пирита (см. м-фото 2, 3 в табл. 1).

Наряду с дегазацией чрезвычайно важную роль в перемещениях вещества в ходе диагенеза играют колебания Eh и pH. При pH 8-8,5 в карбонатно-глинистых отложениях раковинки диатомей, радиолярий или спикулы губок постепенно растворяются, обогащая раствор  $\text{SiO}_2$ . С повышением содержания кремнезёма в иловой воде начинается его миграция в соседние слои. Высокий pH способствует садке здесь же  $\text{CaCO}_3$ , выполнению им пустот от растворённых кремневых раковин. В результате на участке с повышенным pH произойдет замещение более или менее значительной части кремневого материала карбонатами, что часто наблюдается в губковых мергелях. Иначе обстоит дело в подобных же осадках с пониженным pH. Здесь условия очень благоприятны для растворения карбонатов, но  $\text{SiO}_2$  в растворе коагулирует и осаждается, образуя кремневые конкреции или замещая известковые раковины.

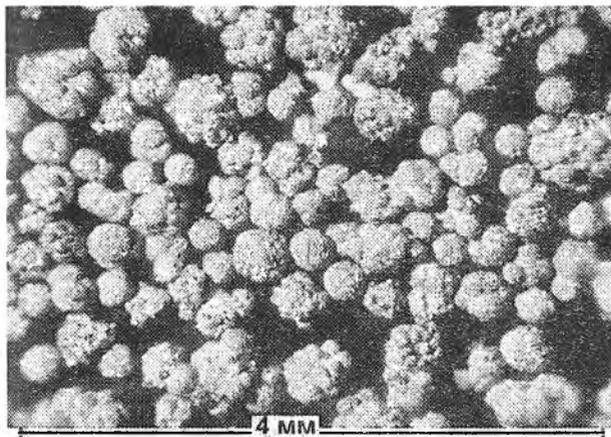
Разницей Eh в соседствующих осадках вызываются явления другого рода. Наиболее низкий Eh возникает при наличии большого количества органического вещества; здесь же усилено образование  $\text{H}_2\text{S}$ . Высокие значения Eh характерны бедным  $\text{C}_{\text{орг}}$  слоям (участкам), лишенным сероводорода. В их грунтовой воде Fe, Cu и другие металлы находятся в виде бикарбонатов. Сульфиды тяжелых металлов в воде почти нерастворимы. Поэтому в участках с сероводородом и низким Eh они выпадают в осадок, резко снижая концентрации в грунтовой среде. Сюда начинается подток материала из соседних точек, где Eh высок и сероводорода нет. В итоге образуются конкреции сульфидов, центром образования которых часто является органический остаток, обусловивший первоначально низкое значение Eh и возможность сульфатредукционной генерации  $\text{H}_2\text{S}$ .

Анкеритовые известняки в угленосной толще Донецкого бассейна и «пиритовая плита» протяженностью с запада на восток до 150 км в разрезе ордовика Прибалтики демонстрируют своеобразие диагенетического перераспределения минералов и химических соединений в специфических условиях резкой обогащённости отдельных слоёв осадка биоорганическим углистым веществом.

Анкеритовые известняки в угленосной толще Донецкого бассейна запоегают среди прибрежно-морских песчано-алевритовых отложений над угольными пластами. Усиленное накопление  $\text{FeCO}_3$  в подошве слоя известкового осадка связано с генерацией углекислого газа в залегающем под ним угле, мобилизующее действовавшего на  $\text{FeCO}_3$  в отложениях, промежуточных между углем и известковым пластом. «Перераспределение  $\text{FeCO}_3$  в угленосных толщах приводит обычно к тому, что отдельные горизонты этих толщ превращаются в месторождения руд железа с колоссальными запасами металла»; в угленосных толщах  $\text{C}_2$  Англии около  $14 \cdot 10^9 \text{ т}$  металла (Страхов, 1962, т. II, с. 548).

Аналогичные типы аномалий в распределении известны и для сульфидов железа. В норме наибольшее количество стяжений пирита (и марказита) встречается в серых и темных глинах. В аномальных случаях обилие стяжений  $\text{FeS}_2$  наблюдается в песках или в известняках при меньшем развитии их в глинах. Реальность таких явлений в диагенетической литификации протоосадков осадочных толщ удостоверяется вышеупомянутой «пиритовой плитой» в основании кембрийских осадков Прибалтики, стяжениями пирита массой до  $0,725 \text{ т}$  в песчаниках угленосной толщи в окрестностях Боровичей, сильной пиритизацией известняков под толщей угленосных пород в Ново-московско-Донском районе.

Интерес представляет поведение в процессах конкрециеобразования малых элементов. В пиритовых конкрециях из верхней юры Подмосковья Л.М.Лебедевым констатированы Ni, Cd, Ag, Pb, Zn и другие микроэлементы в сульфидной форме (Страхов, 1972, т. II, с. 545). Два горизонта мергелей мощностью 10–15 см в среднеэоценовых отложениях северной части Центральных Кызылкумов обогащены конкрециями окислов железа с пиритом. «В новообразованиях гётита в пустотах выщелачивания конкреций спорадически обнаруживаются микрозёрна самородного серебра. Спектроскопически в конкрециях установлены повышенные содержания Sn, V, W, Bi, As, Sb, Ni, Co, Cr, Cu, Zn» (Егоров и др., 1988, с. 105). Ag, W, Se, As, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Bi выявлены в составе глобулярных микроконкреций марказита из серых глин палеогена Букантау (рис. 17).



**Рис. 17. Шарообразные конкреции марказита в палеогеновых песчаниках и алевритах Егербелитау.** В составе этого концентрата обнаружены Ag – 45, Pb – 660, Bi – 170, Zn – 90, Cu – 175, Co – 170, Ni – 94,0, Rb – 60, W – 530, Mn – 2380, Ti – 550, Fe – 38,0, K – 2500  $\text{г/т}$  (рентгенофлуоресцентные определения В.А.Баннова. Масс-спектрально дополнительно выявлено ( $\text{г/т}$ ): As – 150,0, Se – 4,2, Te – 0,54, Tl – 5,0. Из материалов А.Н.Смирнова.

Охарактеризованные особенности поведения Ca, Fe,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  в осадках разных водоёмов с неодинаковым содержанием биосорганики показывают, с каким вниманием необходимо относиться к наличию в рудолокализирующих породах конкреционных и метасоматических форм кальцита, доломита, сидероплезита, сидерита, пирита, кварца, барита, целестина, фосфатов, чтобы не связывать их возникновение только с постседиментационным гидротермальным минерагенезом, помнить, что возникающие в кон-

солидированных породах поры и трещины «залечиваются» преимущественно веществами, равновесно растворёнными водой в породах ближайшего окружения. Не случайно представляется цементация брекчированных разностей кремнистых пород прожилками и гнёздами кварца. В брекчированных карбонатных породах распространены преимущественно карбонатные цементирующие новообразования.

Осознать реальность седиментогенной обогащённости пород осадочных и метаморфизованных ЧТ металлами, образующими сульфиды, позволяют особенности диагенетических преобразований осадков в зонах застойного анаэробного седиментогенеза, достаточно детально охарактеризованные ранее (Волков, 1960; Кизильштейн, 1970; Хорн, 1972; Проценко, 2008-2016).

Содержания многих растворимых в соляной кислоте металлов в воде современных океанов характеризуются величинами  $n \cdot 10^{-6-10}\%$  массы: (Sn, Sb, Ba, La, Ce, Ti, V, Mn, Fe, Cu, Zn, As, Se, Mo, Ag, Au, Pd; Виноградов, 1967), на порядки превышающими насыщающую растворимость их сульфидных соединений. Отсюда и их сульфидная садка в илы бассейнов седиментации при появлении в воде сероводорода. Серебро, одновалентная медь, свинец, благодаря плохой растворимости их хлоридов, исключаются из этой закономерности. Низкая растворимость меди в растворах соляной и серной кислот (Глинка, 1978, с. 248) определяет особенности её поведения в круговороте процессов выщелачивания, миграции и концентрирования. При выщелачивании металлов из осадочного материала хлором в восстановительных анаэробных обстановках хлорид одновалентной меди  $CuCl$  останется буквально на месте.

Океан – неисчерпаемый источник хлора и натрия, растворённых в воде на уровне 2 и 1% соответственно. Натрий и магний извлекаются из морской воды особо активно в геотермальных системах пропилитизации (цеолитизация, альбитизация, хлоритизация) вулканогенных осадков, доминирующих и на глубоководных батинальных равнинах океанов. Серпентинизация кристаллических пород её второго (габбро-базальтоидного) и третьего (пироксенит-дунит-перидотитового) слоёв вдоль глубоко проникающих разломов, поглощая остатки магния, окончательно ликвидирует электролитическую нейтральность морской воды. В результате она приобретает свойства 0,5 нормального раствора соляной кислоты, экстрагирующей из осадков и пород Au, Fe, Ca, Mg, Cu, Zn, Si и ряд других металлов. Восходящими из геотермальных систем потоками воды они выносятся в приповерхностную зону осадков, где переводятся в твёрдую фазу сероводородом и/или углекислотой (чёрные и белые курильщики). Сернистые соединения выводятся из дальнейших циклов миграции. Карбонатные и гидрокарбонатные осадки вовлекаются в новый круг миграции и метаморфоз, благодаря относительно высокой их растворимости при повышении содержания углекислого газа в придонной воде.

Высокая диэлектрическая постоянная объясняет феноменальную способность воды растворять в себе буквально все вещества, существующие в природе. «Объём воды, находящейся в океанах, составляет 1370 млн  $км^3$ » (Фрадкин, 1976, с. 12). При среднем содержании (растворённого) золота  $4 \cdot 10^{-10}\%$  (Виноградов, 1967) его общая масса в воде океанов составит:  $1370 \cdot 10^9 \cdot 10^6 \cdot 4 \cdot 10^{-4} \cdot 10^{-2} = 5480000 \text{ т}$ . В каждом кубометре воды золота может быть около 0,004 мг. Этого всё же оказывается достаточным для перехода в осадок ощутимых его количеств в обстановках сероводородного заражения бассейнов седиментации со средним приростом мощности осадков 2-3 мм в 1000 лет и длительностью их накопления в миллионы лет. Произведения насыщающей растворимости сульфидных соединений золота характеризуются цифрами  $10^{-17}$  –  $10^{-19}$ . Для морских бассейнов с сероводородным заражением воды это означает возможность перевода в осадок совместно с сульфидами практически всего растворённого золота. Возможное количество золота, переведённого в осадок толщиной 3 мм на площади 1  $м^2$  при условии обновления столба воды 100 м над ним в среднем 1 раз в год, составит:  $0,004 \cdot 100 \cdot 1000 = 400 \text{ мг}$ . Максимальная масса осадка на 1  $м^2$  дна при

плотнейшей упаковке твёрдых фаз (что вполне возможно при их цементации диагенетическими сульфидами, карбонатами и кремнезёмом) –  $1 \cdot 0,003 \cdot 2,7 = 0,0081$  т. Содержание золота в осадке составит 0,4 г в 0,0081 т или 49,4 г/т. Цифра вполне сопоставимая с содержанием золота в «современных» осадках некоторых площадей срединно-океанических хребтов (Андреев и др., 2008). Если произвести коррекцию вышеприведённого расчета возможного накопления золота в донных осадках заимствованием только его растворённой формы при 30-кратном увеличении скорости накопления осадочного материала, то и тогда окажутся возможными собственно седиментогенные содержания золота на уровне 1,5 г/т. При всей кажущейся наивности подобные расчёты подтверждают ведущее значение воды океана в качестве очень важного источника металла для возникновения повышенной седиментогенной золотонности тонкозернистых пород ЧТ и последующего формирования на её основе рудных концентраций. Стоит особо подчеркнуть, что эти уникальные количества золота находятся в наиболее подвижном и реакционноспособном состоянии: растворены в воде океанов. Это, вероятно, вполне логичное объяснение условий возникновения крупнотоннажных рудных месторождений золота типа Раунд-Маунтин в США в слабо метаморфизованных черносланцевых и вулканогенных зеленосланцевых толщах (Проценко, 2010, с. 69-71).

Конечно же, важным источником поступления золота в морскую воду является снос его с континентов. Из косовой россыпи Вайпету-Кайчиве ежегодная добыча золота за последние десятилетия составляет от 10 до 15 тонн (Сорокин и др., 2012). Можно не сомневаться, что не менее значимые количества тонкодисперсного («плавучего») золота выносятся реками из этого региона Перу в океан. «По некоторым данным только Амур выносит в океан 8 тонн золота ежегодно!» (Таежник, 2012). Водосбор Амура на пространствах, не самых богатых месторождениями золота. В не меньших количествах золото поставляется Енисеем, Леной, Колымой в арктические моря, а реками Китая – в Японское. В воде окраин Тихого океана содержание золота достигает (мг/т): 11 в Японском море, 30 в Калифорнийском заливе, 60 у берегов Новой Зеландии (Виноградов, 1967, с. 140).

Естественно, что такие концентрации и не могут быть постоянными. Наряду с неравномерным поступлением золота в конкретную часть акватории осуществляется и неравномерное его осаждение в самородном состоянии или совместно с сульфидами, глинистыми минералами и биологическими веществами в условиях непостоянства генерации водорода, углекислого газа и сероводорода в аэробных и анаэробных участках морского дна. В 40 (из 80) пробах донного ила Калифорнийского залива в составе газа, «образующегося анаэробными газообразующими бактериями», наряду с углекислым газом и метаном обнаружен водород в обратных количественных соотношениях с метаном (Беляев и др., 1976, с. 76, 77). Водород в атомарном состоянии – активный восстановитель металлов.

Растворение самородного золота в морской воде при низких («комнатных») температурах происходит, благодаря его реакции не только с хлором, но и с бромом и йодом. Наиболее агрессивен к золоту бром: с порошком золота он вступает в бурную реакцию с выделением тепла, давая  $Au_2Br_6$  (Паддефет, 1982). На вполне вероятную роль брома в обогащении пород ЧТ золотом указывает вполне обозначившаяся корреляция их содержаний в отдельных выборках проб палеогеновых горючих сланцев месторождения Сангрунтау в Центральных Кызылкумах (Проценко, 2019, по материалам А.А.Колдаева).

Чем мельче частицы химически реагирующих веществ, тем выше скорость реакции при равенстве прочих термодинамических и химических характеристик системы. В атомарном состоянии реакционная способность золота повышается значительно; смесь его с бромом взрывается при «комнатной» температуре. Тонкодисперсное (коллоидное) золото, поступившее в бассейн седиментации, реагируя с хлором, переводится в растворённое состояние, пополняя содержание в воде  $AuCl_4^-$ , составляющего

основу растворённого в морской воде золота (Пещевицкий и др., 1965). Реакция хлор-комплексов золота с сероводородом уже при 10 °С приводит к образованию сульфида, разлагающегося на металл и серу при 200 °С (Турова, 2009, с. 39). Ситуация, вполне вероятная в конвективных геотермальных системах диагенеза и пропилизации осадков (см. рис. 6).

Седиментогенную основу сланцев, цемента песчаников и алевролитов в ЧТ обычно составляют глинистые минералы, гидрослюды и хлориты. В связи с замещениями в кристаллической структуре глинистых минералов кремния алюминием у их частиц появляются некомпенсированные отрицательные заряды. Из этого следует, что гидроксильные группы  $\text{OH}^-$  на боковых гранях кристаллов глинистых минералов в господствующих при осадконакоплении слабо кислых, нейтральных и слабо щелочных обстановках могут участвовать, в основном, в реакциях анионного обмена. Это обстоятельство имеет особое значение в сорбции золота и вольфрама. Количественно доминирующее значение в валовом содержании золота в морской воде имеет анионный комплекс  $\text{AuCl}_4^-$  (Пещевицкий, 1965; Хорн, 1972). У вольфрама ведущую роль в водных растворах часто играют гетерополикислотные анионные комплексы типа  $\text{H}_3\text{WO}_3\text{AsO}_4$  и  $\text{HWO}_2\text{PO}_4$  (Коренбаум, 1970). Здесь, по-видимому, кроется и загадка обогащения особо тонкозернистых осадочных пород мышьяком.

Неограниченному обогащению донных илов золотом (как, впрочем, и вольфрамом) препятствуют повышение растворяющей активности хлора, когда уже на самых ранних стадиях диагенеза осадков его электролитическая нейтральность нарушается в результате связывания натрия цеолитами и альбитом, магнезия карбонатами, хлоритом, серпентином. Особое значение галогенидная растворимость золота приобретает в условиях снижения генерации сероводорода сульфатредуцирующими бактериями при усилении аэрации зоны седиментации (в мелководных бассейнах). Подводя итог рассмотрению причин накопления в морской воде ряда химических элементов и обоснованию их содержаний в воде современного океана, А.П.Виноградов отметил (1967, с. 194): «Необходимо ещё раз заметить, что ряд химических элементов донных отложений обменивается с придонной водой, и таким образом они участвуют в длительном круговороте». Десорбирующая и растворяющая роль хлора в этих условиях усиливается подобными же функциями органических кислот, генерируемых на ранних стадиях метапреобразований биологических продуктов, без которых немислимо накопление протоосадков ЧТ с углистым веществом. И.И.Гинзбург с соавторами (1963) показали сопоставимость экстракции кремнекислоты, глинозёма, окисей Fe, Mg, Ca, Na, K из хлорита и каолинита растворами серной и органических кислот одинаковой концентрации.

При господствующем в морской воде разбавлении реагирующих веществ возникающие коллоидные частицы сульфида и самородного золота в осадке будут иметь преимущественно микроконкреционные (глобулярные или комковатые) формы и нанометровые размеры. Таковы они в рудах месторождения Карлин. Золото коллоидальное (частицы от 0,0006 до 0,0075 мкм, по определению Хейкока) может составлять половину запасов месторождения» (Хаусен и др., 1973). Здесь наряду с самородным золотом, непосредственно контактирующим с кварцем, доломитом, баритом, глинистыми минералами, пиритом и асфальтоподобным углистым веществом, в выделениях тех же форм и размеров описан и самородный мышьяк.

Выявленные в нижней части разреза рудолокализирующей толщи рудного поля Мурунтау интервально усреднённые содержания золота от 0,5 до 3,16 г/т (скв. МС-3, общая мощность интервала 599 м) позволяют утверждать, что они являются его седиментогенными накоплениями, как-то изменёнными в процессах метаморфизма зеленосланцевой фации. Даже если считать обогащённость в таких масштабах наложенной в гипогенных условиях, то над этим интервалом есть ещё 573 м пород с содержанием золота, в 10-70 раз превышающих кларк для осадочных и магматических образований. Такие «околорудные ореолы рассеяния» золота маловероятны для гипогенных месторождений в осадочных толщах. Уже в первом микрослойке пород ЧТ золото,

переносимое гидротермальными растворами в виде хлоридных комплексов, будет извлечено биоорганическим углистым веществом, сульфидами, глинистыми минералами.

К первому этапу формирования месторождения Кумтор Р.Д.Дженчураева (с соавторами, 2015, с. 180) относит осадкообразование в вендском рифтогенном внутриконтинентальном прогибе с накоплением в позднем венде мощных серий «тиллоидных отложений с первичным тонкодисперсным золотом. Наибольшим средним содержанием золота обладают углеродистые породы, содержащие сингенетичный пирит. Содержание золота в таком пирите достигает 0,14%». В таком случае подобные сланцы являются седиментогенной рудой, содержащей 0,п – п г/т золота при наличии в них всего 1% пирита (не считая тонкодисперсного золота).

Концентрация мышьяка в воде океанов колеблется от  $0,046 \cdot 10^{-4}$  до  $8 \cdot 10^{-4}$  %, превышая в отдельных случаях его кларковые содержания в магматических и осадочных породах в 3-4 раза. Основными формами присутствия мышьяка в ней являются  $\text{HAsO}_4^{2-}$ ,  $\text{H}_2\text{AsO}_4^-$ ,  $\text{H}_3\text{AsO}_4$ ,  $\text{H}_3\text{AsO}_3$  (Хорн, 1972, с. 123). И его поведение в морской воде зависит от наличия сероводорода и кислорода. Обогащённость углисто-пелитовых осадков мышьяком отмечена многими исследователями (Онис, Сандел, 1959; Пилипчук, Севастьянов, 1969; Краускопф, 1970; Страхов, 1971; Волков, 1973). Значительные количества (десятые доли %) мышьяка установлены М.Ф.Пилипчуком и В.Ф.Севастьяновым (1968) в конкрециях сульфидов железа из новейших отложений Чёрного моря. Со ссылкой на А.У.Литвиненко они указывают на присутствие до 0,26% мышьяка в осадочных рудах железа Керченского месторождения.

Пирит и арсенопирит – важнейшие концентраторы и носители золота в рудах золотосульфидной и золотосульфидно-кварцевой рудных формаций, локализованных в ЧТ. Арсенопирит практически всегда в рудах месторождений этого типа богаче золотом, чем пирит. И это наводит на мысль о вероятном значении мышьяка в хемогенном (а не только сорбционном) вхождении золота не только в сульфиды, но и в органику углистого вещества, благодаря его «мостиковой» роли между атомами золота и углерода в золотоорганических соединениях (Паддефет, 1982), также не выдерживающих высоких температур. При разложении металлоорганических соединений из-за повышения температуры уже на начальных стадиях зеленосланцевых преобразований пород ЧТ золото и мышьяк получают возможность совместно мигрировать и формировать метакристаллы арсенопирита. Быть может, это важнейшая из причин отмеченного И.Х.Хамрабаевым (1958) парагенезиса золота и мышьяка на месторождениях Западного Узбекистана, подтверждённого ограниченностью круга ореоло- и рудообразующих элементов на Мурунтауском рудном поле с наибольшим стратиформно-площадным развитием ореолов золота, вольфрама и мышьяка (Скрябин, 1997).

Неодинаковым отношением к хлору обусловлен количественный паритет золота и серебра в рудах многих месторождений в ЧТ (табл. 8), хотя кларк первого на два порядка меньше. Запрограммирован паритет ещё при накоплении протоосадков неодинаковой «судьбой» глубинных и континентальных поступлений этих металлов в воду морей (Проценко, 2012). Соединения серебра с галлоидами трудно растворимы. Серебро, извлечённое из осадка, фиксируется хлором морской воды буквально на месте. По той же причине серебро, поступившее с континента, осаждается в грубозернистых отложениях прибрежных зон. Терригенное золото в море хотя бы частично переводится хлором в раствор и сероводородом удаляется в осадки зон анаэробного седиментогенеза.

Таблица 8

Концентрации золота и серебра в литосфере, рудах месторождений в ЧТ и воде современных океанов

	Литосфера	Руды в ЧТ	К <sub>к</sub> в рудах	Вода современного Океана (Виноградов, 1967, с.
Au	п·10 <sup>-7</sup> -7%	п·10 <sup>-4</sup> %	1000	(0,01-67)·10 <sup>-7</sup> %
Ag	п·10 <sup>-5</sup> -5%	п·10 <sup>-4</sup> %	10	(0,15-120)·10 <sup>-7</sup> %
Au/Ag	0,01	Около 1		Около 1

Работами литологов (Пустовалов, 1956; Страхов, 1960; Холодов, 1993, 2006) показано, что породо- и рудообразующие компоненты наиболее активно обособляются друг от друга в осадочном процессе при выветривании, переносе, седиментации и диагенезе. В минералах зон гипергенеза, континентального и морского седиментогенеза, эндогенного метаморфизма и магматизма железо может находиться в закисной ( $Fe^{2+}$ ) и окисной ( $Fe^{3+}$ ) формах. Поэтому оно формирует руды в широком диапазоне гипергенных и эндогенных обстановок, входя в минерально-химические окисные, сульфидные, силикатные, карбонатные, сульфатные соединения. Некоторые формы концентрирования железа способствуют его рассеянию при химико-физической дезинтеграции скальных обнажений горных пород. Таковыми являются тончайшие плёнки его гидроксидов (пустынный загар) на глыбах гранитоидов, преобразующихся в аридных климатических зонах материков в песок, алеврит и/или пелит, хаотически перемещаемые ветром или временными потоками воды.

Массы элементов, сосредоточенные в рудах, как правило, ничтожны сравнительно с находящимися в литосфере в рассеянной форме. Рассеянного железа  $4,5 \times 10^{16} \text{ т}$ , сосредоточено в известных месторождениях около  $3,5 \times 10^{12} \text{ т}$ , что составляет всего 1/10000 от рассеянного. Если даже реальные запасы рудного железа в земной коре в 5-10 раз выше известных сейчас, то и тогда в рудный процесс окажется вовлечённым не свыше 1/2000 – 1/1000 части кларкового железа (Страхов, 1960, т. 1, с. 71). То же можно утверждать и по отношению к многим другим металлам.

В частности, это будет справедливым к количествам золота, рассеянного в породах ЧТ и сосредоточенного в его рудных месторождениях в концентрациях, на один-два порядка превышающих фоновые. Рудные тела этого металла ничтожны по мощности и простираению в сравнении с этими же параметрами рудолокализирующих ЧТ. В Джетымской свите осадочно-метаморфических пород на Кумторском рудном поле распространены пачки с обильной колчеданной минерализацией «в виде вкрапленности, гнезд, линзообразных прослоев, конкреционных стяжений пирита» (Дженчураева и др., 2015, с.149). Диагенетический пирит, образующий в чёрных сланцах пористые, фрамбоидальные, бугристые, конкреционные, кластические и субгидральные выделения, обогащён невидимым золотом и теллуром: от 1 до 1430 ppb Au (в среднем 180 ppb), от 5 до 68000 ppb Te (в среднем 2560 ppb) (Там же, с. 167-169).

Современные руды железа и марганца тесно связаны с процессами выветривания (окисления) пород континента. В умеренно гумидной зоне современные элювиальные руды железа обычно отсутствуют, и железорудный процесс перемещается в низинные торфяные болота. Среди руд этого типа довольно чётко выделяются железорудные и железорудно-фосфатные скопления в торфяной массе, и железорудные проявления периферических частей болот. Залежи сидерита, шамозита, гидроксидов железа в ассоциации с вивианитом образуют в торфянике линзы, штоки и сложные тела, тесно связанные с карбонатными породами. Современные озёрные руды железа и марганца обнаруживаются в сапропелевых зонах Карелии, Финляндии, Швеции, Канады и других регионов северной гумидной зоны.

Сидериты угленосных толщ являются аналогами современных сидеритовых руд торфяных месторождений. При низких содержаниях железа они обладают колоссальными запасами металла. Аллювиальные оолитовые гётит-хлорит-сидеритовые руды в корытообразных русловых врезах в отложениях палеогена Приаралья имеют линзовидную форму, характерную оолитовую, бобово-оолитовую, конгломератовидную текстуру; иногда косую слоистость. Рудные оолиты диаметром 0,3-0,4 мм слагаются гидроксидами железа, хлоритом либо концентрическим чередованием обоих минералов. Сидерит часто замещает внешние концентры оолитов, присутствует в цементе породы либо образует крупные конкреции (Холодов, 2008, с. 240- 241).

Исследования условий образования морских оолитовых руд железа Н.М.Страхов (1947, с. 135) обобщил выводом, что они «сформированы в обстановке чрезвычайно

мелководных и прибрежных частей морей и представляют собой отложения заливов, бухт, лиманов и самой верхней, прибрежной части шельфа». Стоит отметить, что в породах пенеценизированных континентов, прилегающих к таким обстановкам седиментогенеза, активно развиваются каолинизация полевых шпатов и спод, хлоритизация и окисление амфиболов, пироксенов, оливинов, переводящие в подвижное состояние огромные количества натрия, калия, кальция, магния, кремнекислоты и железа (см. реакции 7, 8, 11-15 в табл. 6). Добавим, что при формировании всех упомянутых выше типов болотных и прибрежно-морских руд в окислении и экстракции железа существенную роль играли микроорганизмы при жизни, а после их гибели – гуминовые кислоты.

Выше уже упоминалась решающая роль хлоридной экстракции железа из основных и ультраосновных пород при формировании руд некоторых месторождений. Роль туфогенной пирокластики как наиболее вероятного источника реакционноспособных форм железа и марганца для образования железомарганцевых конкреций в «современных» осадках Тихого океана показывает отчётливая зависимость Fe/Mn отношения в конкрециях от соотношения реакционных форм этих элементов во вмещающих осадках (Волков и др., 1976<sub>2</sub>). Сравнение содержаний некоторых металлов в осадках юго-восточной части Тихого океана (табл. 9) с их кларками в осадочных породах убеждает, что морские глубоководные осадки наиболее существенно обогащаются металлами, образующими трудно растворимые сульфидные (Fe, Pb, Zn, Cu, Mo, Ni, Co, V, Sb) и сульфатные (Ba, Pb) соединения. Бария в металлоносных осадках десятикратно больше, чем в красных глинах. Если о баритовых аномалиях на дне океанов упомянули ряд авторов, то о наличии среди них англезита никаких данных нет. Его невероятно трудно обнаружить в осадках и осадочных породах без специальных исследований. Понижены против кларковых содержания Li и Rb, как в металлоносных осадках, так и в глубоководных глинах. Причина этого, по-видимому, в низких концентрациях этих элементов в базальтах (Li – 15, Rb – 45 *г/т*) и их туфогенных производных, доминирующих на дне океанов, и в высокой растворимости сульфидных и сульфатных соединений всех щёлочных металлов.

Таблица 9

Средние содержания химических элементов в осадочных породах (Виноградов, 1962), металлоносных осадках и красных глинах юго-восточной части Тихого океана (Мигдисов и др., 1979)

Элемент	Осадочные породы	Металлоносные осадки	Красные глины	Элемент	Осадочные породы	Металлоносные осадки	Красные глины
Si	23,8	16,19	21,17	Sn	10	1,0	3,6
Ti	0,45	0,1	0,53	Mo	2	75	56
Al	10,45	3,32	8,1	Sb	2	14,3	2,5
Fe	3,33	16,86	6,8	La	0,7	160	45,6
Mn	0,067	5,07	1,5	Ce	50	114	145
				Sm	6,5	29,3	14,5
V	130	428	126	Eu	1	7,7	4,0
Ni	95	826	412	Ba	800	12300	1400
Co	20	218	185	Zr	200	456	174
Cu	57	1041	307	Sc	10	36,9	27
Pb	20	155	66	Li	60	32	45
Zn	80	411	238	Rb	200	33	64

Зависимость содержаний отдельных химических элементов в породах рудолокализирующих толщ от поступления их в морскую воду с континента или из осадочных пород морского дна ясно показывают соотношения марганца и железа в их конкреционных образованиях. В типично глубоководных железомарганцевых конкрециях, локализованных в пелагических красных глинах с пеплами и цеолитами, марганца больше, чем железа. В конкрециях полигона вблизи Гавайских островов, наследующих часть

железа, привносимого в осадки в результате гальмиролиза базальтового материала,  $Fe/Mn > 1$ .

«Вода является главным агентом физического и химического выветривания, носителем и переносчиком основной массы осадочного материала в растворённом и взвешенном состоянии, средой, в которой происходят жизненные процессы» (Дегенс, 1967, с. 171). Исключительно важна роль воды в формировании геологически длительно действующих конвективных минерагенических систем в толщах ещё слабо консолидированных осадков (см. рис. 6) или трещинных структурах грабенов и горстов срединно-океанических хребтов (рис. 18) и крупных складок в океанической коре.

Подобные протяженные по вертикали конвективные системы формируются благодаря уникальному свойству воды – разуплотняться при нагревании и уплотняться при остывании. Их минерагеническая продуктивность зависит от структурной изолированности встречных потоков воды (холодной вниз, нагретой вверх), от их смешивания и пополнения при её расходе в гидратационных преобразованиях среды продвижения. Уже при 100 °С и атмосферном давлении вода на 4,14% легче, чем при +4 °С. Снижение плотности воды с повышением температуры нарастает вплоть до её термодинамического равновесия с паром при давлении около 217 атм. Прямо пропорционально с изменениями температуры изменяется и растворимость в воде большинства твёрдофазных компонентов горных пород и руд.

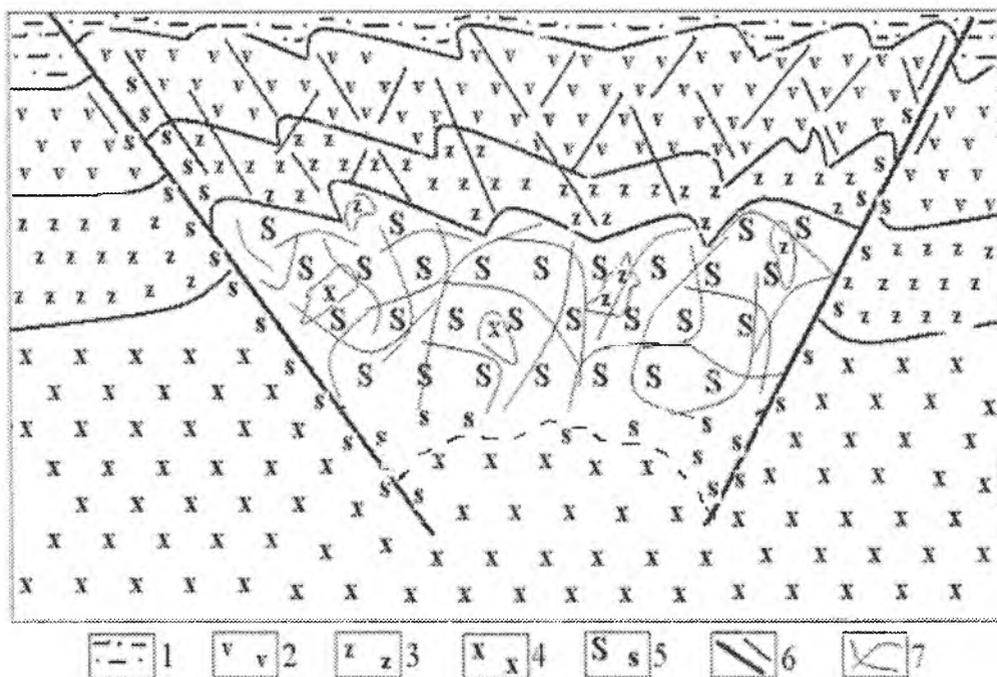


Рис. 18. Схема твёрдофазной офиолитизации в структурах спрединга с «раздвигом» и тошением океанической литосферы при неодинаковой интенсивности серпентинизации в слабо и интенсивно нарушенных блоках третьего слоя. 1 – песчано-алевритно-глинистые осадки; горизонты океанической литосферы: 2 – базальтовый; 3 – с преобладанием пироксенитов; 4 – с преобладанием перидотитов и дунитов; 5 – твёрдофазной серпентинизации с реликтами исходных пород; 6 – разломы и крупные трещины, проницаемые для воды; 7 – трещиноватость твёрдофазного субпластического течения серпентинитов.

«Когда серпентиновые минералы образуются за счёт перидотитов, то большая часть железа, присутствовавшего в материнских оливинах или пироксенах, не входит в структуру серпентина, а выделяется в форме магнетита или гематита» (Дир и др.,

1966, т. 3, с. 205). На километровые глубины в океаническую кору кислород может поступить только в составе воды. Вспомним в связи с этим, что «синтезировав воду, Л. Павуазье вскоре проводит опыт по её разложению: пропуская водяной пар над расплавленным железом, он получает водород и оксид металла» (Синюков, 1987, с. 29). При серпентинизации оливина по реакции  $3(\text{Mg,Fe})_2[\text{SiO}_4] + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_3[\text{Si}_2\text{O}_6](\text{OH})_4 + \text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\uparrow$  осуществляются восстановление водорода воды, окисление силикатного железа и высвобождение  $\text{SiO}_2$ . Важнейшим для рудогенеза следствием серпентинизации является переход двухвалентного железа (марганца, титана, никеля, кобальта) из силикатных фаз в окислы, относительно легко растворяющиеся соляной кислотой, генерируемой при серпентинизации фаялита:  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 3\text{SiO}_2 + 6\text{MgCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Mg}_6[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{FeCl}_2 + 8\text{HCl}$ .

В серпентините месторождения Никель-Маунтин (США) окиси железа (2,49%) в три раза больше, чем в исходном для него перидотите (0,83%), в то же время концентрация закиси железа снижена с 7,80 до 3,94% (Камберлидж и др., 1973, с. 187). Пересчёт приведённых данных на металл указывает на «вынос» при серпентинизации 1,82% железа от массы перидотита (17,7% от первичного содержания). Если в такой же пропорции вынесен никель, то его из  $1 \text{ км}^3$  серпентинитов вынесено до  $0,2 \cdot 17,7 \cdot 10^9 \cdot 4,0 = 14 \cdot 10^7$  (140000000) т. Неслучайно месторождение так названо. Подобные отступления от характеристики поведения железа в осадочном процессе необходимы, чтобы показать, что не только дальний терригенный источник мог обеспечить формирование крупнейших стратиформных железорудных месторождений в кварцитах и зеленокаменных породах, подобных Костомукшскому в Карелии.

С резкими колебаниями параметров седиментогенеза в островодужных морях связано весьма неравномерное распределение углекислого вещества, сульфидной серы и тяжёлых металлов по простиранию и в разрезе ЧТ, в которых их концентрации колеблются от кларковых и фоновых до промышленно значимых. Особое значение в этом имела длительность контакта протосадков с морской водой и кругового взаимодействия гальмиролиза, пропилитизации, диагенеза с переменчивой биопродуктивностью сульфатредуцирующих микроорганизмов.

На примере Чёрного моря Н.М.Страхов (1976, с. 263-265) показал, что «максимумы (а не минимумы) концентраций Fe, Mn, Ni, Co, Cu, P, W, Mo, As, Se, U, Au всегда локализованы в халистазах, а в сторону берегов следуют все уменьшающиеся содержания этих элементов. Все эти элементы присутствуют в речных водах в растворённой форме; резко выражено их тяготение к самой тонкой (субколлоидной) фракции взвесей. Естественно, что в прибрежных зонах оседает меньшая доля от их общей массы, в пелагиали же они накапливаются в повышенных количествах в связи с резким сокращением поступления сюда разбавляющего кластогенного материала». Принципиально важной при этом представляется близость перечней микроэлементов, переходящих в подвижную форму при глубоком химическом выветривании на континентальном водосборе, и обогащающих самые тонкозернистые осадки пелагиали морей и океанов. Чем интенсивнее выражено химическое выветривание на континентах, тем резче обозначается сдвиг всех элементов в пелагическую зону тонкозернистых глинисто-карбонатных илов» (Страхов, 1962, т. II, с. 118).

Геодинамическая нестабильность литосферы на акваториях окраинных и островодужных морей в построениях «новой глобальной тектоники литосферных плит» связывается с постулируемыми конвективными потоками вещества и энергии в астеносфере и верхней мантии или вещественно-энергетическими «плюмами» из центральных геосфер. Поведение самой океанической литосферы в этих построениях выглядит относительно пассивным. В работах автора не меньшее значение в тектонических преобразованиях океанической литосферы придаётся активному взаимодействию её пород с гидросферой.

Серпентинизация широко проявляется и в туфогенных производных магм повышенной основности в разрезах осадочного слоя океанической коры. И здесь в окислении железа первостепенную роль играет кислород воды. В глубоководных осадках океанов широко распространены вулканокластические отложения в виде тефры (вулканическое стекло, кварц, плагиоклазы, пироксены, роговая обманка), гиалокластитов, а также образования, возникшие за счёт разрушения магматических пород дна и неконсолидированных глубоководных осадков (турбидиты, контуриты). В валовых концентрациях железа в них доминирует двухвалентное силикатов и алюмосиликатов. Для его вхождения в железомарганцевые конкреции необходимо предварительное окисление, и оно может осуществляться кислородом воды. В гранитоидах у контактов с вмещающими породами практически всегда проявлено повышение содержания магнетита, что связывалось (Проценко, 2008<sub>2</sub>, 2012) с использованием в качестве окислителя воды вмещающих пород. Достаточно отчётливо это проявлено при формировании тебинитов по пироксенитам в Тебинбулакском интрузиве Султанувайса.

В работах Н.М.Страхова (1979), В.Н.Свальнова (1991) и других авторов утверждается весьма постепенный переход между наддонной океанической водой и глинистыми осадками; над осадками располагается 30–40-сантиметровый слой коллоидных аморфных гидроксидов Fe и Mn, в котором и осуществляется образование железомарганцевых конкреций. Этот процесс становится особо продуктивен при прекращении осаждения развигателей – карбонатов, кремнезёма и терригенного материала. Наряду с гидроксидами железа и марганца, содержание которых достигает 50–75%, в железомарганцевых конкрециях и корках накапливаются Ni, Cu, Co, Pb, Zn, а также Li, Rb, Cs, Mo, Te, Cd, Cr, Ba, платиноиды, Ti, V, W, U, TR, Zr, Sc, P, As и др. элементы; многие из них связаны с гидроксидами сорбционно и химически (Холодов, 2008, с. 182).

О масштабах вещественных преобразований пород континентов и выноса определённых химических элементов можно судить по накоплениям NaCl и KCl в мелководных бассейнах, хотя их основная масса поступала в высыхающие заливы, скорее всего, с водой из открытого моря. В современных океанах и морях сосредоточено около  $1,4 \cdot 10^{18}$  т воды, в ней растворено около  $2,8 \cdot 10^{16}$  т хлора, около  $1,4 \cdot 10^{16}$  т натрия, около  $5,6 \cdot 10^{14}$  т калия. На Старобинском и Петриковском месторождениях Припятского солеродного прогиба Белоруссии балансовые запасы калийных солей в пересчёте на K<sub>2</sub>O составляют 1,2 млрд т (Татаринов и др., 1975, с. 453). Неоднократная повторяемость залежей калийных солей по простиранию и в разрезе солеродных толщ указывает на изменчивость поступления питающих растворов в мелководный бассейн на территории Предкарпатского прогиба и испарения воды на его акватории в миоцене. В Стебнском месторождении площадь наиболее крупных залежей калиевых солей составляет всего 6–10 км<sup>2</sup>, большинство же имеют меньшие размеры. Их мощности колеблются здесь от 1–2 до 25–30 м. Обобщая закономерности солеродной седиментации на территории Рейнского грабена от среднего эоцена до нижнего миоцена, Н.М.Страхов (1962, т. 3, с. 320) записал: «Какой бы палеогеографический вариант соединения с морем ни принимать, одинаково оказывается, что галогенные формации возникали в заливе и притом в самом дальнем (от втока морской воды) его конце».

Нахождение органических остатков, особенно же водорослей, доказывает, что солеродные бассейны были водоёмами с малыми глубинами, позволявшими свету проникать до дна в достаточных для развития водорослей количествах. На мелководность указывают также следы перемываний осадка, трещины высыхания, седиментационные брекчии, которые неизменно обнаруживаются при литологических исследованиях. Эти образования, впрочем, свойственны главным образом периферическим областям солеродных водоёмов, а не их центральным зонам (Страхов, 1962, т. III, с. 309). Это убедительный пример необходимости выхода далеко за пределы рудных скоплений для понимания их истинных генетических соотношений с вмещающей средой, к чему автор призывал уже неоднократно, в т. ч. и на страницах этой работы.

Главными показателями седиментогенной природы описанных выше форм золота, сульфидов, карбонатов, углистого вещества были: наличие собственных микро- и макроконкреционных образований, участвующих в складчатых деформациях и расщеплении. Морфологическое подобие конкреционных выделений кристаллографически далёких друг от друга золота, пирита и карбонатов, некоторые особенности их химизма (высокая пробность золота, устойчивое количественное преобладание никеля над кобальтом в пиритах, повышенное в них же содержание селена при отсутствии теллура), характерные для осадочно-диагенетического минералообразования. Уже на стадии седиментогенеза во многих терригенно-вулканогенных и ЧТ в отдельных слоях и пачках, накопленных в условиях сероводородного заражения воды, золото появлялось в количествах, соответствующих современным требованиям промышленности для рентабельного освоения. Вместе с тем, резкое непостоянство концентраций золота и сопутствующих элементов в породах рудолокализирующих осадочных и осадочно-метаморфических толщ – явление, обусловленное резкими флуктуациями в поставке обломочного материала в бассейны седиментации в зависимости от времени года, от проявлений вулканизма, от геотектонического режима седиментогенеза.

Многими авторами отмечено сульфатредукционное появление ультрадисперсных новообразований сульфидов в пляжных песках уже на глубине 10-15 см в результате постоянного смачивания волнами, вносящими новые порции растворённых сульфатов и биоорганики. Из песка эти вещества уходят медленнее; формируется среда застойного биоминерогенеза. Из этих наблюдений следует, что бактериальная сульфатредукция может осуществляться не только в глубинах морского бассейна, хотя основная часть образующегося в прибрежных песках сероводорода бесследно мигрирует в атмосферу. В этом видится ещё один механизм появления в гравийно-песчано-алевритовых породах ЧТ обломков мелкозернистых пород с явно глобулярными микроконкрециями пирита (Проценко, 2014, с. 145).

Ни тектонические брекчии, ни грейзенизированные граниты мелких штоков не обособились по концентрациям ванадия и молибдена из их общего геохимического поля в пределах распространения пород тасказганской свиты в Ауминзатау, претерпевших высокотемпературный региональный динамотермальный и контактовый метаморфизм с формированием биотитовых роговиков, эпидот-альбитовых, альбит-актинолитовых метапроизводных по вулканогенным и терригенным осадочным породам, базальтоидным и андезитоидным эффузивам, кварцитам, кремнистым и карбонатно-кремнистым сланцам. «Кварцито-сланцевый комплекс пород (ауминзинская и тасказганская свиты позднего протерозоя) отличаются повышенными содержаниями ванадия, молибдена, никеля, кобальта, цинка. В то же время в грейзенизированных гранитах, как и в гранитоидах Ауминзинского массива, концентрации этих металлов лишь приближаются к кларковым. Ю.Л.Капустин, И.М.Минькин, А.П.Мазуркевич отмечают, что ванадия, молибдена, никеля и меди в кварцитах тасказганской толщи содержится в 20-30 раз больше, чем в апоэффузивных кварц-альбит-биотит-актинолитовых породах и амфиболитах подстилающих и перекрывающих пачек».

Приведённые выше материалы по седиментогенным (рудным) концентрациям золота, окислов и сульфидов железа, солей натрия и калия позволяют приблизиться к пониманию приуроченности большинства рудных проявлений шеелита к толщам тонкого или грубого переслаивания терригенных, карбонатных, кремнистых и вулканогенных пород при наличии и отсутствии их контактов с магматическими интрузиями. Достойно быть особо упомянутым, что среднее содержание вольфрама составляет в земной коре  $1,5 \cdot 10^{-4}$ , а в воде океанов  $1 \cdot 10^{-5}\%$ , в то же время эти значения для железа составляют 4,65 и  $1 \cdot 10^{-6}\%$  соответственно (Виноградов, 1962, 1967).

Структурно-текстурно-минералогических признаков осадочного и диагенетического накопления вольфрама в породах рудовмещающих толщ значительно меньше, чем для золота или железа. Диагностика даже его главных минералов (шеелит, воль-

фрамиты, а тугстит, тем более) в прозрачных и полированных шлифах под микроскопом затруднена «маскировкой» гидроксидами железа и марганца, ярозитом, скородитом, цирконом, монацитом, лейкоксеном, рутилом. Вольфрам даже при высоких концентрациях не всегда образует собственные минералы. Л.М.Крикуновой (Овчинников и др., 1979) показано полное рассеяние вольфрама в псиломелане (3,5%) и пиролюзите (0,48%) месторождения Тосор в Кыргызстане.

«...Даже в сильнощелочных средах (pH=11,6) при большом избытке NaOH полного разрушения гетерополикмлекса кремневольфрамовой кислоты на простые ионы  $WO_4^{2-}$  и  $SiO_3^{2-}$  не происходит. Их устойчивость в щёлочных средах заставляет обратить внимание на эти соединения как на одну из форм, в виде которой вольфрам может существовать в гидротермальных растворах. В ещё большей степени сказанное относится к аналогичным соединениям вольфрама с мышьяком, бором, фосфором:  $H_3[As(W_3O_{10})_4]$ ;  $H_3[B(W_3O_{10})_4]$ ;  $H_3[P(W_3O_{10})_4]$ ...» (Коренбаум, 1970, с. 82).

Глинистые частицы активно сорбируют анионные гетерокомплексы тяжелых металлов. Видимо, это может объяснить высокие содержания вольфрама и мышьяка в юрских углисто-глинистых сланцах, в 22 раза для вольфрама (до 1250  $г/м$ ) и в 70 раз для мышьяка превышающие кларковые в этом типе пород (по неопубликованным материалам Е.А.Светозарского). В сорбированной форме, по-видимому, накапливался вольфрам в углисто-кремнисто-карбонатных осадках нижнекопцатаской подсвиты в Букантау и силурийских кремнисто-терригенно-карбонатных породах в Каратюбинском рудном узле. Особое значение приобретают результаты рассмотрения С.А.Коренбаумом (1970, с. 107, 123) физико-химических обстановок кристаллизации шеелита и вольфраматов, хотя расчёты сделаны для гидротермальных растворов. «Образованию шеелита благоприятствуют понижение концентрации уголекислоты, повышение кислотности, уменьшение температуры. Полимеризация соединений вольфрама в растворе несколько уменьшает возможности кристаллизации шеелита при низких температурах. Повышение концентраций сероводорода, уголекислоты, фтора препятствует кристаллизации вольфраматов», что, по мнению автора настоящей работы, обусловлено их стабилизирующим влиянием на мицеллы вольфрамовых кислот.

Эти обобщения объясняют природу обогащённости одних толщ золотом, других вольфрамом. Золотом, мышьяком, серой наиболее насыщены ЧТ, терригенный и вулканогенный осадочный материал для которых накапливался в удалённых от побережья «застойных» зонах водоёма с интенсивной жизнедеятельностью сульфатредуцирующих микроорганизмов. Главными продуктами деятельности таких микроорганизмов являются сероводород и уголекислота, препятствующие кристаллизации вольфраматов и способствующие (сероводород) переводу золота морской воды в осадок. Высоким содержанием вольфрама отличаются породы вулканогенно-терригенно-кремнистых и карбонатно-терригенно-кремнистых толщ, а в их пределах – кремнистые пачки.

Биоорганическое углистое вещество в накоплении вольфрама имеет положительное и отрицательное значение: активно сорбирует его, с одной стороны, препятствует переходу металла из растворов в твёрдую фазу генерацией уголекислоты и сероводорода сульфатредуцирующими микроорганизмами, с другой.

Концентрация вольфрама в щёлочных водах некоторых озёр Средней Азии возвращается вновь к его высокой геохимической подвижности и миграционной способности в условиях гипергенных преобразований пород и руд, благодаря хорошей растворимости вольфраматов Na и K. Легко образуются достаточно стойкие гетерополикислоты вольфрама с Si, As, P, Fe, Ni, Zn, B:  $H_4Si(W_{12}O_{40})$ ,  $As(W_3O_{10})_4$ ,  $H_3P(W_3O_{10})_4$ ,  $H_5(FeW_{12}O_{40}) \cdot H_2O$ ,  $[NiFeW_{12}O_{42}]_7^-$ ,  $[Zn_2W_{12}O_{42}]_8^-$ ,  $H_5[B(W_3O_{10})_4]$ . И их соединения с калием и натрием достаточно хорошо растворимы. Это позволяет понять наблюдавшиеся на Мурунтауском рудном поле случаи параллельно-струйчатого распределения выделений калиевого полевого шпата, шеелита и арсенопирита вдоль жилы кварца, конформной напластованию пород.

Общими отличительными признаками месторождений вольфрама на территориях Западного Узбекистана (и не только) являются их локализация в вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистых толщах, сформированных в мелководных морских водоёмах, и доминирующее значение шеелита в концентрациях метатла. В.Ф.Барабанов (1985, с. 298-299) приводит сведения о распространённости вольфрама в осадочных породах, заставляющие задуматься о действительной роли (чисто) карбонатных пород в локализации шеелитоносных скарнов у контактов с гранитоидами. По его данным, наиболее высокими средними концентрациями вольфрама отличаются терригенные осадочные породы и донные осадки современных морей и океанов. В песчаниках, сланцах и глинах средние содержания ( $g/m$ ) вольфрама достигают: в Уганде – 3,8, в Индии – 4,3, в углях США – 90 (596 анализов), в углистых сланцах Индии – 2,5, в красной глине современных осадков северо-восточной части Тихого океана – 16-18, в донных осадках Охотского моря – 12-20 (145 анализов); в песчано-глинистых осадках Чёрного моря от 10 до 130  $g/m$ . Только отдельные типы изверженных пород в отдельных регионах Мира содержат вольфрам в надкларковых количествах: в ультраосновных породах Индии 2,6, в гранитах Африки 7,0, Индии 3,7  $g/m$ . Наиболее низкими (кларковыми, всего 0,1-1,0  $g/m$ ) содержаниями вольфрама характеризуются собственно карбонатные породы и осадки.

Приемлемое объяснение отсутствию надкларковых содержаний вольфрама в карбонатных породах, вероятно, кроется в его способности формировать вольфрамовую кислоту ( $H_2WO_4$ ) и гетерополикислоты (см. выше) со многими другими металлами, достаточно стойкие даже в высокотемпературных системах геотермального минерогенеза. Все они способны формировать отрицательно заряженные частицы дисперсной фазы мицеллярных золь и коллоидов по типу мицеллы кремниевой кислоты. Менее прочно связанный с частицей ион переходит в дисперсную среду, на поверхности частицы остаётся более прочно связанный с ней ион. Таким путём возникает двойной электрический слой в золях вольфрамовой кислоты. В таком случае высокая активность уголекислоты, диссоциирующей по тому же принципу ( $H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^-$ ), повысит устойчивость мицелл вольфрамовых кислот, препятствуя их переходу в твёрдую фазу при садке карбонатных илов. Вольфрам (совместно с кремниевой кислотой) получит возможность переходить в твёрдую фазу осадков в виде вольфраматов металлов (кальций, железо, марганец; вольфраматов магния не известно), выщелоченных из терригенного и вулканогенного материала, когда отрицательные ионы в воде будут ими же нейтрализованы.

Поведение меди в процессах седиментогенеза также во многом определяется её способностью менять валентность в соединениях с другими химическими элементами и формировать положительно и отрицательно заряженные комплексные ионы. Краткий экскурс в химию меди (см. табл. 11) поможет понять особенности её миграции в грунтовых и речных потоках воды, её фиксации в осадках бассейнов гумидных и аридных климатических зон.

Поведение меди в зонах окисления сульфидных руд подробно охарактеризовано С.С.Смирновым (1951). Анализы рудничных вод показывают их специфическую сульфатность, кислотность и высокое содержание таких металлов, как медь, цинк и железо. Окисление сульфидной руды с пиритом, халькопиритом, сфалеритом сводится к образованию хорошо растворимых в воде сульфатов по реакциям типа:  $2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4$ ;  $PbS + 2O_2 \rightarrow PbSO_4$ ;  $ZnS + 2O_2 \rightarrow ZnSO_4$ ;  $CuFeS_2 + 4O_2 \rightarrow CuSO_4 + FeSO_4$ . Наиболее легко разлагаемыми сульфидами являются пирротин, сфалерит, галенит и халькозин, трудно разлагаются при окислении пирит, марказит, энаргит и аргентит. Приходится подчеркнуть почти постоянное присутствие в водах  $Cl$ , столь важного для понимания неодинаковой миграции золота и серебра в зонах окисления сульфидных месторождений и коре выветривания сульфидсодержащих осадочных и метаморфических пород.

Процессам выветривания и окисления сульфидсодержащих пород и руд весьма характерно разделение металлов в связи с резко неодинаковой растворимостью сульфатов (табл. 10). Цинк из зоны окисления будет почти полностью удален из зон просачивания воды. Наоборот, свинец в виде трудно растворимого сульфата задержится

Таблица 10

Растворимость некоторых сульфатов в воде; г/л

Сульфаты	ZnSO <sub>4</sub>	MnSO <sub>4</sub>	NiSO <sub>4</sub>	CoSO <sub>4</sub>	FeSO <sub>4</sub>	CuSO <sub>4</sub>	Ag <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	PbSO <sub>4</sub>
Растворимость	531,2	393,0	274,8	265,8	157,0	172,0	7,7	0,041

в окисленных рудах. Медь и железо дают хорошо растворимые сульфаты, но устойчивость их совершенно различна. Сульфаты железа FeSO<sub>4</sub> и Fe<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub> неустойчивы. Первый окисляется до Fe<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>, а этот в нейтральных или слабокислых растворах легко гидролизуеться, давая, в конце концов, трудно подвижную гидроокись железа. Сульфат меди, наоборот, устойчив, не окисляется и не гидролизуеться; в неактивной обстановке медь имеет много шансов полностью отделиться от железа. Высокая подвижность меди в зоне окисления и выветривания иногда приводит к полной очистке от неё руд и пород, создавая трудности в интерпретации результатов минералогических исследований. Значительную роль в выщелачивании меди из зоны окисления сульфидных руд могут играть её галоидные соединения (1 л воды растворяет 435 г CuCl<sub>2</sub> при 20 °С). Они в паралических пёстроцветных толщах осадков осолонённых бассейнов континентального седиментогенеза, вероятно, приобретают доминирующее значение в перераспределении меди из красноцветных горизонтов в сероцветные, где металл вновь фиксируется сульфидами.

Особенности поведения меди в зонах окисления и выветривания пород и руд имеют основополагающее значение для понимания условий появления её концентраций (как и ряда других металлов) в стратиформных месторождениях, локализованных в толщах континентального и прибрежного мелководного морского седиментогенеза, в которых многократно чередуются слои и горизонты красноцветных (собственно континентальных) и сероцветных (морских) пород. В отдельных случаях сероцветные горизонты резко обогащены биоорганическим углистым веществом и пиритом. Такие горизонты, по мнению исследователей (Габлина и др., 2008), играют роль геохимического барьера на путях миграции меди и в гипогенных условиях.

Карбонаты пород и жил, нейтрализуя образующиеся при окислении H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и FeSO<sub>4</sub>, осаждают металлы. Весьма значима в их осаждении и сорбционная способность гелей кремнезёма, алюмокремниевых соединений, гидроокислов железа, марганца и алюминия, постоянно присутствующих в зонах окисления и корах выветривания (в почвах, в частности). Хорошо известна адсорбирующая способность гелей: кремнезёма к меди, дающая начало медистым опалам; алюмокремниевых – к цинку и меди; гидроксидов марганца – к меди, свинцу, кобальту. Наряду с адсорбцией в осаждении металлов играют роль и чисто химические взаимодействия гелей с металлоносными растворами.

Не меньшее внимание С.С.Смирновым уделено особенностям поведения свинца и цинка в зонах окисления сульфидных месторождений на континенте. Его выводы важны для понимания поведения этих металлов в корах выветривания значительно более распространённых сульфидсодержащих пород ЧТ и вулканогенно-осадочных образований зеленокаменных поясов. Многими исследователями подчеркивается сульфидная фиксация меди, свинца и цинка как важнейшее из условий появления их повышенных концентраций в протоосадках подобных толщ и формирования стратиформных месторождений.

Галенит является важнейшим и наиболее распространённым минералом свинца в породах и рудах. В зоне окисления он замещается англезитом, а англезит – церусситом. Особенно же быстро происходит замещение англезита церусситом в карбонатной обстановке. В этих условиях воды более богаты углекислотой. Серная кислота, образующаяся по реакции  $2\text{PbSO}_4 + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow 2\text{PbCO}_3 + \text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$ , нейтрализуясь, не препятствует дальнейшему превращению англезита в церуссит. В окислении галенита играют определённую роль и другие активные окислители –  $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{CuSO}_4$ . Сульфат трехвалентного железа оказывает на галенит окисляющее действие, хотя и не очень интенсивное:  $2\text{PbS} + 2\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3 + 3\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{PbSO}_4 + 4\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$ . Если серная кислота тем или иным путём удаляется, наряду с англезитом может образовываться и лимонит.

Исследования окисления свинцовых руд определённо говорят о чрезвычайно лёгкой окисляемости сульфоантимонитов свинца. В рудах с джемсонитом минералы по убывающей скорости окисления образуют ряд: джемсонит – сфалерит – тетраэдрит – галенит – халькопирит – пирит. Но вынос свинца из зон окисления (выветривания) и в таких случаях незначительный, так как растворимость его сульфата самая низкая среди металлов, концентрирующихся в полиметаллических рудах и сульфидсодержащих породах.

Под действием нейтральных или щёлочных бикарбонатных вод металл всё же выщелачивается; бикарбонат свинца в воде, насыщенной углекислотой, растворяется (в 20,8 раза) интенсивнее, чем церуссит. В чистой воде при температуре 18° растворяется 14,9 г/л хлорида свинца  $\text{PbCl}_2$ . Все упомянутые особенности поведения свинца в маловодных обстановках окисления руд и выветривания сульфидсодержащих пород благоприятствуют его накоплению в континентальных и прибрежно-морских осадках аридных климатических зон. Приуроченность стратиформных месторождений свинца к поясам аридного выветривания и седиментогенеза показана Н.М.Страховым

Цинк один из наиболее подвижных элементов в зонах окисления сульфидсодержащих пород и руд. Благодаря высокой растворимости своего сульфата (см. табл. 10), он резко отличается в этом отношении от свинца – своего обычного спутника в гипогенных рудных месторождениях. Цинковый сульфат в водных растворах столь же устойчив, как и медный, не гидролизуются, не окисляется и не восстанавливается. В процессе окисления даже богатых цинком руд часто осуществляется его вынос грунтовой водой с испарительным осаждением в элювии площадного выветривания, в делювии, пролювии и коллювии склонов, в эоловых осадках.

Для обоснования сингенетичности конкреций и конкреционных слоёв оксидов, сульфидов, сульфатов, карбонатов, фосфатов, кремнистого вещества в породах рудолокализирующих толщ необходимы детальные структурно-текстурно-минералогические исследования тех и других как в рудных телах, геометризующихся часто по результатам опробования, так и на удалении от них. Но и здесь следует учитывать неравномерность распределения конкреций в породах толщи в зависимости от гранулометрии пород, обогащённости биоорганическим веществом, интенсивности метапреобразований.

Особый интерес для понимания роли осадочно-диагенетических накоплений тяжёлых металлов в породах ЧТ в формировании их рудных концентраций имеют особенности пропилитизации их вулканогенных разностей. В большинстве опубликованных работ наличие в осадочном слое океанической литосферы цеолитов, альбита, монтмориллонита, опала, палыгорскита, сапонита связывается с воздействием поствулканических гидротерм. «Преобразование глобулярной брекчи (вероятно, это тифроид; ВФП) гиалобазальта с вершины подводной вулканической горы из Южной котловины Тихого океана почти нацело в диоктаэдрический смектит произошло, по-видимому, в результате поствулканической гидротермальной переработки... Главной чертой направленности изменения этих пород... является формирование при 150–450 °С

монтмориллонитов... Три- и диоктаэдрические монтмориллониты образуются по основным и средним составам стёкол, диоктаэдрический монтмориллонит формируется по кислотам» (Курносов и др., 1980, с. 28).

В десорбции и кислотном выщелачивании металлов из осадочного материала при диагенетической литификации и на начальных стадиях метаморфического перерождения главную роль играет хлор морской воды. Такую возможность он получает при нарушениях электролитической нейтральности морской воды экстракцией из неё натрия, кальция, магния, железа, марганца новообразованиями альбита, цеолитов, оксидов, карбонатов и сульфидов в результате диагенетических и пропицитизирующих преобразований неокончательно литифицированных осадков.

Как показывает обширная геологическая литература по вопросам миграции металлов с континентов в бассейны конечного стока, дифференциальное накопление их в осадках непротиворечиво объясняет главные особенности формирования пород с повышенными осадочно-диагенетическими концентрациями золота, вольфрама, меди, железа, свинца и цинка, их стратиформных мелких рудопроявлений, не привлекающих к себе пристального внимания. Крупные и уникальные месторождения не соответствуют традиционной логике представлений о гипогенном минерагенезе в пределах глубоко проникающих в земную кору дислокационных структур с проникновением в них магматических расплавов и воды, как правило, снизу вверх. По непонятным причинам, очень мало работ, в которых оценивалась бы роль в гипогенном минерагенезе продуктов континентального выветривания пород и окисления руд, опускающихся вместе с водой в глубины литосферы по разломам. Этой проблеме уделено внимание С.С.Смирновым (1951) в характеристике процессов, осуществляющихся в зонах окисления сульфидных месторождений. В.Ф.Проценко (2013, с. 47) показана принципиальная возможность миграции рудообразующих компонентов в зону «гипогенного» минерагенеза «не только снизу, но и сверху, из зон гальмиролиза, диагенеза и пропицитизации осадков и осадочных пород. В континентальных условиях вода, опускающаяся по глубинным разломам, может быть насыщенной подвижными продуктами выветривания пород и окисления руд. Примером гипогенных минеральных новообразований, сформированных с участием вещества из зон гипергенеза могут быть жильно-метасоматические проявления адуляр-кварцевой ассоциации в веерно «расщепляющемся» Южном разломе, считавшимся на ранних стадиях исследования месторождения Мурунтау рудоподводящей структурой (Проценко, 2012, 2014).

Вновь обращу внимание исследователей на вероятность проникновения в глубины литосферы концентрированных растворов и рассолов NaCl, KCl, MgSO<sub>4</sub> из солеродных бассейнов по разломам, определявшим некоторые особенности структуры их фундамента (Припятский солеродный прогиб на территории Белоруссии, Предуральский краевой прогиб Русской платформы), как и на вероятность участия захоронённых отложений кембрийского солеродного бассейна Сибири в скаполитизации палеозойских пород по его южному обрамлению. «В результате недавно проведённых исследований выяснилось, что нормально метаморфический скаполит, часто развитый в региональном масштабе, встречается довольно часто» (Дир и др., 1966, т. 4, с. 363)

Ряд структурно-текстурных особенностей метасоматических, мелкогнездовых и жильных новообразований в рудных телах, локализованных в ЧТ, указывает на их синхронность с вполне определёнными стадиями динамотермального метаморфизма рудолокализирующих пород. В Центральных Кызылкумах, как и на месторождениях Урала, широко распространены смятие в складки, будинаж и рассланцевание макроконкреций, конкреционных линз и слоёв, метакристаллов пирита, арсенопирита, жил и гнёзд кварца при повторном (иногда и третьем) рассланцевании пород. Пересечения прожилками кварца и кливаж метакристаллов сульфидов чаще всего связаны с повторным рассланцеванием пород при их метаперерождении в условиях хлорит-биотитовой субфации зелёных сланцев. В этих же условиях рассланцовываются гнездовые и прожилковые новообразования кварца в металевролитах и сланцах (см. рис. 23, 24).

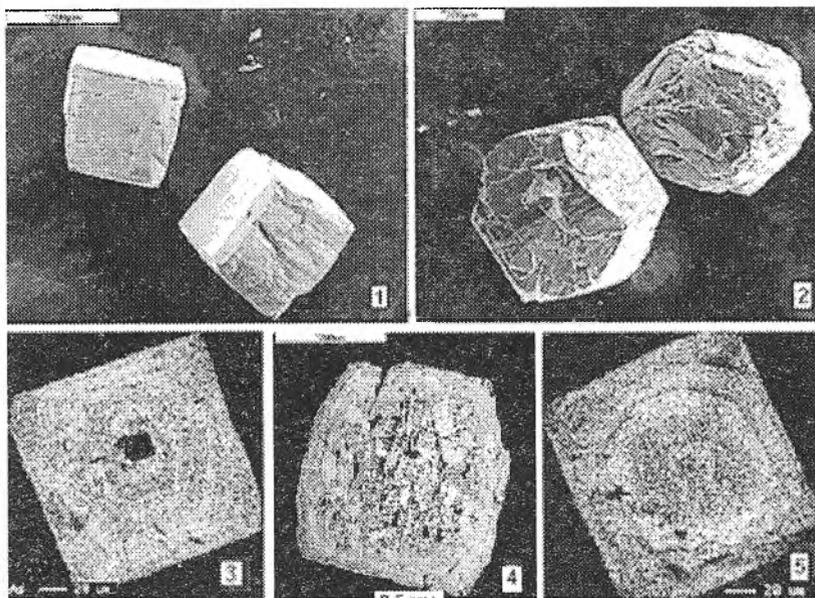
Замещение водообильных глинистых минералов (каолинит, галлуазит, гидрослюда, монтмориллонит и др.) серицитом и хлоритом является одной из первых реакций перерождения осадочных пород в метаморфические с высвобождением молекулярной воды (до 10% от массы исходного каолинита), кремнекислоты (до 20% от массы монтмориллонита при замещении его хлоритом). Металлы, сорбированные тонкодисперсными глинистыми минералами и монтмориллонитом, переводятся при этом в раствор хлором или в твёрдую фазу сероводородом и углекислым газом.

«При нагревании основная часть межслоевой воды монтмориллонитов выделяется в интервале от 100 до 250 °С, но некоторое количество ее сохраняется примерно до температуры 350 °С, при которой начинается медленное выделение конституционной воды (ОН-)...» (Дир и др.; 1966, т. 3, с. 277, 279). В диапазоне температурной стабильности глинистых минералов устойчивы также пирит и карбонаты. Это обстоятельство определило минеральный состав и структурно-текстурные особенности золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд на месторождениях, где вмещающие породы претерпели метазменения в условиях пропилитизации и низкотемпературной (хлорит-серицитовой) субфации зелёных сланцев.

Субравновесность новообразований и матрикса осадочных пород в термодинамических условиях низших ступеней зеленосланцевой фации объясняет сохранение основных особенностей распределения углистого вещества, сульфидов, карбонатов, кремнистого вещества в сланцах, сланцеватых метаалевролитах и песчаниках ЧТ Западного Узбекистана. В наиболее полном и сохранённом виде все характерные черты пропилитизации и низкотемпературного метаморфизма метатуюфоалевролитов, игнимбритов и углисто-полевощпат-хлорит-слюдистых сланцев проявлены на месторождении Амантайтау. Серицит-альбит-кварцевое перерождение полевых шпатов, хлоритизация тёмноцветных минералов с высвобождением титана и образованием рутила здесь сопровождались формированием мелкопрожилковых и гнездовых новообразований кварца, перекристаллизацией пирита, появлением незначительного количества арсенопирита. Существенного перераспределения золота в этих условиях не происходило.

На месторождениях золотосульфидной рудной формации (Даугызтау, Кокпатас, Чоре, Марджанбулак) прослежено перерождение осадочно-диагенетических форм пирита в метавкрапленный. Оно начато самоогранкой простых и сложных микроконкреций (см. м-фото 1, 2 в табл.1), продолжено ростом полизональных метакристаллов, часто с полизональным распределением мышьяка (рис. 19).

Агрегация микроконкреций завершилась распадом мелких линз и слоёв на «цепочки» метакристаллов (см. м-фото 11 в табл.1). Макроконкреции тонкозернистого пирита перекристаллизованы в зернистый агрегат. Преобладание во вкрапленных рудах Даугызтауского рудного поля пентагондодекаэдрических кристаллов пирита (над относительно редкими кубическими) обусловлено их ростом вокруг «округлых центров», представленных глобулями или их скоплениями (см. м-фото 13 в табл. 1 и м-фото 4 в рис.19). Присутствие включений глобулярного пирита в составе его метакристаллов фиксировано в рудах Сухого Лога (Вуд и др, 2006). Показано (Ким, 2010; рис. 19) преобразование пентагондодекаэдрических метакристаллов пирита в кубические по мере их роста. Подобные же явления выявлены в колчеданных месторождениях Урала (Заварицкий, 1943). Одинокость метакристаллов во вкрапленных рудах Даугызтау при любой насыщенности свидетельствует о росте их за счет собирательной перекристаллизации рассеянных микроконкреций при пространственно ограниченной миграции вещества. Это вполне согласуется с крайне слабым развитием в рудах жильных и прожилковых новообразований кварца. На связь метакристаллов и сегрегаций сульфидов с метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями указывают их синхронность с пластическими деформациями пород и парагенезис пирита и арсенопирита с хлоритом и серицитом, а пирротина с хлоритом, биотитом, актинолитом.



**Рис. 19. Типичный облик метакристаллов пирита и их сечений в рудах Даугыстау. 1 – кубы; 2 – пентагондодокаэдры; 3 - 5 – сечения полизональных кристаллов с реликтами глобулярного пирита в ядре и перерождением пентагондодокаэдров в кубы по мере роста кристаллов (Ким, 2010).**

Калий осадочно-диагенетической «смеси» глинистых минералов, обломков вулканических кислого и среднего состава, полевых шпатов связывается серицитом при осуществлении широко распространённой серицитизации сланцев, алевролитов и песчаников ЧТ (см. рис. 8). Натрий разрушающихся плагиоклазов лишь частично связывается вновь возникающим альбитом и слюдой в силу недостатка глинозёма, «перемещённого» из плагиоклаза в серицит. Остающаяся часть натрия повышает щёлочность раствора и его способность растворять не только кварц и сульфиды, но и самородное золото. Роль щёлочных растворов в избирательном растворении сульфидов с особой наглядностью отражена формированием коррозионно-сетчатых и полифуллярных кристаллов пирита и арсенопирита при метаальбитизации и метакалишпатизации алюмосиликатной составляющей пород в рудных телах месторождений Амантайтау и Мурунтау.

Устойчивость основных сульфидов, карбонатов и углистого вещества в условиях начальных субфаций зеленосланцевого метаморфизма объясняет хорошо известные более низкие содержания золота в жилах кварца, чем во вмещающих их породах и вкрапленных рудах. Конкретный пример этого явления зафиксирован опробованием кварцевой жилы и вмещающего метапесчаника с вкрапленностью пирита, арсенопирита и периклаза в шурфе 25 на месторождении Сарыбатыр: золота в жиле кварца  $0,3 \text{ г/м}$ , в песчаниках –  $3,5 \text{ г/м}$  (пробирный анализ). Аналогичное распределение золота между субстратом и новообразованиями кварца зафиксировано на участке Узунбулак Амантайтауского рудного поля, где в слоях, обогащённых микроконкреционным пиритом, его  $15 \text{ г/м}$ , а в пересекающем их кварце – не более  $3 \text{ г/м}$ .

Основное значение в локализации продуктов метасерицитизации и метаперекристаллизации золото- и сульфидосодержащих осадочных пород имеют трещины и зоны трещиноватости. Однако золотосодержащие проявления минерализации этого типа развиты только в определённых частях разрезов рудолокализирующих ЧТ. На Кокпатаском рудном поле статистически подтверждена (Паздзерский и др., 1979; Рубанов и др., 1982) приуроченность большинства рудных тел к породам третьей и четвертой

пачек карашахой свиты. Контакты многих рудных залежей здесь осложнены тектоническими нарушениями. При переходе разрывных структур в породы других пачек оруденение в них быстро затухает. В разных участках рудного поля неоднократно документировались пересечения золотосульфидных руд дайками гранодиорит-порфириров, диоритовых порфириров и лампрофириров.

В локализации жильно-прожилковых новообразований периода преобразований голщ терригенных, вулканогенных, биохеогенных и смешанных пород ЧТ в условиях хлорит-серицитово́й (и последующей хлорит-биотитовой) субфации зеленосланцевого метаморфизма доминируют системы трещиноватости и отслоений в замковых частях складок и (или) в перегибах их крыльев. Особой плотностью конформных жил и прожилков отличаются системы в пачках тонкого переслаивания пород разной компетентности. В верхних уступах северного борта карьера Мурунтау (в 1975 г.) согласные с напластованием жилы и прожилки составляли от 1 до 10% объёма в пачках тонкого переслаивания метаалевролитов и сланцев. На золоторудном месторождении Тэлаиз (восточный склон Северного Урала) подобные жилы и прожилки кварца мощностью от 0,3 до 5-7 см составляли до 50% объёма 30-метровой пачки тонкого переслаивания слюдисто-кварц-альбитовых сланцев и сланцеватых мелкозернистых туфопесчаников (квершлаг 4-5). Среди жил периода раннепалеозойской региональной метасерицитизации пород на месторождении Мурунтау преобладают конформные напластованию. В позднегерцинское время формировались преимущественно крутопадающие секущие жилы.

Заслуживающим особого внимания хронологическим репером в рудогенезе ЧТ являются дайки порфириров и порфириров. На Кокпатасском рудном поле даек особенно много. С их внедрением связывалось формирование промышленного оруденения многими геологами. Основанием служила проявленность в некоторых из даек золотопирит-арсенопиритовой прожилково-вкрапленной минерализации. Однако разведочными работами была установлена безрудность большинства даек, в т. ч. и находящихся непосредственно в рудных телах. Контактному ороговикованию пород и руд, описывавшемуся Д.А.Дорофеевым (1973 г.), особого значения не придавалось, так как оно противоречило бытовавшему мнению о постмагматическом рудогенезе на рудном поле. На месторождении Мурунтау к моменту внедрения даек в главных рудных телах интенсивно прошли декарбонизация, десульфидизация и осветление пород и руд. Ксенолиты таких пород в дайках распознаются с трудом, но редко встречающиеся оплавленные ксенолиты жильного кварца в порфирите некоторых даек однозначно подтверждают их внедрение после формирования важнейших для этого месторождения типов метасоматической и жильной минерализации. В полевой документации керны скважин были случаи описания массивных кварц-полевошпатовых алевролитов в качестве дайковых образований.

Для определения связи некоторых минеральных новообразований с конкретными этапами метапреобразований алевролитов и сланцев важны случаи многократного их рассланцевания. В породах Мурунтауского рудного поля наблюдалась (в прозрачных шлифах) приуроченность «узелковых» новообразований флогопита и биотита к структурам повторного рассланцевания пород.

Прогрессирующий в геологическом времени динамотермальный метаморфизм (вулканогенно-осадочных пород ЧТ) приводил к практически непрерывному высвобождению молекулярной воды и гидроксила из глинистых минералов и слюд, вполне значимых для рудогенеза количеств кремнекислоты, серы, мышьяка, золота, меди и ряда других металлов при перекристаллизации пирита, десорбции углистого вещества и глинистых минералов, разрушении металлоорганических соединений. Давление подвижных фаз в поровых пространствах, превышающее литостатическое в результате постоянной генерации воды, кремнезёма при метапреобразованиях, обеспечивало их поток из преобразуемых пород к структурам повышенной дислоцированности. Каковы же вероятные механизмы концентрирования рудообразующих элементов

в синметаморфических структурах, дренирующих зоны метасерицитизации, метабиотитизации и метакалишпатизации осадочных пород?

Формирование метаморфогенных золото-арсенопирит-пиритовых метавкрапленных руд в обстановках «высыхания» минералообразующей системы подтверждается наличием в них периклаза, в присутствии воды при температуре 300 °С и выше замещающегося брусситом. При более низкой температуре минерал не образуется. Периклаз (92,12% MgO) обнаружен в углеродсодержащих кварцевых песчаниках и углеродисто-карбонат-серицитовых сланцах с вкрапленностью одиночных метакристаллов арсенопирита и пирита (валовое содержание золота 3,5 г/т). Проба отобрана в шурфе 25 на месторождении Сарыбатыр всего на 0,25 м выше межпластовой кварцевой жилы, содержащей 0,3 г/т золота. Периклаз в виде землистых бурых комочков, по-видимому, псевдоморфно заместил микроконкреционные выделения магниезиальных карбонатов (доломит, магнезит). Напомним в связи с этим о постседиментационной амагматичности Даугызтауского рудного узла. И подобная минерализация сформирована в слабо нарушенных блоках месторождения в условиях субравновесности с вмещающими породами. На месторождении Даугызтау в рудах именно таких блоков идеально ограниченные метакристаллы пирита и арсенопирита сосуществуют с макро- и микроконкрециями пирита; резорбция тех и других матриksom породы слабая, а срастания отдельных кристаллов пирита и арсенопирита редки. Вокруг метакристаллов пирита и арсенопирита иногда формируются келифитовые каёмки шестоватого кварца (халцедона). Е.М.Брадинской (1976) и М.А.Ким (2010) показано зонально неравномерное распределение мышьяка в метакристаллах пирита.

В «открытых» трещинах и системах трещиноватости концентрирование растворов при испарении растворителя приведёт к переходу в твёрдую фазу практически всей их «полезной нагрузки». Формирование синметаморфических жил кварца способом высыхающего налипания растворённого кремнезёма на стенки трещины привело к отсутствию в них друзовидных структур. Жилы выполнены сливным агрегатом крупных зёрен кварца. Кварцу метаморфогенных «додайковых» парагенезисов характерна низкая декрептоактивность в диапазоне температуры от 100 до 600 °С. Связано это не только с формированием его в результате испарения растворов при относительно резком падении температуры в трещинах, но и с последующим «отжигом» при выравнивании температуры жилы и вмещающей среды. Кварц позднегерцинских жил отличается повышенным содержанием газовой-жидких включений, вскрывающихся при нагревании минерала в интервале температуры 340-500 °С.

Каждая тектоническая подвижка, как разрядка напряжений, снижает давление в зонах повышенной дислоцированности, вскрывая поровые растворы в «новых» объёмах пород. Так осуществляется длительное питание минералообразования в синметаморфических тектонических структурах однотипной металлосодеждающей подвижной фазой. Импульсное изменение состава растворов ведёт к полизональному росту метакристаллов. Внутренняя часть каждой зоны роста таких метакристаллов пирита обогащена мышьяком, внешняя обеднена. И это повторяется в кристалле до 3-5 раз. Попадая в агрессивную щёлочную среду, полизональные метакристаллы полизонально и растворяются. При прочих равных условиях быстрее растворяются зоны поликомпонентного состава, что даёт удовлетворительное объяснение обогащению прожилковых новообразований во вкрапленных рудах мышьяком (арсенопирит, лёлингит), золотом (самородное), медью (блеклые руды, сульфосоли, халькопирит). Футляровидные и полифутляровидные кристаллы пирита и арсенопирита в рудах и вмещающих рудные тела породах установлены на месторождениях Амантайтауского, Даугызтауского, Косманачинского, Кокпатасского, Чоринского, Джижикрутского, Кумторского рудных полей. Особо обильны они в зонах альбитизации и калишпатизации (Амантайтау, Мурунтау). В таких процессах микроконкреции пирита растворяются осо-

бенно быстро из-за своего малого размера. И это объясняет их отсутствие в рудолокализирующих блоках на месторождении Мурунтау, где калишпатизация пород сопровождалась полной десульфидизацией и интенсивной декарбонизацией матрикса.

Поперечные разломы и трещины растяжения, возникающие в синметаморфических складках синхронно с развитием региональной или локальной метасерицитизации, метабиотитизации, метакалишпатизации вулканогенных и терригенных осадочных пород, создают особо благоприятные условия для возникновения более значимых скоплений минерализации. Они вскрывают рудопроизводящую толщу на всю её мощность и «объединяют» локальные системы минералогенеза в разных частях её разреза. В таких обстановках могут возникать и возникают месторождения золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой и/или золотокварцевой рудных формаций, практически не выходящие из рудопроизводящих толщ. Среднее содержание золота в рудах всех типов обычно на уровне 3-4 г/т. Более богатые руды слагают незначительные по объёму тела неправильной формы. В силу предпочтительного конвективного обращения водных растворов в протяжённых по вертикали крутопадающих структурах повышенной дислоцированности формируются столбообразные рудные тела с геологически нечёткими контурами. В прожилково-вкрапленных рудах золотосульфидных и золотосульфидно-кварцевых месторождений сульфидов от 2-3 до 10-15%, золота в пиритах 15-80 г/т, в арсенопиритах от первых десятков до первых сотен г/т. В рудах золотокварцевой формации Мурунтау в минеральном балансе благородного металла доминирует высокопробное самородное золото, а содержание сульфидов не превышает 1-2%.

На площадях более интенсивного и высокотемпературного ( $550 \pm 50$  °C) динамотермального метаморфизма ЧТ, где в карбонат-хлорит-серицитовом матриксе сланцев и цементе метапесчаников и метаалевролитов появляются биотит, флогопит, актинолит, тремолит, пириты и арсенопириты перерождаются в пирротин (замещаются пирротинном). В рудолокализирующих толщах южной части Центральных Кызылкумов прослежены детали появления единичных микроразраждений пирротина в метакристаллах пирита и арсенопирита в условиях низкотемпературного зеленосланцевого преобразования пород. Более интенсивно замещение пирита и арсенопирита пирротинном проявлено в узловатых углисто-биотит-хлорит-серицитовых и кремнистых сланцах на месторождениях Мурунтауского и Коспактауского рудных полей. Полное замещение пирита пирротинном в метаалевролитах и углеродисто-полевошпат-хлорит-биотитовых сланцах на Мурунтауском рудном поле произошло в подстилающих рудовмещающую толщу отложениях, вскрытых скв. СГ-10 на глубине 1500-4000 м. На Коспактауском рудном поле это же произошло в ареале ороговикования пород вокруг Ауминзинского интрузива.

Для понимания особенностей гипогенного минералообразования в этих новых термодинамических обстановках важным оказывается высвобождение воды, кремниевой кислоты, мышьяка, серы из рудовмещающих пород и ранее сформированных прожилково-вкрапленных золотосульфидных и золотосульфидно-кварцевых руд в ином качестве, чем при метаперекристаллизации сульфидов и метасерицитизации алюмосиликатного базиса. В этой обстановке становятся неустойчивыми большинство гидроксилсодержащих минералов (гидрослюды, серицит, парагонит, хлориты). Перевод гидроксильной воды хлоритов и светлых слюд в подвижную фазу при их метабиотитизации ведёт к росту активности кислорода. Он (рост активности) отражается повышением окисленности железа во вновь возникающем биотите и появлением микровыделений окислов железа (магнетит) и титана (лейкоксен), на которые особого внимания не обращалось из-за невысоких их содержаний. У.А.Дир с соавторами (1966, с. 155-156) детально проанализировали экспериментальные данные об условиях равновесного сосуществования пирита и арсенопирита с пирротинном. В равновесии с пирритом

у пирротина обнаруживается дефицит железа, возрастающий по мере роста температуры. Для обсуждаемой проблемы массовой пирротинизации пирита и арсенопирита в породах осадочно-метаморфических толщ Мурунтауского и Коспактауского рудных полей важно их замечание, что «... при некотором повышении температуры содержание меди в пирротине уменьшается и при 743 °С пирит разлагается и становится устойчивым чисто железистый пирротин. Выше этой температуры медьсодержащий пирротин устойчив совместно с обогащённым железом халькопиритом». Микровыделения халькопирита постоянно сопутствуют пирротину в «безрудных» породах Мурунтауского рудного поля. Структуры рассеивания и замещения пирита и арсенопирита пирротинном показывают их неравновесное сосуществование в рудолокализирующих породах. Упомянутое выше повышение активности кислорода в условиях дефицита железа снижает возможности полной фиксации пирротинном всей высвобождаемой серы, часть её перейдёт в подвижную (на какое-то время) фазу и в соединении с кислородом или водородом покинет зону пирротинизации. Возможность появления в подобном процессе газообразного  $SO_3$  показана экспериментально (Дир и др., 1966, с. 155). Железо для биотитизации сланцев извлекается из железистого хлорита. Сам хлорит преобразуется в магнезиальную разновидность (корундофиллит), а его содержание сокращается вдвое.

Развитие метабиотитизации после региональной метасерицитизации пород ЧТ толщ в Центральных Кызылкумах подтверждается структурно-текстурными соотношениями новообразований биотита с хлорит-серицитовым матриксом исходных пород. На самой ранней стадии этого процесса биотит появляется мелкими порфиробластическими скоплениями в трещинах кливажа повторного расщепления. В скв. МС-5 наблюдалась цементация катаклазированного металаевролита петельчато-микрожилковатыми выделениями криптозернистого биотита. В горах Писталитаяу (скв. 99) та же хронология метаморфогенно-метасоматических событий фиксируется выполнением трещин кливажа в крупных кристаллах арсенопирита криптозернистым биотитом.

Реакция  $2FeS_2 + 4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 4(Mg,Fe)_4[AlSi_3O_{10}](OH)_8 \rightarrow 4FeS + 2K_2Fe_3[Al_3Si_5O_{20}](OH)_4 + 2(Mg)_4[Al_5SiO_{10}](OH)_8 + 12SiO_2 + 8H_2O + 2O_2$  (пирит + мусковит + хлорит  $\rightarrow$  пирротин + биотит + корундофиллит + кварц + вода) проясняет суть изохимического перерождения хлорит-серицитовых метапород в пирротин-хлорит-кварц-биотитовые сланцы (Мурунтау) или роговики (Коспактау). Массы высвобождаемых по этой реакции воды и кремнекислоты соотносятся как 144:720, а объёмы как 144:272. Сформированная на их основе подвижная фаза по консистенции будет ближе к насыщенному газам расплаву, чем к раствору. Основная масса кремнекислоты выкристаллизуется на месте, кислород либо окислит часть серы, либо повысит окисленность железа в биотите, либо будет израсходован на то и другое. Вероятность именно такого развития процесса подтверждается резким ростом количества кварца и снижением содержания хлорита в биотитовых разновидностях сланцев, по сравнению с серицитовыми. В этих условиях аллогенные гидротермальные растворы, с воздействием которых связывается формирование «площадных» биотитовых метасоматитов (Маракушев и др., 1992; Костицин, 1991), не смогут проникать в металаевролиты и сланцы. Но вслед за В.А.Хохловым в монографии «Мурунтау» (1998, с. 196-198) додайковые метаморфогенно-метасоматические новообразования характеризуются как продукты единого процесса околорудных изменений вмещающих пород.

Резко восстановительная обстановка региональной метасерицитизации пород ЧТ на стадии их метабиотитизации сменилась умеренно окислительной. Рост активности кислорода на этой стадии обусловлен высвобождением гидроксильной воды. Кислород тут же потребляется на окисление железа слоистых магнезиально-железистых алюмосиликатов или части серы пирита, замещаемого пирротинном.

Синхронность метабиотитизации и метапирротинизации отражена теснейшими взаимосвязями пирротина и биотита в кристаллических и узловатых сланцах Мурунтау. Устойчивость пирита в присутствии арсенопирита вплоть до 491 °С (Дир и др., 1966, т. 5, с. 156) подтверждает существование этих метапреобразований при температуре не ниже 500-550 °С, существенно превышающей критическую для воды. «Пирротин синтезирован... при нагревании пирита в атмосфере H<sub>2</sub>S при 550 °С (Там же, с. 172). В.Н.Войцеховский и др. (1975) наблюдали образование пирротина по пириту и арсенопириту, нагревая их до 500 °С; в пирротине обнаруживались зёрна самородного золота размером до 15 мкм. P.Jolaremon (1951) специальными исследованиями показал, что нагревание пирита без его диссоциации к укрупнению золота не приводит. Признаки термохимической деструкции пирита и арсенопирита с появлением микрозародков пирротина и комковатых микрозерен самородного золота при ороговикании пород и руд около даек и интрузива автором наблюдались на Кокпатасском рудном поле и месторождении Саутбай. С.Я.Клемперт и др. (1973) отмечали укрупнение (скорее все же новообразование) зёрен самородного золота при переходе пирита в пирротин около 650 °С в вакууме. Наблюдения на месторождениях Мурунтау, Саутбай, Турбай подтверждают резко сниженное содержание золота в пирротине по сравнению с пиритом. А.Г.Жабин и Т.В.Рябова (1971) это же выявили в отношении меди.

Мышьяка в осадочно-диагенетических макроконкрециях пирита из пород и руд Даугызтау около 0,3%, в метакристаллах из вкрапленных руд – до 3%. В пирротинах из актинолит-слюдисто-кварцевых сланцев и роговиков рудного поля Коспактау мышьяка в среднем около 0,05%. При замещении пирита пирротином объем на объем (именно таким будет результат процесса, если в системе нет «свободного» железа) может высвободиться до 30% серы и 0,15-0,20% мышьяка от веса замещенного пирита. В условиях дефицита железа сера и мышьяк увлекут с собой в местное или дальнейшее перераспределение золота, содержавшееся в составе пирита, арсенопирита, УВ и его самостоятельных ультрамелких микроконкреций. В Ауминзатау (Коспактау), как и на Мурунтауском рудном поле, пирротинсодержащие породы тасказганской свиты повышенных содержаний золота не содержат.

При наличии в породах достаточных количеств железа для связывания высвобождающейся серы объем пирротина в 1,5 раза превысит объем исходного пирита. Если процесс идет с приращением объема хотя бы одной из твердых фаз, системы пор и микротрещин будут быстро ею «тампонироваться». Проницаемость пород во внешнюю среду будет невысокой, а для формирования в этот момент околожильных метасоматитов под действием гипотетических транзитных растворов невозможной. Высокое давление подвижных фаз в поровых пространствах пород поддерживается, повторимся, постоянной генерацией воды в ходе замещения водолюбивых силикатов и алюмосиликатов (глинистые минералы и хлориты осадочных пород) алюмосиликатами с меньшим содержанием конституционной воды. Это было характерно предшествовавшей метасерицитизации. Последующая метакалишпатизация продолжит дегидроксидизацию пород рудолокализирующих толщ, но в принципиально отличающихся физико-химических условиях.

### 3.2. Факторы формирования рудных концентраций

**Химические свойства рудообразующих элементов** являются весомым фактором рудогенеза в пределах земной коры, определяющими их поведение в процессах геологической минерагении в экзо- и эндогенных минерагенических системах. С.Т.Бадалов (1991) считал, что поведение всех химических элементов определяется их нахождением в сидеро-, халько-, лито-, гидро-, галогено-, атмо- и биофильных системах минерагении. Геохимические свойства каждой из перечисленных систем опреде-

лены решающим влиянием наличия и количества одного-двух-трёх химических элементов: железа в первой из них, серы во второй, и далее кремния с кислородом, кислорода с водородом, хлора, кислорода, углерода с кислородом и водородом. Конкретные химические элементы в разных системах присутствуют в самородном состоянии, в соединениях с кислородом, серой, хлором или водородом, в виде простых и сложных карбонатов, силикатов и алюмосиликатов.

**Химические свойства рудообразующих элементов.** Многие особенности поведения золота, вольфрама, меди, свинца, цинка, железа и других металлов не в последнюю очередь определяются их химическими связями с другими элементами, способствующими их мобилизации, транспортировке и концентрированию. Общеизвестные химические свойства ряда элементов дополнены (табл. 11) сведениями, полученными при анализе состава рудообразующих минералов, слагаемых ими пород, подвижности в минерагенических процессах, нахождения в качестве «узников» в жильных проявлениях кварца, карбонатов, окислов и самородных элементов. Используются труды: Бетехтин, 1961; Смит, 1929; Эфраим, 1932; Киреев, 1951; Страхов, 1960; Глинка, 1978; Коренбаум, 1970; Щербина, 1972; Иванова, 1972; Виноградов, 1976; Моисеенко, 1977; Некрасов, 1988; Константинов и др., 2000; Холодов, 2006 и др. Это, как полагает автор, позволит легче понимать некоторые, трудно объяснимые, детали их экстракции, миграции и концентрирования в коре выветривания, бассейнах седиментации, в процессах эндогенного метаморфического, магматического и гидротермального минерагенеза.

Таблица 11

**Прямые и опосредованные химические взаимосвязи элементов в рудоминерагенезе**

Элемент, символ, связи в минералах или процессах	Условия геохимической подвижности (мобилизации, транспортировки и концентрирования)
1	2
<p><b>Золото</b></p> <p><b>Au</b></p> <p>Ag, S сульфиды, Te, Sb, As, (Pb, Si, Fe, Mg, Ca, Na, K, Cl, H)</p>	<p>Золото – единственный металл, на который ни кислород, ни сера автономно не действуют при любой температуре, не вытесняет водород из воды и разведённых кислот, не реагирует с кислородсодержащими кислотами, за исключением селеновой, но соединяется со свободным хлором и особо энергично с бромом, создавая достаточно устойчивый комплекс <math>Au_2Br_6</math>. Металл растворяется в царской водке (смесь азотной и соляной кислот). При этом получается золотохлористоводородная кислота <math>HAuCl_4</math> в виде жёлтых расплывающихся кристаллов. При очень осторожном нагревании кислота выделяет хлористый водород, оставляя красное кристаллическое хлорное золото <math>AuCl_3</math>. В растворах <math>HCl</math> золота при хранении в стеклянной посуде длительно существует в виде анионного комплекса <math>AuCl_4^-</math> (Бусен и др., 1973, с. 15-17).</p> <p>Активно взаимодействует с хлором и бромом, формирует легкоподвижные хлоркарбонилы, в виде золотогогенидных кислот легко переходит в коллоидное состояние, может длительно существовать в виде оксидов, осаждается серой, восстанавливается водородом.</p> <p>В обеих степенях окисления золото образует сульфиды. <math>Au_2S_2</math> получают <math>(8AuCl_3 + 9H_2S + 4H_2O = 4Au_2S_2 + H_2SO_4 + 24HCl)</math> при пропускании <math>H_2S</math> на холоде в раствор <math>AuCl_3</math> и отделении осадка. Свежеосаждённый <math>Au_2S_3</math> – твёрдое чёрное вещество, устойчивое при 30 – 220 °С, легко образующее коллоидный раствор (Там же, с. 28).</p> <p>Окись золота <math>Au_2O_3</math> представляет бурый порошок, а закись золота <math>Au_2O</math> – фиолетовый. Последнее соединение дает с соляной кислотой золотохлористоводородную кислоту и свободное золото.</p> <p>Сероводород осаждает из золотохлористоводородной кислоты темно-бурую смесь, содержащую закисное сернистое золото <math>Au_2S</math> и свободную серу, а также окисное сернистое золото <math>Au_2S_3</math>. Сернистые соединения взаимодействуют с сернистыми щелочами, образуя комплексные растворимые соли (сульфауриты и сульфаураты), как, например, <math>K_3Au_2S_2</math> и <math>KAuS_2</math>.</p> <p>При прибавлении едких щелочей к золотохлористоводородной кислоте или её натриевой соли осаждается гидрат окиси золота <math>Au(OH)_3</math>, представляющий слабую кислоту и реагирующую с избытком оснований с образованием ауратов, калия <math>KAuO_2 \cdot 3H_2O</math>, например. Эта соль вступает в реакции двойного разложения, давая с азотнокислым серебром нерастворимую золотосеребряную соль <math>AgAuO_2</math>.</p> <p>Растворение золота в смесях хлористоводородной или бромистоводородной кислоты с азотной сопровождается образованием золотохлористоводородной <math>H[AuCl_4]</math> или золотобромистоводородной <math>H[AuBr_4]</math> кислот, соответственно. В водном растворе они в некоторой степени гидролизуются и ведут себя по отношению к металлам как слабые</p>

кислоты. Их можно нейтрализовать основаниями с образованием солей типа  $\text{Na}[\text{AuCl}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{K}[\text{AuCl}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{K}[\text{AuBr}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Известно (Паддефет, 1932, с. 90, 91) много смешанных соединений такого рода:  $\text{Cs}_2[\text{AuCl}_2]$ ,  $[\text{AuCl}_4]$ ,  $\text{Cs}_2(\text{AgCl}_4)[\text{AuCl}_4]$ ,  $(\text{NH}_4)_6[\text{Ag}_2\text{Cl}_5](\text{AuCl}_4)_3$  и  $\text{Cs}_4(\text{PdBr}_4)[\text{AuBr}_4]$ .

«При комнатной температуре хлорид золота (I) метастабилен и очень медленно диспропорционирует на металллическое золото и хлорид золота (III)  $\text{Au}_2\text{Cl}_6$ . При прямом взаимодействии комплексов  $[\text{Au}_2\text{Cl}_6]$  с присутствующим в иле углистым веществом «может образоваться особенно прочное соединение состава  $\text{C}_{12,6}\text{AuCl}_3$ » (Там же, с. 41).

Главными агентами мобилизации, миграции и концентрирования являются соли щелочных и щелочноземельных элементов вольфрамовой кислоты и вольфрамовых гетерополикислот, склонных к формированию устойчивых коллоидных растворов.

Для выделения вольфрама из вольфраматов их сплавляют с содой в присутствии воздуха. Образующийся вольфрамат натрия  $\text{Na}_2\text{WO}_4$  извлекают из сплава водой. Из водного раствора соляной кислотой выделяют свободную вольфрамовую кислоту. Эта особенность в химии вольфрама способна прояснить механизмы миграции металла при выветривании пород и руд, накопления его в воде бессточных озёр аридной климатической зоны, приуроченность проявления шеелитовой минерализации к кремнистым составляющим осадочных толщ.

Вольфрамовая кислота получается и при действии серной кислоты на шеелит  $\text{CaWO}_4$ . Эта реакция, видимо, имеет существенное значение в миграциях и концентрировании вольфрама при высокотемпературном метаморфизме пород карбонатно-кремнистых толщ, нередко седиментогенно обогащённых этим металлом и почти всегда содержащих осадочно-диагенетические сульфиды.

Свободная вольфрамовая кислота, соединяясь с радикалами других кислот средней силы или с амфотерными гидратами оксидов металлов, образует вольфрамовые гетерополикислоты. Особенно часто в гетерополикислоту входят радикалы, молибденовой, ванадиевой, кремниевой и мышьяковой кислот (Эфраим, 1932, с. 427). Они являются наиболее вероятной формой миграции вольфрама в условиях высокотемпературных метаморфозов. Основанием к этому утверждению послужили теснейшие пространственные и структурно-текстурные соотношения шеелита с кварцем и арсенопиритом в главных рудных телах Мурунтау, хотя арсенопирит и разлагается при метакалишпатизации вмещающих пород в условиях высоких температур амфиболитовой фации.

Со способностью вольфрамовой кислоты и его гетерополикислот образовывать легко растворимые соединения с калием и натрием, несомненно, связаны особенности его миграций в континентальной коре выветривания, а при морском гальмиролизе вулканических осадков с хлором. Вольфрам, как и золото, серебро, молибден, титан и цирконий, не образует минеральные соединения с углекислотой, имеющей, как показано Н.М.Страховым на примере железа, столь важное значение в формировании осадочно-диагенетических рудных концентраций ряда металлов.

Активно взаимодействует с кислородом, серой, минеральными и органическими кислотами, окисляется парами воды, восстанавливается углеродом и водородом; гидраты трехвалентного железа склонны к формированию устойчивых коллоидов и зольей. В разных минеральных формах железо формирует крупнейшие месторождения в осадочных, метаморфических и магматических породах. Силикаты железа (с Mg, Ca) – главные минералы пород мантии, занимающей не менее 75% объёма Земли.

Щёлочи на железо действуют слабо. Оксиды железа и их гидраты,  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  обладают основными свойствами, причём у закисных соединений они выражены более сильно, чем у окисных. Соли закиси железа, производные от  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ , гидролизуются в незначительной степени, окисные производные от  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  гидролизуются, иногда весьма интенсивно. Закисные соли железа легко (хотя и не очень) окисляются на воздухе, превращаясь в окисные.

Закисное углекислое железо,  $\text{FeCO}_3$  (в природе сидерит) реагирует с водой, содержащей углекислоту, образуя более растворимое соединение  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ , доминирующее в природных (железистых) водах.

Односернистое железо,  $\text{FeS}$ , может быть получено при совместном нагревании свободных элементов. Широко известен подобного вида минерал – мельниквит, распространённый в придонных слоях осадков Чёрного моря (Волков И.И., 1960) и выявленный автором этой работы в пробах С.Ю.Ниматуллаева раннеалевозойских слабо метаморфизованных углисто-пирит-гидрослюдисто-хлоритовых сланцев месторождения Писталитау с отчётливо проявленными признаками перерождения в коллоидный и микрозернистый пирит вдель микротрещин и пустот синерезиса коллоидного образования. Процесс, в конечном итоге, приводит к полному перерождению образований односернистого коллоидного железа в пирит конкреций, микрослоек и микролинз.

Серно-кислое железо  $\text{FeSO}_4$  в природных минералогических системах получается при окислении пиритов колчеданных месторождений в зеленокаменных поясах и/или рассеянных в осадочных породах. Реакция  $2\text{FeS}_2 + 7\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{SO}_4$  объясняет интенсивную миграцию как железа, так и серы с потоками воды, довольно хорошо растворяющей большинство солей серной кислоты.

**Вольфрам**

**W**

O, S сульфиды  
Fe, Mo, Pb, C, H, (Si, Mg, Ca, Na, K, Cl)

**Железо**

**Fe**

O, S сульфиды  
As, Fe, Ti, Mn, Cu, Mg, Ca, H, C, Al, Si, Na, P, Cl

Гидрат окиси железа  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  не растворяется в избытке щёлочей и не образует солей со слабыми кислотами (например, с угольной, сероводородной). В студенистой форме гидрат окиси железа высыхает, превращаясь в окись, не образуя каких-либо определённых промежуточных водных окислов.

В этом свойстве коллоидов трёхвалентного железа видится основная причина широкого распространения железородных месторождений в толщах железистых кварцитов, первично миллионными лет накапливавшихся в виде железисто-кремнистых «студней» в прибрежных заболоченных зонах морских бассейнов и в углублениях батиальных глубин. Мицелла коллоида кремнекислоты заряжена положительно, тогда как мицелла гидрата окиси железа отрицательно (см. рис. 4.2), что и приводит эти коллоиды к взаимной коагуляции при их смешении и к последующему микрослойчатому разделению под действием силы тяжести в ещё не отвердевшей массе.

Особо пристальное внимание поведению железу на путях его водной миграции из коры выветривания и зон окисления к бассейнам конечного стока и в пределах последних уделено Н.М.Страховым. Им констатировано, что в реках гумидных областей содержание железа обычно не превышает 1,5 мг/л.

Ничтожные его количества находятся в ионно-растворённой форме «как  $\text{Fe}^{2+}$  из  $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ ; но это соединение неустойчиво и если даже и выносятся в значительных количествах грунтовыми водами, питающими реки... то быстро окисляется и выпадает в виде  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . Большая доля растворённого Fe мигрирует как золь  $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$ , защищённый коллоидным органическим веществом или золей  $\text{SiO}_2^{2-}$ , а также как коллоидные комплексные железо-органические соединения (гуматы железа)» (Страхов, 1960, том I, с. 26). В бассейне конечного стока железо минеральных взвесей и основной части зольей  $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$  выпадает в осадки прибрежной зоны, где в некоторых случаях формирует промышленно интересные концентрации. Некоторые количества зольей  $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$  могут проникать и в батиальную зону бассейна, сформировав мицеллы с оболочками положительно и отрицательно заряженных  $\text{FeO}^+$  и  $\text{Cl}^-$ .

В самородном состоянии медь с трудом окисляется, слабо реагирует с хлористоводородной кислотой, но её соль охотно растворяется в воде; активно взаимодействует с сульфидной и сульфатной серой, переходя в трудно- и легко растворимые соединения, соответственно, с азотной, угольной, кремниевой, мышьяковой кислотами; в гипогенных условиях главным осадителем является сера.

Соединения одновалентной меди, в общем, менее устойчивы, чем соединения двухвалентной. Оксид трёхвалентной меди ( $\text{Cu}_2\text{O}_3$ ) и его производные весьма нестойкие.

По отношению к воде устойчивы (нерастворимы) лишь соединения одновалентной меди ( $\text{CuCl}$  или  $\text{CuCN}$ ), но и они при продолжительном нагревании на водяной бане медленно разлагаются с выделением металлической меди (Глинки, 1978). При действии соляной кислоты на  $\text{Cu}_2\text{O}$  получается бесцветный раствор хлорида меди. Если разбавить этот раствор водой, то хлорид меди выпадает в виде белого творожистого осадка, нерастворимого в воде. Это, вероятно, и объясняет ограничения в миграции меди в морской воде от побережий к осадкам батиальных зон бассейнов, и её накопление в паралических (прибрежных) относительно грубозернистых вулканогенно-терригенных осадках (медистые песчаники), постоянно смачиваемых морской водой. В них этот металл присутствует чаще всего в самородном состоянии или в виде халькозина и других сульфидов.

Электрхимическое напряжение меди в соединениях ниже, чем у водорода, поэтому она не вытесняет его из воды подобно металлическим калию, натрию, кальцию и практически не взаимодействует с разбавленными растворами соляной и серной кислот и щёлочей. Не реагирует она также с H, N, C, Si. Для развития реакций соединения большинства простых и сложных веществ с кислородом нужно преодолеть препятствующий химическому процессу энергетический барьер активации нагреванием реагирующей смеси или введением катализаторов. К примеру, для возбуждения (цепной) реакции соединения кислорода с водородом активирующая температура должна превысить 300 °C. Медь непосредственно с кислородом взаимодействует только при температурах выше 180 °C; в условиях недостатка кислорода образуется оксид одновалентной меди, а при избытке оксид двухвалентной. При обычном прокаливании меди на открытом воздухе получается двухслойная окалина, содержащая одновременно оба оксида. При повышенных температурах медь вступает в реакцию со многими неметаллами, особенно хорошо идет взаимодействие с серой, селеном и теллуром. При этом медь чаще всего проявляет более характерную для неё валентность 2+.

При комнатной температуре медь инертна по отношению к сухому и чистому воздуху, но во влажном воздухе, насыщенном углекислым газом, со временем покрывается её зеленым гидрокарбонатом:  $2\text{Cu} + 2\text{O}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow (\text{Cu}^{2+}\text{OH})_2\text{CO}_3$ , а в присутствии сероводорода пленкой сульфида:  $2\text{Cu} + \text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{S} \rightarrow 2\text{CuS} + 2\text{H}_2\text{O}$ . Этот «полублагородный» металл активно окисляется оксидом азота (4+) и хлоридом железа (3+). В растворах сильных кислот в присутствии каких-либо окислителей медь окисляется, медленно переходя в раствор в виде солей:  $2\text{Cu} + 4\text{HCl} + \text{O}_2 \rightarrow 2\text{CuCl}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ . Соединения двухвалентной меди более устойчивы, чем одновалентной, и шире распространены в природе. Из них наибольший интерес представляет легко растворимая сернокислая медь, массово обра-

Медь

Cu

O, S сульфидн., S сульфатн., As, Sb, Fe, Co, Ni, Bi, Pb, Zn, V, Mo, Ca, O, H, C, P, Al, Si, S, Al, P, Ca, B, Cl

	зующаяся в зонах окисления сульфидных руд и мигрирующая из них вместе с дренирующими потоками воды.
<b>Цинк</b> Zn	Один из наиболее активных мигрантов в зоне гипергенеза в виде сульфатных соединений; хорошо растворим его хлорид, трудно растворимы сульфиды, карбонаты, водные силикаты; важнейшим осадителем при накоплении осадков и их диагенезе, как и в гипогенных обстановках, является сера.
<b>Свинец</b> Pb	Достаточно пассивный мигрант в зоне окисления и коре выветривания из-за низкой растворимости его хлорида, сульфата и карбоната; относительно хорошо растворимы легко гидролизующиеся плюмбаты калия и натрия (они, вероятно, и обеспечивают миграцию свинца к бассейнам конечного стока из зон окисления и коры выветривания в аридных обстановках); хорошо растворимы галогениды, практически нерастворим сульфид.
<b>Хлор</b> Cl	<p>В свободном состоянии вступает во взаимодействие почти со всеми простыми веществами, за исключением кислорода, азота и благородных газов; особенно быстро и с выделением большого количества тепла с металлами. Na, K, Cu, Fe, Au, Pt, Os в н.м.б. сгорают.</p> <p>В природных соединениях хлор – отрицательный ион. Наиболее важное значение в геологической минерации имеет хорошо растворимый в воде HCl и большинство солей этой кислоты, поэтому хлор является очень важным экстрактором и переносчиком многих металлов (золота, в том числе) как в гипергенных, так и гипогенных минерогенических процессах. Особо активен хлор в экстракции и перераспределении некоторых металлов в коре выветривания, зонах окисления сульфидных месторождений, при раннем диагенезе морских осадков (вулканогенных, в особенности), при их локальной или региональной пропилитизации. Изобилуют сообщения о наличии хлора (или его солей) в жильных минералах, в вулканических газах и поствулканических гидротермах.</p> <p>Неисчерпаемые запасы хлора со средним содержанием около 2% сосредоточены в воде океанов, где он нейтрализован преимущественно натрием. Кропотливые исследования месторождений Среднего Приамурья (Моисеенко, 1977) показали наличие хлора и натрия в газовой-жидких включениях как в жильном кварце продуктивных стадий, так и в самородном золоте.</p> <p>В литосфере хлора всего 0,017%, и он прочно связан в кристаллических структурах трудно растворимых в воде слюд, амфиболов, апатита. Этим всё сказано о малой вероятности хлоридного переноса металлов «ювенильными» гидротермальными растворами из глубин коры и мантии.</p> <p>Хлорноватистую кислоту, являющуюся сильным окислителем, получают гидролизом хлора. При её разложении в водном растворе нагреванием образуется хлорноватая кислота. Её концентрированные растворы воспламеняют дерево, а с серой, углём и фосфором образуют смеси, взрывающиеся при ударе. Действием концентрированной серной кислоты на KClO<sub>4</sub> может быть получена свободная хлорная кислота HClO<sub>4</sub> – самая сильная из всех известных кислот (Глинка, 1978, с. 369).</p>
<b>Кислород</b> O	Активностью этого «конкурента сере» в регулировании окислительно-восстановительных свойств минерогенических систем определяются формы нахождения Fe, W, Cu, Zn, Pb, Au (и многих других металлов) в породах осадочных и метаморфических толщ, глубинно-магматических массивов, в воде континентов и морей. Кислородом переводятся в подвижное (растворимое в воде) сульфатное состояние Fe, Cu, Zn при окислении их сульфидов. В соединениях с кислородом железо присутствует в виде силикатов, алюмосиликатов и окислов в изверженных породах и в железисто-кремнистых толщах; в тех и других сосредоточены крупнейшие железорудные месторождения всех континентов. В железисто-карбонатных образованиях угленосных толщ сосредоточены огромные запасы сидерита. Кислород – компонент воды, самого распространённого растворителя и переносчика многих металлов и энергии в процессах гипергенеза, континентального и морского седиментогенеза, регионального и контактового динамотермального метаморфизма пород и руд. Вода – важнейший источник кислорода для минерогенических процессов в глубинах литосферы и мантии. В промышленности водород получают из природного газа при температурах 800–900 °C по схеме 2CH <sub>4</sub> + O <sub>2</sub> + 2H <sub>2</sub> O = 2CO <sub>2</sub> + 6H <sub>2</sub> (Глинка, 1978, с. 343), показывающей возможность окисления водой углестого вещества осадочных пород при вовлечении их в метапреобразования амфиболитовой и гиперстеновой фаций или при анатектическом формировании лейкосом мигматитов. На страницах этой работы упомянуты факты повышения содержания магнетита в эндоконтактных зонах массивов гранодиоритов и выгорания углестого вещества при формировании золото-шеллит-калишпат-кварцевого парагенезиса в главных рудных телах Мурунтау.
<b>Сера</b> S	<p>Знание её свойств и поведения в природных минерогенических процессах необходимы в связи с её уникальной ролью в формировании стратиформных и жильных рудных концентраций Au, Cu, Fe, Zn, Pd и других металлов, в преобразованиях их в коре выветривания и при метаморфизме в глубинах литосферы.</p> <p>Непосредственно соединяется со многими металлами с выделением теплоты и с почти всеми неметаллами, хотя и не так энергично. Сера своеобразно конкурирует с кислородом в регулировании окислительно-восстановительных свойств систем геологического минерогенеза. В отсутствии кислорода функционирует как окислитель, а в присутствии</p>

	<p>кислорода, окисляясь сама, становится анионным комплексом ряда кислот, являющихся сильными окислителями.</p> <p>Соли серной кислоты хорошо растворимы в воде. Практически нерастворимы сульфаты Ba, Sr, Pb. Трудно растворимы сульфиды большинства металлов (кроме щелочных).</p>
<p><b>Углерод</b></p> <p><b>C</b></p>	<p>По многочисленности и разнообразию соединений углерод занимает особое положение. Количество изученных его соединений около двух миллионов. Их многообразие связывается со способностью его атомов образовывать в соединениях длинные цепи или кольца.</p> <p>Элемент имеет особое значение в осадочной минерализации золота, вольфрама, меди, свинца, цинка, железа. В процессах диагенетического и метаморфогенно-метасоматического минерализации его роль огромна в регулировании окислительно-восстановительных преобразований осадочных толщ, приводящих к перераспределению многих металлов с изменением их минеральных форм. Биогенный углерод играет первостепенную роль в жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов, в формировании микро- и макроконкреционных образований сульфидов и карбонатов в осадочных породах, определяет цепь минеральных трансформаций серы в её круговороте в гидросфере и земной коре.</p> <p>В рудной минерализации многих металлов существенно значимы окись и двуокись углерода. Толщи осадочных вулканогенно-терригенно-карбонатных пород локализируют месторождения свинца и цинка, в кремнисто-карбонатных породах (или на их контактах с интрузиями гранитоидов) распространены месторождения руд вольфрама. В обогащении пород осадочных толщ металлами (благородными, в т. ч.) значима роль водорослей (медь в синезелёных, например). В структуре сотен металлоорганических соединений входит золото (Паддефет, 1982). Органические вещества защищают коллоиды окислов металлов от их коагуляции при миграции из коры выветривания континентов (почв) к бассейнам седиментации.</p> <p>Очень важна роль углерода в качестве носителя тепловой энергии.</p>
<p><b>Мышьяк</b></p> <p><b>As</b></p>	<p>При высокой температуре непосредственно взаимодействует со многими элементами. Сильные окислители переводят его в хорошо растворимую мышьяковую кислоту. В соединениях проявляет степени окисления +5, +3 и -3. С кислородом образует два окисла: <math>As_2O_3</math> и <math>As_2O_5</math>; охотно формирует растворимые гетерополикислоты с Si, W, Mo, P.</p>
<p><b>Кремний</b></p> <p><b>Si</b></p>	<p>Без знания хотя бы основных химических свойств этого элемента (его в земной коре, по Виноградову, 29%) невозможно понять закономерности формирования практически всех типов пород и руд. Важнейшей для понимания роли кремния в минерализации всех осуществляющихся процессов представляется его способность вступать в соединения с кислородом, серой, водородом, галогенами и многими металлами. Наиболее стойким соединением кремния является его диоксид <math>SiO_2</math>, разлагающийся только фтористоводородной кислотой с образованием газообразного <math>SiF_4</math> и гексафторкремниевой кислоты <math>H_2SiF_6</math>, по силе близкой к серной.</p> <p>Диоксид кремния образует слабые и малорастворимые в воде кремниевые кислоты. Метакремниевая кислота довольно легко образует пересыщенные растворы, в которых постепенно полимеризуется и переходит в коллоидное состояние. Этим свойством кремниевые кислоты определяется накопление протосадков железистых кварцитов. О роли кремниевых кислот, выделяющейся при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях алюмосиликатных пород, в эндогенной минерализации железа, вольфрама и золота достаточно сказано в разделах второй главы.</p>
<p><b>Вода</b></p> <p><b>H<sub>2</sub>O</b></p>	<p>В уникальных способностях воды быстро переносить тепло на большие по вертикали расстояния сказывается её аномально высокая теплоёмкость, максимальная среди всех известных веществ (за исключением атомарного водорода), и снижение плотности при нагревании. Химическая же её «всеядность» связана с другим, необычным для других жидкостей свойством – свойством амфотерности, способностью одинаково охотно взаимодействовать с металлами, металлоидами и газами, образовывать кислоты и основания с выделением значительных количеств тепла. Растворение большинства твёрдых тел сопровождается поглощением теплоты на разрушение их кристаллических решёток. Если же, однако, энергия гидратации (сольватации) достаточно велика, чтобы образование раствора сопровождалось выделением энергии, – растворимость с ростом температуры понижается. Это происходит, например, при растворении в воде щёлочей, многих солей лития, магния, алюминия (Глинка, 1978, с. 219).</p> <p>Собственная химическая активность морской воды во взаимодействии с породами литосферы усилена высокими концентрациями Cl, <math>SO_4^{2-}</math>, Na, Mg (в сумме около 3,5 %). Вода обладает каталитическими свойствами. В отсутствие следов влаги практически не протекают некоторые обычные реакции; например, хлор не взаимодействует с металлами, фтористый водород не разъедает стекло, железо и натрий не окисляется в атмосфере воздуха.</p> <p>Молекулы воды отличаются большой устойчивостью к нагреванию, однако при температурах выше 1000 °C водяной пар начинает разлагаться на водород и кислород. «Неблагородные» металлы восстанавливают водород воды до атомарного состояния (железо при температуре выше 600 °C окисляется кислородом воды).</p>

Нагреваясь по мере погружения в глубины литосферы, вода частью снова устремляется вверх, частью вступает во взаимодействие с породами, главным проявлением которого является их теплогенерирующая гидроксидизация (аргиллизация, доопитизация, серицитизация, хлоритизация, серпентинизация, амфиболизация, эпидотитизация). Процессы идут с изъятием из воды натрия и магния (см. табл. 6, реакции 6, 16). Остающаяся в трещинах и порах морская вода, резко обогащаясь хлором, приобретает кислотные свойства. Ею из пород активно экстрагируются  $\text{SiO}_2$ , Ca, Mg, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, As, Sb, S, C, Au, Ag, платиноиды, редкие земли и другие тяжёлые металлы. Их растворимые в воде хлориды вместе с её конвективными потоками мигрируют в геотермальных системах диагенеза и пропилитизации осадков, как и в структурах глубинного взаимодействия горячих пород нижних горизонтов литосферы с океаном.

Кислотные свойства водных растворов определены не кислотообразующими анионами, а водородным. «В растворах, содержащих кислоты (или основания), образуемые ими водородные (или гидроксильные) ионы влияют на положение равновесия в реакциях... Любое повышение концентрации водородных ионов вызывает соответствующее уменьшение концентрации гидроксильных ионов и наоборот» (Кириев, 1961, с.483, 485).

**О роли коллоидных растворов в миграции металлов.** В специфических условиях многие неорганические вещества, изменяя свои свойства в водной среде, образуют коллоидные растворы. Н.М.Страхов показал особое значение коллоидов в формировании рудных концентраций железа в осадках болот, рек, озёр. Не менее значимой оказалась коллоидная миграция в обогащении морских кремнисто-карбонатных пород вольфрамом, а тонкообломочных вулканогенно-терригенных горизонтов ЧТ золотом. Немалое значение коллоидные растворы имеют и в эндогенных минерогенических процессах.

В лабораторных условиях коллоидные растворы почти всех гидроксидов многовалентных металлов получают в присутствии коллоидов яичного белка. В свежееосаждённом виде  $\text{Au}_2\text{O}$  образует коллоидный раствор при действии раствора гидрата окиси калия даже в отсутствии защиты. (Это весьма вероятный способ перевода в подвижное состояние золота в условиях высокотемпературной метакатализационной породообразования, вмещающих главные рудные тела Мурунтау.  $\text{Au}(\text{OH})_3$  трудно растворяется в  $\text{KOH}$  в холодном состоянии, но легко при нагревании, образуя аураг).

Тонко измельчённый металлический вольфрам при поочерёдном действии кислот и щёлочей вскоре переходит в коллоидный раствор вольфрамовой кислоты, осаждающейся в виде пластической массы. Ярко-красный раствор коллоидного золота получается кипячением хлористого золота с формальдегидом только в самой чистой воде в присутствии небольшого количества углекислого калия. Он устойчив, не изменяется при нагревании. Достаточно легко переходят в коллоидные растворы гетерополикислоты вольфрама с Mo, V, Si, As, P. Коллоидные растворы золота и вольфрама возникают в присутствии гидроксидов и гидрокарбонатов калия. Потому, скорее всего, формируется ясно обозначенный в главных рудных телах Мурунтау парагенезис высокопробного самородного золота и шеелита (Проценко, 1972-2016).

Обширный перечень известных в химии окислов «благородных» металлов приведён А.Эфраимом, отметившим, что не все они обнаруживают «благородный» характер. Если золото, платина и серебро в компактном виде не подвергаются действию кислорода, то платиноиды настолько склонны к образованию окислов, что относятся к «благородным» не могут. Так ведут себя рутений, родий и, в особенности, осмий. Последний в сильно измельчённом состоянии загорается на воздухе, переходя в высший окисел  $\text{OsO}_4$ . Если серебро, золото или платина находятся в уже окисленном состоянии, то они довольно прочно удерживают кислород. Фактически разложение окисла золота становится заметным только при  $200^\circ$ , а при  $250^\circ$  протекает уже энергично. Важно отметить способность этих металлов проявлять в оксидах валентность от 1 до 8 ( $\text{Au}_2\text{O}$ ,  $\text{AuO}$ ,  $\text{PdO}$ ,  $\text{RuO}$ ,  $\text{RhO}$ ,  $\text{PtO}$ ,  $\text{IrO}$ ,  $\text{OsO}$ ;  $\text{Au}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ru}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Rh}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ir}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Os}_2\text{O}_3$ ;  $\text{PdO}_2$ ,  $\text{RuO}_2$ ,  $\text{RhO}_2$ ,  $\text{PtO}_2$ ,  $\text{IrO}_2$ ,  $\text{OsO}_2$ ;  $\text{RuO}_4$ ,  $\text{PtO}_4$ ,  $\text{OsO}_4$ ).

## ОБРАЗОВАНИЕ ПОРОД И РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

*«...Когда химия пребогатая госпожи своея потаенные сокровища разбирает, любопытный и неусыпный натуры рачитель оныя через геометрию вымеривать, через механику развешивать и через оптику высматривать станет, то весьма вероятно, что он желаемых тайностей достигнет» (Ломоносов, 1986, с. 121).*

Сопоставление золоторудных полей Западного Узбекистана по широкому кругу вопросов минерагии в ЧТ привело к утверждению рудопродуцирующей роли метапреобразований их пород (Проценко, 1975-1992), ранее обычно описывавшихся в качестве околорудных или околожилных изменений при гидротермальном минералообразовании в глубинах земной коры. В предыдущих разделах обсуждены условия формирования морских осадочных пород с повышенными содержаниями тяжёлых металлов и серы, формирования на их вещественной основе гипогенных рудных концентраций при невысоких температурах. Проследить трансформации седиментогенных минеральных образований рудоформирующих компонентов при высокотемпературных метапреобразованиях – задача настоящей главы.

### **4.1. Условия миграции и концентрирования химических элементов при высокотемпературном метаморфизме осадочных и интрузивно-магматических пород**

Опережая детальную фактографию, подчеркнём принципиально однотипную последовательность и хронологическую двойственность минерагенических событий в осадочных породах при термоградиентном развитии регионального и контактового метаморфизма. С этапами раннепалеозойского регионального динамотермального метаморфизма пород ЧТ на месторождениях Западного Узбекистана синхронизировано возникновение важнейших продуктивных минеральных комплексов золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций (Проценко, 2008<sub>1</sub>, 2012). На периферии Мурунтауского рудного поля в условиях хлорит-серицитового перерождения алюмосиликатного матрикса пород осадочно-диагенетические микро- и макроконкреции пирита ещё не полностью преобразованы в метакристаллы. В промежуточной зоне при первых же признаках метабиотитизации пород метавкрапленные пирит и арсенопирит начинают замещаться пирротинином. В центре (крупнообъёмные рудные тела месторождения Мурунтау) заканчиваются преобразования хлорит-биотитовой субфации с частичной или полной пирротинизацией пирита и арсенопирита, начинаются преобразования, характерные для амфиболитовой фации (метакалишпатизация с появлением новообразований сфена, ильменита, граната, интенсивная термохимическая деструкция УВ и всех сульфидов без образования, однако, существенных скоплений оксидов железа). Именно в рудных телах Мурунтау выявлены признаки последовательного развития этих процессов. «Продолжение» метапреобразований осадочных пород при ещё более высоких термодинамических параметрах привело в Зирабулак-Зиаэтдинском, Ауминзатауском, Султанувайсском, Букантауском регионах Узбекистана к их гнейсированию с формированием относительно крупных порфиروبластовых выделений полевых шпатов, биотита, амфиболов, гранатов. Далее будет показано, что такие преобразования во времени и геологическом пространстве предшествуют развитию внутрикорового анатектического магматизма. Здесь распространены месторождения и рудные проявления вольфрама и олова, формирование которых традиционно связывалось с постмагматическими процессами. Такие же пространственно-временные соотношения характерны парагенезисам кон-

гактового метаморфизма вмещающих пород около интрузий гранитоидов, где низкотемпературные метасоматиты, содержащие серицит и хлорит, развиваются во внешней зоне, биотитизация хлорит-серицитово-составляющей и пирротинизация пирита в промежуточной, ороговикование и скарнирование с новообразованиями амфиболов, плагиоклазов, пироксенов, гранатов, магнетита, шеелита, касситерита у контакта. По мере разогрева контактного ореола высокотемпературные метаморфиты, как и в ореолах термоградиентного регионального метаморфизма, «надвигаются» на низкотемпературные с характерными признаками стадийности и синхронности одних и тех же минеральных новообразований в разных участках термоаномалии месторождения или рудного поля.

Вовлечение пород осадочного чехла в глубины земной коры, где создаются необходимые для прогрессивного метаморфизма температура (выше 100 °С, по крайней мере) и давление, может осуществляться прогибанием морского дна, компенсируемым осадконакоплением. К таким же результатам приведёт торошение океанической литосферы с надвигами и поддвигами её блоков друг на (под) друга и формированием сложной построенных складчатых и разрывных (сколовых, в частности) структур по их границам. При плавлении блоков океанической коры, верхний слой которой может быть существенно обогащён сульфидами и карбонатами, «ювенильные флюиды» обогатятся  $H_2S$ ,  $CH_4$ ,  $AsH_3$ ,  $SO_2$ . Читатель может лишь догадываться о необходимой детальности исследований, чтобы документально фиксировать взаимосвязи этих явлений, редко наблюдаемых в одном и том же рудном поле, одном образце пород и руд, тем более. Действенным механизмом вовлечения крупных блоков океанической и континентальной коры на необходимую для развития метаморфизма глубину представляется их погружение в сейсмофокальные структуры сочленения крупных блоков литосферы с активным вулканизмом, «освобождающим» для этого необходимое пространство в глубинах у границ с мантией.

К обсуждению хронологии рудопродуктивного минерагенеза на рудных полях Центральных Кызылкумов автор вынужден обратиться вновь, так как, наряду с констатацией додевонского (додайкового) формирования штокверковой минерализации в рудных телах Мурунтау, в ряде работ последних лет продолжают ссылаться на хронологическую близость руд с метасоматитами, гранитоидами, дайками герцинского времени по результатам рубидий-стронциевого радиоизотопного датирования. «Парадоксы» такого датирования минерагенических событий автором обсуждены в работе 2009 г.

О непропорциональной миграции щёлочных металлов можно судить по их содержанию в породах, вскрытых глубокими скважинами МС-1, -2 и -3 на восточном фланге Мурунтауского рудного поля, проанализированных фотометрией пламени в лаборатории ИМГРЭ. Рубидий и стронций изменяют содержания в рудовмещающих породах Мурунтауского рудного поля непропорционально. Эта тенденция может быть связана как с особенностями поведения этих элементов в седиментогенезе и метаморфизме протоосадков, так и с радиогенным превращением рубидия в стронций. В любом случае заслуживает особого внимания факт десятикратной дефицитности пород восточного фланга Мурунтауского рудного поля по стронцию. Карбонатные соли рубидия растворяются в воде, что исключает возможность создания его высоких концентраций в морских осадочных породах. Стронций же фиксируется в них его труднорастворимыми карбонатами и сульфатами.

Интервал 1170-1700 м от поверхности в скважине МС-2 вскрыл главный рудонесущий уровень рудного поля. Он характеризуется незакономерным чередованием серых и темно-серых сланцев и сланцеватых метаалевролитов с осветлёнными коричнево-серыми, светло-коричневыми, розовыми и розово-жёлтыми метаалевролитами, насыщенными конформными и секущими прожилками кварца, и резко сниженными (до полного исчезновения) содержаниями сульфидов. Подобные осветлённые породы в монографии «Мурунтау» названы площадными полевошпат-кварцевыми метасоматитами. Интервал отчётливо выделился пониженными содержаниями рубидия

(на 10-50%) и сильно возросшей дисперсией его распределения. Развитие микросернистых новообразований калиевого полевого шпата за счёт метаморбозов хлорит-серицит-полевошпат-кварцевой составляющей сланцев, алевролитов и песчаников рудолокализирующей толщи отмечено в монографии «Мурунтау» (1998).

Более интенсивный вынос рубидия при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях понятен: по химической активности он уступает первенство только цезию, своих собственных минералов не имеет и концентрируется в наибольших количествах в слюдах и калиевых полевых шпатах. Сравнение изменённых и «неизменённых» пород в разрезах скважин МС-1 и МС-2 указывает на явный вынос Rb при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях. В этих же условиях стронций фиксируется на месте углекислотой, масштабно генерируемой окислением углистого вещества пород именно при их метакалишпатизации.

Вынос щёлочных металлов из метакалишпатизирующихся, декарбонизирующихся и десульфидизирующихся пород восточного фланга Мурунтауского рудного поля зафиксирован в разрезе по скв. МС-2, где интервал 1354-1570 м отмечен наиболее интенсивным осветлением метаалевролитов и сланцев, повышением содержания золота и минимальной концентрацией рубидия. Не менее чётко снижение содержания рубидия на фоне роста концентрации золота проявлено в разрезе скв. МС-3 (рис. 20).

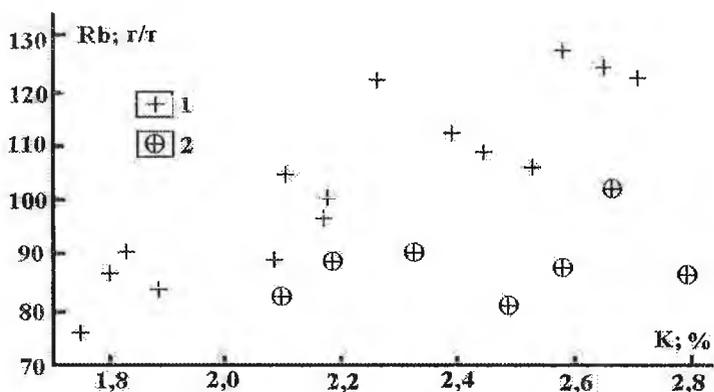


Рис. 20. Соотношения интервально усреднённых концентраций рубидия и калия в разрезе рудолокализирующей толщи Мурунтау по скв. МС-3. Породы с содержанием золота, г/т: 1 – менее 0,06; 2 – более 0,06.

Характерная для слабоизменённых пород прямая корреляция содержаний калия и рубидия в рудно-минерализованных породах этого разреза нарушается. По концентрации калия породы с повышенным содержанием золота не отличаются от безрудных. Эта особенность метакалишпатизации (опережающий вынос более щёлочного металла) могла привести к неадекватной интерпретации результатов рубидий-стронциевого изотопно-геохимического датирования рудогенерирующих минерагенических событий. Особо важно это для восстановления хронологии процессов метаморфизма с генерацией углекислого газа при окислении углистого вещества: карбонаты щёлочных металлов растворимы в воде, тогда как  $\text{SrCO}_3$  растворяется очень слабо.  $\text{Sr}^{86}$  фигурирует в знаменателе величин, определяющих как абсциссу, так и ординату точек при построении Rb-Sr изохрон. При отмеченном выше дефиците стронция в рудолокализирующих породах занижение радиоизотопного «возраста» метаморфогенно-метасоматической и жильной минерализации неизбежно.

Детальные исследования (Hart, 1963) пород фундамента в Колорадо около крупного интрузива гранитов показали, что возраст биотита в них по отношениям  $\text{K}/\text{Ar}$  и  $\text{Rb}/\text{Sr}$  устойчиво возрастает по мере удаления от контакта и становится стабильным (1200-1300 млн лет) лишь на расстоянии более 3 км от интрузива. Это наблюдение имеет особую значимость для хронологии минерагенических событий на территориях современных Кызылкумов, где от раннего палеозоя до кайнозоя неоднократно повторялись седиментогенез, магматизм, метаморфизм, орогенез (в т. ч. по механизмам

тектоники литосферных плит с формированием шарьяжных структур, надвигов и поддвигов блоков на/под друг друга), пенепленизация с формированием кор выветривания (Проценко, 2009, с. 26).

Противоречивость выводов по наблюдению этих признаков в древних неоднократно метаморфизованных осадочных толщах объективно обусловлена дуализмом хронологии одних и тех же минерогенических событий в зависимости от пространственных координат развития процесса (Проценко, 2010). В соответствии с динамикой прогрева пород ЧТ Центральных Кызылкумов метабиотитизация алюмосиликатной составляющей развивается позднее ее же метасерицитизации. Это отчётливо фиксируется приуроченностью новообразований биотита в полевошпат-кварц-хлорит-серицитовых сланцах к структурам кливажа повторного рассланцевания, нередко пересекающих метакристаллы пирита и арсенопирита. На глубинах 600-4000 м в биотит-кварцевых кристаллических сланцах Мурунтауского рудного поля пирротин становится практически единственным сульфидом. Катаклиз и интенсивная коррозия зёрен сульфидов, появление футляровидных кристаллов арсенопирита наблюдались на Южном участке Кокпатасского рудного поля в прожипково-вкрапленных рудах, ороговикованных около даек диоритовых порфириров. Термохимическая деструкция золотосодержащих сульфидов и в этом случае сопровождалась появлением многочисленных очень мелких зёрен самородного золота, в т. ч. и в ксенолитах руды непосредственно в порфирите. В роговиках появился (в незначительных количествах) биотит, а в зернах пирита и арсенопирита обнаруживались немногочисленные микровыделения пирротина.

Уникальность этого наблюдения не в ороговиковании пород около даек. О его проявлениях в породах экзоконтактов даек писал Д.А.Дорофеев ещё в 1973 году. В этом случае в одном образце отражена едва ли не вся история формирования промышленных руд Кокпатасского рудного поля. В одном образце присутствуют ороговикованная вкрапленная золотосульфидная руда в чёрном сланце, пересекающие её линзоватые прожилки кварца с длиннопризматическим арсенопиритом, фрагмент пересекающей и ороговиковывающей их дайки диоритового порфирита, пересекающие дайку антимонит-карбонат-кварцевые прожилки в сопровождении вкрапленности короткопризматических идиоморфных кристаллов арсенопирита. Не всегда в полевых условиях присутствие микроксенолитов рассекаемых руд в дайке можно с уверенностью отличить от новообразований последайковых золотосодержащих парагенезисов. К тому же, такие наблюдения возможны только в неокисленных рудах в подземных горных выработках или по керну буровых скважин. Мощность зоны практически полного окисления руд в Центральных Кызылкумах достигает 20 м, а по крупным зонам дробления граница сульфидсодержащих и окисленных руд опускается до 70 м от современной поверхности.

Изменения внешнего облика, структуры и текстуры обломочных пород рудо локализирующей толщи в наиболее крупных рудных телах Мурунтауского рудного поля по мере развития метакалишпатизации и окислительной деструкции углистого вещества и сульфидов отражаются в породах слабо дислоцированных блоков появлением маломощных зон интенсивного осветления (выгорание УВ) у трещин и редких тонких прожилков кварца. В зонах брекчирования на пересечениях мелких трещин при этом формируются разнозернистые сегрегации калиевого полевого шпата с кварцем, почковидным бледно-зелёным или розоватым хлоритом, часто с карбонатом, шеелитом и мелкими зёрнами самородного золота при полном отсутствии сульфидов. При интенсивном проявлении метакалишпатизации практически полностью исчезают структуры, характерные для обломочных осадочных пород. Замещаются калиевым полевым шпатом зерна плагиоклаза и хлорит-серицитовый цемент метапесчаников. Наиболее устойчивы обломочные зерна кварца. Известняки, присутствующие в рудо локализирующей части разреза очень редкими линзами с мощностью до 6-7 м, в этих же условиях интенсивно актинолитизируются. Отсутствие сульфидов в новообразованиях этого высокотемпературного этапа формирования руд на Мурунтауском рудном

поле обусловлено их термохимической неустойчивостью в окислительной обстановке массового «сброса» в подвижную фазу гидроксила серицитов и хлоритов.

С ростом температуры до 600 °С сульфиды и углистое вещество начинают окисляться (выгорать), отнимая кислород у воды, генерируя водород, углекислый и угарный газы, метан. Одним из следствий минералогенеза в подобных обстановках является ограниченность пространственных перемещений вещества, не считая воды, притоку которой в зону формирования кристалловкрапленных руд извне препятствовало давление в поровых пространствах, равное литостатическому. Давление подвижных фаз в порах пород может и превысить литостатическое, благодаря продолжению дегидратационных преобразований содержащих воду минералов. Масса воды, высвобождаемой при высокотемпературном метаморфизме, в 3-7 раз меньше, чем SiO<sub>2</sub> (см. минерально-химические реакции в табл. 6). О вязкости и плотности формируемой на их основе подвижной фазы и скорости её кристаллизации (при резком снижении давления и температуры) говорит фиксация обломков пород и минералов в сегрегациях кварца в «плавающем» состоянии (см. рис. 7).

Только после кристаллизации основного количества кремнекислоты практически на месте поровые растворы, все ещё высокоминерализованные, приобретут способность мигрировать по системам пор и микротрещинам кливажа сланцеватости к структурам повышенной проницаемости. Поток к ним подвижных фаз обеспечивается повышением давления в поровых пространствах, благодаря генерации воды при замещении хлоритов и слюдястых минералов биотитом и/или калиевым полевым шпатом. Здесь и по пути к ним формируются мелкие (редко, крупные из-за господства в этом периоде метапреобразований объёмного сжатия рудолокализирующих пород Мурунтау) линзы и гнёзда кварца с незначительным содержанием пирита и арсенопирита. Количественные соотношения сульфидов в них часто сдвинуты в пользу арсенопирита в полном соответствии с принципом дифференциальной подвижности компонентов. Арсенопирит – минерал мышьяка, одного из наиболее подвижных компонентов минералообразующей системы (арсин AsH<sub>3</sub> – газ, образующийся при восстановлении всех соединений мышьяка водородом в момент его выделения; соли щёлочных металлов тиомышьяковистой H<sub>3</sub>AsS<sub>3</sub> и тиомышьяковой H<sub>3</sub>AsS<sub>4</sub> кислот растворимы в воде). Водород установлен в составе газовых включений в жильном кварце Мурунтау.

По достижению минералообразующей системой температуры 600±50 °С (амфиболитовая фация метаморфизма) на смену вышеописанным процессам и парагенезисам приходит кварц-калишпатовое перерождение алевролитов и сланцев, актинолитизация слоёв известняка (Мурунтау) с интенсивным осветлением пород, формированием тонкополосчатых метасоматических и жильных проявлений золото-шеелит-(актинолит)-хлорит-калишпат-кварцевого парагенезиса с ильменитом, сфеном, рутилом, апатитом. Замещение слюдясто-хлоритовой смеси калиевым полевым шпатом продолжает дегидроксидизацию пород и руд с высвобождением новых порций кремнекислоты и повышением глинозёмистости вновь образующегося хлорита. Разрушение сульфидов описывается синхронно протекающими реакциями метакалишпатизации, декарбонизации и десульфидизации пород:  $2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + FeS_2 + 13H_2O + 8C \rightarrow 2KAlSi_3O_8 + 3MgCO_3 + 4FeCO_3 + 2H_2S + CH_4 + 11H_2^{\uparrow}$  и  $2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + FeAsS + 13H_2O + 7C \rightarrow 2KAlSi_3O_8 + 3MgCO_3 + 4FeCO_3 + AsH_3^{\uparrow} + H_2S^{\uparrow} + 12,5H_2^{\uparrow}$ . Возникающий углекислый газ частично или полностью связывается новообразованиями карбонатов кальция, магния, железа, частью улетучивается. В метакалишпатизированных породах Мурунтау карбонаты распространены повсеместно; изредка встречаются гнёзда дымчато-серого кальцита до 1 м в поперечнике. Сера и мышьяк из зон подобных метапреобразований удаляются в виде сероводорода и арсина. Существенным продуктом подобных преобразований является водород, фиксированный наряду

с  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CO$  и  $CH_4$  в составе газовой-жидких включений в кварце продуктивных ассоциаций (Адрианова и др., 1973), восстанавливающий золото и другие тяжёлые металлы из их соединений.

Калишпатизация рудовмещающих пород Мурунтау охарактеризована Л.Н.Протасевич (1966) как предрудное изменение. Ею на многочисленных микрофотографиях (см. рис. 8) показаны текстурно-структурные особенности перерождения алевролитов и сланцев разного состава с углистым веществом в калишпат-кварцевые и кварц-калишпатовые метасоматиты. Приведённые в её работе данные по содержанию окиси калия показывают, что метасоматиты богаче вмещающих пород калием только в локальных сегрегациях мелкозернистого калиевого полевого шпата, хотя процессом охвачены блоки пород до 700 м по длине (рудная залежь 2), до 300 м по ширине (рудные залежи 1 и 2). Усреднённые содержания щёлочных металлов в породах, вскрытых скв. МС-3, не показывают какого-либо обогащения калием интервалов с повышенным содержанием золота.

Тонкозернистый калишпат-кварцевый агрегат в полосчатых проявлениях и сегрегациях обычно содержит интерстиционные, мелкогнездовые и жилковатые выделения бледноокрашенного высокоглиноземистого хлорита (от 17,4 до 24,5% глинозёма; силикатный анализ пяти проб минерала) и карбонатов. Вариабельность метапреобразований по содержанию и составу хлоритов выявляет важную, но ещё очень слабо освещённую роль этих минералов в буферировании процессов гипогенного минералогенеза в ЧТ по железу, кремнекислоте и глинозёму. Видимо, именно хлорит поглощает «излишки» глинозёма, появляющиеся при замещении серицита калиевым полевым шпатом.

Метакалишпатизация проявлена на месторождении Мурунтау в объёме рудовмещающей толщи, до 1,5 км от современной поверхности по керну скв. СГ-10. В период формирования рудных тел она охватывала блоки пород протяжённостью по вертикали более 3 км. Калишпатизация развивается более интенсивно по кварц-полевошпатовым метаалевролитам и кварц-полевошпат-слюдистым сланцам. Карьером был вскрыт горизонт темно-серых известняков мощностью около 6 м. Породы интенсивно актинолитизированы. Перекрывается и подстилается пласт интенсивно калишпатизированными метаалевролитами, в которых все же ещё распознаются обломочные зёрна кварца. Такие породы резко отличаются от исходных и нередко воспринимались роговиками, а при документации скважин даже кислыми дайковыми породами.

На Мурунтауском рудном поле преобразования пород ЧТ в условиях амфиболитовой фации метаморфизма отразились появлением многих характерных для неё минеральных новообразований (микроклин, микроклин-микрпертит, гранат, актинолит, ильменит, рутил, сфен). С развитием таких преобразований в зонах дислокационного разуплотнения связано возникновение стратиформного штокверка с метасоматическими и сегрегационными проявлениями важнейшего в промышленных рудах шеелит-золото-(актинолит)-хлорит-калишпат-кварцевого минерального комплекса, с доминирующей ролью высокопробного самородного золота в минеральном балансе металла. С.Д.Шер, И.М.Юдин (1971) отнесли актинолитовые, биотитовые и кварцевые метасоматиты Мурунтау к продуктам контактово-метасоматических преобразований, а калишпатовые – к гидротермальным, посчитав те и другие предрудными. Теперь ясно, что еще до формирования шеелит-золото-хлорит-калишпат-кварцевых метасоматитов и сегрегаций на Мурунтау существовали рудные образования золото-арсенопирит-пиритовой и золото-пирит-арсенопирит-кварцевой продуктивных ассоциаций.

Окисление УВ в условиях резкого дефицита кислорода не может не привести к появлению в системе наряду с углекислым газом и окиси углерода. Методами криометрии С.И.Адрианова и Ю.Г.Зарембо (1975) выявили наличие в составе газовой-жидких включений в кварце продуктивных ассоциаций Мурунтау воды, углекислого газа, окиси углерода, водорода и метана. Значительная часть включений заполнена только

жидким углекислым газом, что явно закономерно в связи с интенсивной декарбонизацией субстрата в рудных телах в условиях относительной замкнутости системы.

Оксись углерода при высоких давлениях активно соединяется со многими металлами, образуя карбонилы, часть из которых являются легколетучими жидкостями. Образование хлоркарбонила золота вполне вероятно при окислении углистого вещества и золотосодержащих сульфидов в присутствии хлора при высоком давлении. Хлоркарбонил золота (устойчивое до 160 °С газообразное соединение) играл, вероятно, не последнюю роль в миграции золота в ЧТ при низкотемпературных региональных метаморфических преобразованиях. Появление в минералообразующей системе свободного водорода приведёт к дополнительным нарушениям во взаимосвязях металлов с органическим углистым веществом и сульфидами. Атомарный водород – активный восстановитель металлов. В соединении с водородом образуются летучие соединения углерода, кремния, мышьяка, сурьмы, висмута, серы, селена, теллура и галогенидов. В золотосодержащих рудах в ЧТ обычны висмут, сурьма, мышьяк, медь и железо в самородном состоянии, хотя и в ничтожных содержаниях. Не перераспределено, как это было при метасерицитизации пород, а окислено углистое вещество и вынесено из руд в виде углекислоты и угарного газа. Это второй (после сульфатредукционного окисления при диагенезе осадков), но главный в гипогенных метапреобразованиях акт декарбонизации и десульфидизации рудовмещающих пород и ранее сформированных руд во всей истории рудопродуктивного минералообразования в ЧТ Центральных Кызылкумов (если «отвлечься» от кор выветривания и зон окисления в предмеловое и современное время).

О температурах (650±50 °С) при метакалишпатизации рудовмещающих пород на месторождении Мурунтау можно судить по ряду её признаков. «Образование калиевого полевого шпата в породах высокой ступени метаморфизма обусловлено главным образом неустойчивостью слюд к воздействию температуры и давления...» (Дир и др., 1966, т. 4, с. 99). Одним из «побочных» продуктов перерождения слюд в калиевый полевой шпат является гранат, присутствующий в калишпатизированных «полосатиках» Мурунтау. Роговиковый облик рудовмещающих пород, присутствие в них граната, актинолитизация редких прослоев и линз карбонатных пород были главными аргументами предположений о наличии гранитоидного массива на относительно небольших глубинах. В разрезе скважины МС-2 в интенсивно калишпатизированных и осветлённых метаалевролитах и сланцах наблюдались кристаллы сфена и ильменита. В хлорит-калишпат-кварцевых жилковато-гнездовых сегрегациях зернистого сложения обнаруживались относительно более крупные зёрна калиевого полевого шпата с микроклиновой решёткой и веретёнцами пертитовых обособлений альбита. По Ю.В.Нагайцеву (1976), появление калишпатсодержащих парагенезисов характерно метаморфизму при температуре 600-720 °С и давлении 3,8 кбар. Гипогенное «выгорание» химически инертного углистого вещества с явлениями осветления и карбонатизации пород не могло происходить при температуре ниже 600 °С. Только по достижению таких температур углерод способен использовать для окисления кислород воды. Но в таком случае обязательно должен появиться свободный водород, он и присутствует в составе газово-жидких включений в кварце этого периода метапреобразований.

Другое очень важное для рудогенеза следствие метакалишпатизации пород – их частичная или полная десульфидизация. (Пирит сам по себе устойчив до температуры 743 °С). Это один из факторов вовлечения золота в перераспределение. «Расчёты показали, что при температуре 700 °С в равновесии с полиминеральным агрегатом гранитоидов должны сосуществовать растворы (флюиды) с рН на 1-4 единицы выше рН нейтральной точки воды для данной температуры...» (Павлов, 1972). Щёлочность дополнительно может возрасти при опережающей миграции водорода. В соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1950, 1955, 1957) повышение общей щёлочности растворов понижает степень ионизации и

растворимость оснований, но именно в щёлочных обстановках облегчается образование и повышается устойчивость комплексных анионов амфотерных элементов (алюминий, вольфрам, мышьяк, молибден, золото). На Мурунтауском рудном поле коррозия метакристаллов пирита и арсенопирита ЧТ распространена в метаалевролитах и сланцах удалённых флангов (до 5 км от рудных тел). В «рассечении» и коррозии метакристаллов арсенопирита в пределах рудных тел участвуют не только калиевый полевой шпат, кварц, хлорит и карбонаты парагенезиса, но и шеелит, апатит, сфен.

Высокие температура и давление, высвобождение воды, кремнекислоты и активизация миграции калия и натрия в ходе метакалишпатизации пород обеспечивали условия для появления более значительных объёмов упоминавшихся выше гелеобразных растворов-расплавов, близких к выплавкам, если судить по структуре продуктов их раскристаллизации. Контакты криптозернистого калиевого полевого шпата с замещаемыми сланцами и метаалевролитами нередко резкие («магматические»). Преимущественно в подобных сегрегациях кварца, полевого шпата, хлорита распространены мелкое самородное золото и шеелит. Шеелит – постоянный компонент золоторудных образований с карбонатами, кварцем и калиевым полевым шпатом (месторождения Мурунтау, Турбай, Саутбай, Айтымтау, Северный Тамдытау, Зармитан, Кумтор и Северо-Енисейский, Ленский, Яно-Колымский золоторудные районы).

Выше, при обсуждении условий региональной и локальной метабиотитизации пород ЧТ, была показана обеспеченность соответствующих метапреобразований минеральными ресурсами самих пород. Наметились первые признаки дополнительного окисления железа, возможности появления активных переносчиков и осадителей золота (сероводород, диоксид серы, арсин, кислород, хлоркарбонилы). Реакции показывают вероятность вещественно автономного развития метакалишпатизации даже в сульфидсодержащих породах. Хлоридные и хлоркислородные комплексы золота – наиболее вероятные формы миграции благородного металла в высокотемпературных системах минерагенеза. Их образованию именно при метакалишпатизации благоприятствовала высокая активность кислорода, отразившаяся выгоранием углистого вещества и сульфидов. Диоксид серы – бесцветный «сернистый» газ – в промышленных масштабах получают по реакции окисления пирита:  $4\text{FeS}_2 + 11\text{O}_2 = 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + 8\text{SO}_2$  (Глинка, 1978, с. 385). Он хорошо растворяется в воде (до 40 объёмов в 1 объёме воды при 20 °С). По всей вероятности, это соединение и выносило серу сульфидов из главных рудных тел Мурунтау, где резко повышена роль самородного золота в минеральном балансе руд. Миграция присутствовавшего в породах и метавкрапленных сульфидных рудах золота в трещины ресурсно обеспечивала формирование жильно-прожилково-метасоматических новообразований с самородным золотом и шеелитом, со средним содержанием благородного металла несущественно более высоким, чем в рудах золотосульфидной формации месторождений Даугызтау, Амантайтау.

В метаморфогенно-метасоматических образованиях ЧТ не проявлены однозначно интерпретируемые признаки транзитных потоков гидротермальных растворов. Как же мобилизовался, транспортировался и концентрировался рудный материал? Вопрос ещё более сложен. Мобилизовался ли? Транспортировался ли? Концентрировался ли? Такое смещение акцентов в постановке вопроса об источниках рудообразующего вещества оправдано «равенством» содержания золота в промышленных рудах золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой, золотокварцевой рудных формаций, локализованных в одной и той же ЧТ, при всех известных структурно-текстурно-минералогических и геохимических различиях и контрастах в концентрациях золота в отдельных жилах и прожилках на рудных полях с проявлениями интрузивного (дайкового, в частности) магматизма или без них.

Нарастающий в термодинамических обстановках серицитового, биотитового и калишпатового метаперерождения рудовмещающих пород перевод воды и кремнекислоты из минералов с плотностью от 2 до 3 г/см<sup>3</sup> в жидкое (флюидное) состояние с

плотностью менее  $1 \text{ г/см}^3$  обеспечивал положительный объёмный эффект некоторых минерально-химических реакций метаморфизма. Они высвобождаются в пропорциях, характерных гелеобразным растворам (по свойствам – расплавам?). При калишпатизации хлорит-сланцевых смесей массы высвобождающихся воды и кремнекислоты соотносятся как 1 к 3,3 (отношения их объёмов около 0,8). Её давление в поровых пространствах пород может превысить литостатическую нагрузку, и она как «густая смазка» станет мигрировать к структурам с пониженными  $T$ - $P$  характеристиками, активно содействуя микротекстурной и минералогической перестройке всей среды своего продвижения (повторное рассланцевание, окварцевание). Облегчая в перенапряжённых тонкослоистых породах пластическое течение твёрдофазного вещества, высококонцентрированный гель-раствор-расплав способствует формированию плейчатых микроскладок, будинажу и рассланцеванию жил кварца и слоёв жёстких пород, кливажу ранее сформированных метакристаллов пирита и арсенопирита. На Мурунтауском и Коспактауском рудных полях широко распространены рассланцевание жил и прожилков кварца, сегрегации кварца, пирита, пирротина в замковые участки плейчатых микроскладок. Рассланцеванию подвергались жилы и прожилки кварца, в т. ч. и секущие напластование вмещающих пород.

Высококонцентрированные растворы-расплавы кремнекислоты особое значение имеют в экстракции и перераспределении золота, поскольку в условиях окислительной деструкции углистого вещества, пирита, арсенопирита и пирротина они насыщаются  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{S}$ ,  $\text{As}$ . При высокой температуре растворимость золота в воде многократно повышается в присутствии сероводорода, тиосульфитных, сульфитных и сернисто-арсенидных комплексов (Вилор, 2000). К этому же ведет наличие в воде окислителей (Henly, 1973; Баранова и др., 1983), роль которых мог играть гидроксил. Заметим, кстати, что замещение гидроксилсодержащих минералов (серицит, биотит, хлорит) безводным полевым шпатом противоречит распространённому мнению о гидротермальной природе метакалишпатизации рудовмещающих пород Мурунтау. В блоках слабо нарушенных пород миграция воды и растворённых в ней компонентов в межзерновых пространствах будет затруднена до тех пор, пока основное количество кремнекислоты снова не выкристаллизуется, залечивая кварцем мелкие поры и микротрещины пород. Отсутствие дальней миграции вещества, на наш взгляд, единственно возможное объяснение «равенства» содержания золота в рудах разных формаций, резко отличающихся по  $T$ - $P$ -параметрам формирования и условиям локализации минеральных новообразований в ЧТ.

Существенно отличается развитие процесса в зонах повышенной дислоцированности, куда направляется поток раствора-флюида за счёт резкого падения статического давления подвижных фаз. Разгрузка растворённого вещества из растворов нарастает уже на подходе к тектоническим структурам по мере падения давления и температуры. В трещинах формируются минеральные новообразования наиболее подвижных компонентов (кремне- и углекислота, сера и мышьяк, золото и вольфрам). Значительная часть их была сброшена растворами ещё на подходе к трещинам в соответствии с принципом дифференциальной подвижности химических элементов. Внутренние (околожилные) зоны метасоматических колонок обогащаются кремнекислотой, внешние – глинозёмом. Такое строение метасоматических колонок противоречит развитию процесса из трещины в породу.

Важной для понимания рудогенеза особенностью минералообразования в додевонское время на Мурунтауском и Коспактауском рудных полях является более высокотемпературное происхождение метасоматитов, чем локализованных в них жил. В метаморфогенном минералообразовании метасоматиты являются производными кульминационной по  $T$  и  $P$  стадии метаморфизма, когда облегчён локальный метасоматоз (Добрецов, 1974), но напряжения ещё не превысили предела прочности метаморфизируемых пород. Когда предел прочности пород превышен, формируются зоны

рассланцевания, повышенной пликативной и дизъюнктивной дислоцированности с образованием трещин и полостей, секущих и конформных с напластованием, возникновением жильных проявлений подвижных компонентов метаморфизируемых пород (кремнекислота, сульфиды, карбонаты). Испарение раствора и последующий прогрев жил кварца до температуры окружающей среды объясняют отсутствие ясно выраженных аномалий в низкой декрептоактивности кварца метаморфогенных жил в интервале температур от 150 до 600 °С.

В концентрировании (металлоносных) подвижных продуктов минерально-химических реакций прогрессирующего метаморфизма в трещинах большое значение имеет испарение из них воды при понижении давления в зависимости от степени «открытости» (проницаемости) порово-трещинных систем. Это означает, что объёмное соотношение жидкости и газа (пара) в выполняющих их минералах будет не постоянным. В крупных «открытых» синметаморфических трещинах (и полостях отслоения) жильное выполнение формируется при активном испарении растворителя плёночным «налипанием» вещества на стенки. Поэтому, очевидно, в крупных крутопадающих жилах кварца исключительно редко наблюдаются обломки вмещающих пород, как и друзовидное строение. Выполнение закрывающихся межзерновых пустот (в кварце) окажется то жидким, то жидко-газовым (пар и его конденсат), то газовым в зависимости от степени заполнения полости раствором и/или равновесным с ним флюидом.

Особо изменчивыми соотношения жидкости и газов окажутся во включениях в минералах жил, сформированных в системе относительно легко проницаемых трещин при установлении границы термодинамического равновесия раствора (воды) и газа (пара). Ниже этой границы включения в минерале будут преимущественно жидкими, выше – преимущественно газовыми или газовой-жидкими. Понятно, что жидкие и газовые включения в кварце, образованном в подобной обстановке, взорвутся при нагревании минерала при существенно отличающихся температурах. Непостоянство объёмного соотношения жидкости и пара во включениях обусловило полную непригодность кривых декрептоактивности кварца метаморфогенных жил к суждению о температуре минералообразования на Мурунтауском рудном поле. В.Ф.Барабанов (1977, с. 142-143) записал, что и «...метод гомогенизации газовой-жидких включений, особенно с небольшими степенями заполнения, не даёт ни «истинных» температур минералообразования, ни тем более представления о фазовом агрегатном характере минералообразующих растворов».

В анализе условий возникновения рудообразующих минеральных комплексов на месторождениях в ЧТ существенную помощь могут оказать минерально-химические реакции твёрдофазных метапреобразований пород и руд в резко неодинаковых условиях регионального и контактового динамотермального метаморфизма, естественно, при участии плёночно-поровой воды. Уравнения таких реакций использованы при объяснении генезиса многих минералов метаморфических и магматических пород (Дир и др., 1966; Менерт, 1971; Винклер, 1979; Мейсон, 1981). Особо популярны они в анализе результатов лабораторных работ по имитации условий образования силикатных и алюмосиликатных расплавов и их кристаллизации.

Поэтому в табл. 6 вновь приведен расширенный перечень минерально-химических реакций, несмотря на их публикации в работах 2008-2016 гг. Они показывают прогрессирующее обезвоживание исходных осадков ЧТ с нарастанием температуры их метапреобразований от диагенеза до формирования минеральных парагенезисов гиперстенной фации с параллельным высвобождением кремнекислоты из силикатов и алюмосиликатов в подвижное состояние и формированием новообразований кварца.

Не следует сами реакции понимать в их буквальном выражении, они отражают лишь суммарный эффект метаперерождения горных пород. Альбитизация пород зачастую отражает лишь предпочтительное замещение альбитом анортитового минерала в обломочных плагиоклазах метапесчаников и метаалевролитов, кристаллов более

основных плагиоклазов в гранодиоритах, диоритах, габброидах. Без изменения их формы и размеров это явление часто наблюдается в серицитизированных и карбонатизированных пирокластических производных магм кислого и основного состава, широко распространено в интрузивных и эффузивных порфиритах. Не случайно наиболее интенсивно прожилковая и мелкогнездовая альбитизация во взаимосвязи с карбонатизацией развивается в плагиоклазовых и плагиоклазосодержащих метаалевролитах и метапесчаниках (Амантайтау), в базальтах и граувакках (Писталитау, Дарбазатау, Егербелитау).

Минерально-химические реакции помогают осознать, что ни один из описываемых ими процессов не осуществляется вполне самостоятельно, независимо от других, что большинство из них является «дочерними» или сопровождаются ими. Серицитизация происходит с перекристаллизацией осадочно-диагенетических сульфидов, карбонатов, их очисткой от элементов-примесей и частичным перераспределением последних. Метабиотитизации сопутствуют частичное или полное исчезновение мусковита, изменения в составе сосуществующих хлоритов и пирротинизация пирита и арсенопирита. Метакалишпатизация рудовмещающих пород на Мурунтауском рудном поле сопровождается осветлением пород в результате термохимической деструкции («выгорание») углистого вещества и сульфидов, полиминеральным порфиروبластезом титановых минералов. Над блоками метакалишпатизации наблюдались слои интенсивно карбонатизированных плагиоклазовых метаалевролитов и песчаников.

Приставка «мета» к терминам структурно-текстурных и минерально-химических преобразований пород и руд автором употребляется для характеристики изменений, осуществляющихся за счёт вещества самих пород. Отсюда и понимание термина «метаморфогенно-метасоматическое минерало- и рудообразование» в неразрывном единстве мнимой противоположности процессов метаморфизма и метасоматоза (Проценко, 2010, с. 162). Неоднократно уже отмечалось, что на многих золоторудных полях Западного Узбекистана выявлены факты золотоносности и безрудности однотипных метасоматитов и жил кварца. Такой результат нелогичен для гипотез эндогенного метасоматического минерогенеза с подачей металла аллогенными по отношению к рудолокализирующей среде растворами из внешних источников. И этот же феномен легко объясним моделями метаморфогенно-метасоматического развития процессов экстракции, миграции и концентрирования рудообразующих химических элементов с потоками ими же генерируемых растворов из метапреобразуемых пород в структуры брекчирования и рассланцевания. Более низкие содержания золота в жилах кварца, чем в рассеаемых ими породах с метавкрапленностью пирита и арсенопирита, документированы в рудных сечениях на месторождениях Даугызтау, Амантайтау, Сарыбатыр, Кокпатас, Мурунтау.

Анализ метаморфогенно-метасоматических преобразований пород ЧТ на основе минерально-химических реакций показывает, что в их рудогенезе одинаково важное информационное значение имеют образование минералов определённых элементов в новых формах и количествах (окварцевание, серицитизация, калишпатизация, карбонатизация, сульфидизация) и предшествующая (сопутствующая) деструкция существовавших ранее минералов и минеральных ассоциаций. На месторождениях золота в Центральных Кызылкумах основное значение в возникновении рудных концентраций определённых минеральных типов имели преобразования типа: мышьяковистый пирит → пирит + арсенопирит; калиевый полевой шпат + анортитовый компонент плагиоклазов + вода → серицит + кварц; пирит, арсенопирит → пирротин + сера + мышьяк; серицит (биотит) + хлорит → калиевый полевой шпат + кварц + вода; углистое вещество + кислород (гидроксил) → CO<sub>2</sub> (в условиях избытка углерода – CO); сульфиды + вода + кислород (гидроксил) → H<sub>2</sub>S + тиосульфидные, тиосульфатные и политионатные комплексы. Все подобные реакции изменяли форму присутствия золота в породах, переводили его в подвижное состояние или в твёрдую фазу в самородной форме,

способствовали возникновению рудных концентратов в одних физико-химических обстановках или их разрушению в других. Реакции помогают понять, почему ничем не отличимые по внешним признакам и даже по наличию минеральных новообразований главных петрогенных компонентов метасоматиты в разных блоках и структурах одного и того же рудного поля могут резко отличаться по содержанию полезных компонентов. Они показывают, что окварцевание пород может происходить при серицитизации полевых шпатов и без привноса кремнекислоты со стороны (см. реакции 2 – 7 в табл. 6). В таком случае золотоносность кварцевых метасоматитов будет полностью определяться наличием или отсутствием золота в субстрате. Даже актинолитизация (с карбонатизацией) пироксенитов приведёт к появлению значительных количеств кварца (см. реакцию 12 в табл. 6). Подобные «метасоматиты» развиты в амфиболитизированных пироксенитах месторождения Колар.

Записанные кристаллохимическими формулами минерально-химические реакции метапреобразований с предельной чёткостью показывают, что всё необходимое для осуществления многих из них имеется в изменяемых породах и рудах, что в большинстве случаев нет необходимости во внешних источниках воды и углекислоты. Этому обстоятельству в термодинамически прогрессирующем развитии метаморфизма (вплоть до анатексиса и гранитизации) осадочных пород особое внимание уделено К.Р. Менертом (1971), Г. Винклером (1979). Ими же обращено внимание на очень важную особенность в развитии твёрдофазных минерально-химических преобразований пород в глубинах литосферы (при высоких давлениях): их субравновесность при ограниченных возможностях миграции газов и жидкостей. Поведение сульфидов в охарактеризованной выше последовательной серии метаморфогенных преобразований рудолокализирующих пород ЧТ Западного Узбекистана – лучший тому пример.

Приведённые в табл. 6 минерально-химические реакции «описывают» метапреобразования в условиях гипергенеза, диагенеза, пропилитизации, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций регионального и контактового метаморфизма преимущественно алюмосиликатных терригенных и вулканогенных пород, содержащих углистое вещество. В большинстве реакций углистое вещество будто бы и не задействовано. Но в силу своей высокой активности в сорбции-десорбции тяжёлых металлов, генерации важнейших их «переносчиков и осадителей» (углекислый и угарный газы) оно значительно влияет на все окислительно-восстановительные процессы, регулируя, в первую очередь,  $eH$  минерагенической среды. Г. Винклером (1979) пристальное внимание уделено гипогенным минерально-химическим метаморфозам карбонатных, кремнисто-карбонатных, мергелистых пород, граувакк, пелитов, магматических пород основного и ультраосновного состава, поведению отдельных минералов и их ассоциаций в условиях метаморфизма всех ступеней, от появления цеолитов до формирования гранулитов, от пропилитизации до анатексиса и образования мигматитов. Особого внимания, по его мнению, заслуживают реакции, показывающие вероятность формирования новых минеральных образований на основе уже имевшегося в породе вещества. Многие из них могут «пойти и вспять» при соответствующем изменении интенсивных параметров в минерагенической системе (если в ней сохранились выделившиеся вода и газы), поскольку не требуют привлечения вещества извне.

Метаморфогенно-метасоматические преобразования ведут к существенному изменению твёрдофазного объёма пород и, как теперь представляется, являются важным фактором возникновения напряжений в коре океанического и континентального типов. Как в океанической, так и в континентальной коре максимальным приростом объёма твёрдых фаз характеризуются преобразования с поглощением воды и углекислоты (см. реакции 1, 15, 23, 26 - 29 в табл. 6). И это представляется не менее могущественным фактором тектонического преобразования литосферы океанов, континентов и отдельных регионов, чем предполагаемые конвекционные перетоки веществ в астеносфере, верхней мантии и ядре планеты Земля.

Само по себе повышение температуры приведёт к повышению напряжений и дополнительным мелкоскладчатым деформациям из-за неоднородности толщи. Перевод углистого вещества из твёрдого состояния в уголекислоту (жидкую или газообразную) увеличит давление в порово-трещинном пространстве, и оно может превысить литостатическую нагрузку на раствор-флюид. При снятии с таких перенапряжённых блоков внешнего давления тектоническими трещинами породы около них растрескиваются и дробятся. Брекчиевидные текстуры калишпатизированных пород в главных рудных залежах Мурунтау господствуют. Их облик определён тонкой слоистостью пород разной прочности. Необходимо, в связи с этим, вносить некоторые коррективы в интерпретацию повышенной дислоцированности пород в рудных телах и приуроченности месторождений к разрывным нарушениям. Объём сланцев при метакалишпатизации мог возрасти на 2,2 - 7,2% даже без учёта объёмов выделяющейся воды. Горизонтальная мощность второй рудной залежи Мурунтау (мощность на верхних горизонтах карьера 250 м) при 30% проработке её пород могла увеличиться на 2-4 м. Более значительное приращение объёма твёрдых фаз происходило при карбонатизации метаалевролитов и сланцев. Пирротинизация приводила к почти удвоению объёма, занимавшегося пиритом. С учётом воды и уголекислоты объёмные эффекты метапреобразований оказываются ещё более значимыми. С другой стороны, образование гранатов и роговых обманок в условиях амфиболитовой фации сопровождается уменьшением объёма пород и, следовательно, повышением их пористости и трещиноватости. На 40% снижается объём «сухих» кремнисто-карбонатных пород при их пироксеновом скарнировании с оттоком уголекислого газа (см. реакции 37-41 в табл. 6). Метаморфизм пород, как видим, мог быть одной из причин повышения внутренней дислоцированности крупных рудных залежей, как и тектонической перестройки всего месторождения и рудного поля. Это вновь возвращает к «решению» всегда злободневных вопросов генетических соотношений рудных залежей и месторождений с глубоко проникающими в земную кору разломами и складчатыми нарушениями (на месторождении Колар более 10 км), полого наклонными и субгоризонтальными шарьяжными структурами надвигов и поддвигов с проявлениями милонитизации.

Вещественные и морфоструктурные характеристики крупнейших рудных скоплений золота и вольфрама в Западном Узбекистане определены, как теперь представляется, седиментогенным накоплением этих металлов в обогащённых биосферическим углистым веществом осадках позднепротерозой-раннепалеозойского времени и особенностями их метапреобразования в породы ЧТ современного состояния. Чем интенсивнее метаморфизм (выше  $T$  и  $P$ ), тем существеннее роль высокотемпературных минеральных комплексов в рудобалансе конкретных объектов, тем больше в них самородного золота, тем выше его пробность, тем разительнее отличаются рудоформирующие парагенезисы от породообразующих по набору минералов и геохимическим характеристикам. На месторождениях золотосульфидной формации изменения рудовмещающих пород характеризуются сохранением углистого вещества и сульфидов, появлением метабластических новообразований минералов, распространённых в самих породах. В рудах месторождений золотокварцевой рудной формации широко проявлены новые минералы, интенсивная декарбонизация и десульфидизация пород.

На решающую роль осадочных толщ в рудной специализации отдельных провинций одним из первых указал А.Н.Тугаринов (1963, с. 156). С наличием определённых металлов в составе осадочных пород С.Т.Бадалов (1966) увязывает золотоносность кварцевых жил в Западном Узбекистане и положение гипогенных месторождений свинца, цинка, меди в Чаткало-Кураминской структурно-формационной зоне Восточного Узбекистана. Аналогично мнение В.Г.Гарьковца (1969-1986) о значении сингенетичных накоплений золота и других элементов в ЧТ в рудной минерагии Южно-Тяньшаньской провинции. В подтверждение правомерности таких обобщений добавим, что нет на Земле более мощных дифференциаторов минерального вещества, чем выветривание, дезинтеграция, транспортировка и осадконакопление (в целом – осадочный

процесс). В мелководных бассейнах аридных зон осуществляется формирование линз и пластов галита и сильвина. В диагенезе осадков возникают колчеданные, железомарганцевые, фосфатные, карбонатные, кремнистые конкреции и конкреционные слои с содержаниями полезного компонента до многих десятков процентов. Даже перемыв морских осадков донными течениями приводит к формированию шлиховых линз пирита. Некоторые седиментогенные образования на месторождениях Центральных Кызылкумов (в частности, колчеданы Амантайтау) содержат до десятков г/т золота. На огромных площадях в Чёрном море современные осадки в скором времени могут приобрести значение руд вольфрама.

Вновь обратим внимание на постоянство содержания золота в промышленных рудах месторождений золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой, золотокварцевой рудных формаций. Колебание концентрации золота в них на месторождениях Центральных Кызылкумов ограничены рамками  $\pm 2$  г/т. Появляющиеся в каждой рудной формации сегрегационные обособления соответствующих минеральных ассоциаций и комплексов отличаются повышенными содержаниями золота (иногда до 200-300 г/т). Некоторые из них оказались линзами глубоко переработанных седиментогенных образований. Примером являются золото-колчеданные «жилы» месторождения Амантайтау. В современном состоянии его колчеданные «жилы» представлены пиритовым катаклазитом, сцементированным кварцем, альбитом, серицитом. На месторождении распространены признаки расщепления альбит-кварц-хлорит-серицитовых псевдоморфоз по кристаллам пирита, как и колчеданных макроконкреций. При разведочных работах установлена отрицательная корреляция содержания золота с кварцем и альбитом в ряде рудных тел.

В общей характеристике тонкодисперсного самородного золота в рудах месторождения Карлин Д.М.Хаусен и П.Ф.Керр (1973) отметили ряд особенностей концентрации благородного металла, несомненно, указывающих на седиментогенное накопление его ресурса.

Последовательная смена (во времени) низкотемпературных (седиментогенных) минеральных парагенезисов более высокотемпературными прослежена на всех золоторудных полях в ЧТ Центральных Кызылкумов. Диагенетические сульфиды перерождаются в метавкрапленные при серицитизации пород. Те и другие замещаются пиротином при биотитизации, а при метакалишпатизации разрушаются все сульфиды (в т. ч. пирротин) и углистое вещество. На этом же пути изменяются технологические свойства руд. Упорные низкотемпературные вкрапленные углисто-золотосульфидные руды преобразуются на Мурунтауском рудном поле в легко перерабатываемые убогосульфидные или бессульфидные с решающей ролью в рудобалансе (шеелит)-хлорит-золото-калишпат-кварцевых метасоматитов и жил.

Наиболее высокая температура характерна для минералообразования в зонах амфиболитовой фации регионального метаморфизма или прямого воздействия на осадочно-метаморфические породы интрузий гранитоидов. Об этом свидетельствуют парагенезисы плагиоклазов, пироксенов, гранатов, амфиболов, биотита с шеелитом в кварцитовых, скарноидных, роговиковых, скарновых месторождениях вольфрама, характеризующихся в качестве важнейших собственно вольфрамово-рудных объектов большинством исследователей (Бабаев, 1959; Кучукова и др., 1968, 1977; Хамрабаев, 1972; Денисенко, Рундквист, 1977; Отрощенко, 1977; Факторы формирования..., 1984).

Присутствие шеелита в хлорит-кварц-калишпатовых сегрегациях стало новым явлением гипогенного минерогенеза в ЧТ, указывающим на подвижность вольфрама при метакалишпатизации их пород. Роль растворимых вольфраматов щелочных металлов в переносе вольфрама экспериментально показана О.В.Брызгалиным (1960). Обобщая фактологию распределения вольфрама на месторождениях и поведения его комплексов в гидротермальных обстановках он (1976, с. 24-32), пришёл к важным выводам для понимания минерогенеза этого элемента в ЧТ Средней Азии. «Характерная

связь вольфрамового (шеелитового) оруденения с процессами альбитизации (деанортитизации) плагиоклазов... позволила предположить, а затем и подтвердить экспериментально... образование шеелита... обменным взаимодействием между  $\text{Na}^+$  рудоносных (вольфрамоносных) растворов и  $\text{Ca}^{2+}$  плагиоклазов». Если это так, то нет необходимости в присутствии карбонатных пород для формирования шеелитоносных скарнов и скарноидов, достаточно кальция в обломочных плагиоклазах граувакк.

По условиям формирования (локализации) и строению рудных тел к рудным образованиям Мурунтау наиболее близки шеелит-сульфидно-скарноидные и шеелит-сульфидно-кварцитовые стратиформные (Денисенко, Рундквист, 1977) объекты. Подобная минерализация развита на месторождениях Койташ, Сарытау, Турбай, Чолчаратау и на ряде объектов в Каратюбинском вольфрамово-рудном районе. Общим для них является приуроченность проявления шеелита к толщам и пачкам переслаивающихся карбонатных, терригенных и кремнистых пород, более богатых вольфрамом, чем гранитоиды. Развитию скарноидно-роговиковых шеелитсодержащих парагенезисов на таких объектах предшествует пирротинизация пирита и арсенопирита. Чётко это проявлено на месторождении Саутбай около крупной дайки диоритовых порфириров и в приконтактных с гранитами зонах, где в результате деструкции золотосодержащих пирита и арсенопирита спорадически появляется самородное золото (Проценко, 2012, с. 150).

Шеелит обычно выявляется только в составе наиболее высокотемпературных парагенезисов. На месторождении Саутбай это отражено максимальными концентрациями шеелита (вольфрама) и висмутина (висмута) в скарнированных (пироксенизированных) и окварцованных известняках и доломитах вблизи с рассекающими их гранодиоритами и на удалении от них. Проанализировано (Проценко, 2019) 150 образцов керна по скв. СВ-1, СВ-2, СВ-3 и СВ-4. Минимальными содержаниями вольфрама и шеелита отличаются образцы гранодиоритов и гранитов. Из 20-и образцов с содержанием вольфрама более 0,1% пироксеновым скарном оказались 10, скарнированным и окварцованным доломитом – 8, и 2 представляли окварцованный и скарнированный битуминозный известняк: Только в единичных пробах коричневатого-розового граната представлял основу скарна, в других он присутствовал единичными зёрнами.

Пересечение шеелитоносных роговиков и скарнов жилами аплитов, аплитовидных гранитов и пегматитов (Отрощенко и др., 1974, 1977, 1983) подтверждает формирование повышенных концентраций вольфрама в осадочно-метаморфических породах ещё до внедрения контактирующих с ними интрузий. Особое значение для понимания динамики становления месторождений вольфрама имеют особенности размещения шеелитсодержащей минерализации на Сарытауском рудном поле в горах Букантау. Здесь, как и на месторождениях Койташ, Лянгар, Первомайское, Каратюбе (Факторы формирования..., 1984), намечаются два этапа становления шеелитсодержащей минерализации: синмагматический с формированием скарнов, скарноидов и роговиков и постмагматический с развитием полевошпат-кварцевых и флюорит-полевошпат-кварцевых жил и прожилков с шеелитом непосредственно в гранитоидах. Последние пересекают пирротинсодержащие роговики и скарноиды и сопровождаются в них оторочками калишпатизации. Роговики и скарноиды шеелитоносны на Сарытауском, Турбайском и Саутбайском месторождениях только при развитии по карбонатно-кремнисто-терригенным отложениям нижнекопатаасской подсвиты.

Фациальные ряды контактового и регионального метаморфизма различны. В этом сказывается неодинаковое влияние на метаморфизм температуры и давления в каждой из геологических обстановок. При описании коллекций прозрачных шлифов метаморфических пород полезно помнить, что последовательное нарастание интенсивности метаморфизма в их составе отражается появлением следующих индекс-минералов: хлорит → биотит → альмандин → ставролит → кианит → силлиманит (Елисеев, 1963, с. 302).

На примере рудолокализирующих пород и руд Мурунтауского рудного поля были прослежены условия формирования рудных концентраций золота разных формаций в термодинамических условиях седиментогенеза, диагенеза, зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма. Появление шеелита (вместе с высокопробным самородным золотом) в метакалишпатизированных породах показывает вероятность развития здесь процессов регионального метаморфизма, характерных явно более высокотемпературной гиперстеновой фации.

На ход реакций преобразования гидроксилсодержащих минералов в безводные при высоких температурах, среднем и высоком давлении особое влияние оказывает низкое давление воды ( $p_{H_2O} \ll p_{общ}$ ), когда роговая обманка или биотит полностью или частично превращаются в пироксен или гранат. Самая низкая температура, при которой ромбические амфиболы (антофиллит, жедрит) в присутствии кварца переходит в ромбический пироксен, равна 700 °С при общем давлении 1 кб.

Лучшей границей между обычным метаморфизмом высокой ступени (альмандин-амфиболитовая фация высокой ступени) и метаморфизмом гранулитовой фации является изограда появления гиперстена независимо от типа породы и характера реакций. Образование гранулитов, содержащих роговую обманку или без неё, определяется не разницей температур при условии одинакового давления, а метаморфизмом пород, содержащих различное количество первичной воды в пределах закрытых систем.

«Условие  $p_{H_2O} \ll p_s$  может быть соблюдено при разбавлении флюидной фазы  $CO_2$ . Торе (1971) нашёл, что флюидные включения в кварце из пород альмандиновой зоны высокой ступени состоят главным образом из воды, в то время как в гранулитовой зоне высокой ступени (т. е. в гиперстеновой зоне) преобладающей разновидностью газа является  $CO_2$ . Это неожиданное открытие ставит новую проблему: откуда берется  $CO_2$  во флюидной фазе в разнообразных породах, метаморфизованных до гранулитов, в том случае, когда в первоначальном комплексе отсутствовали карбонатные породы?» (Винклер, 1979, с. 259-261).

Ответ на этот вопрос, конечно, уже содержится в приводимых Г.Винклером минерально-химических реакциях, осуществляющихся в условиях гиперстеновой фации метаморфизма. «Чрезвычайная подвижность углекислого газа (особенно при отсутствии воды), безусловно, может объяснить ситуации высоких концентраций её во включениях флюидов в высокотемпературных метаморфитах... Существует чёткая зависимость фаций регионального метаморфизма не только от давления и температуры, но и от исходного состава, структуры и текстуры породы... Установлено, что при этом происходит значительное выделение углекислоты, которое получило название «углекислое дыхание...» (Сидоренко, 1975, с. 11-15).

«Изограды метаморфизма» терригенно- и вулканогенно-осадочных, интрузивно-магматических пород позволяют ориентироваться в вероятных «генеральных» направлениях миграции подвижных продуктов минерально-химических преобразований, нередко ведущих к формированию (или переформированию) рудных скоплений (чёрных, цветных и благородных металлов, в частности). В полевых условиях «изограду можно определить по первому появлению нового минерала при повышении степени метаморфизма... Его не обязательно видеть на всех горизонтах стратиграфического подразделения, он виден лишь в породах определённого состава... Изограду можно связать также и с исчезновением минерала, который устойчив на низкой ступени метаморфизма и неустойчив на высокой... В некоторых случаях изограды проведены после изучения под петрографическим микроскопом или с помощью рентгеновской аппаратуры минеральных ассоциаций сотен тщательно привязанных к местности образцов. Читатель может себе представить, какая это трудоёмкая задача» (Мейсон, 1981, с. 128-131).

Опыт описания прозрачных (и полированных) шлифов домезозойских пород и руд разных регионов Узбекистана позволяет автору этих строк высказать некоторые за-

мечания к минералогической индексации фаций регионального и контактового динамотермального метаморфизма. Если внимательно прочитать описания минералов группы эпидота (Дир и др., 1965, т. 1, с. 214-254), станет ясно, что эпидот характерен всем фациям метаморфизма, начиная от пропилитизации вулканокластических пород, андезитов, базальтов и их миндалекаменных разностей (в особенности) до гранулитов. Миндалины в базальтах и андезитах выполняются кальцитом, опалом, хлоритами и нередко эпидотом с клиноцоизитом. Эти новообразования явно низкотемпературные. В туфах их проявления приобретают метасоматический облик. При метаизменениях интрузивных пород основного и кислого состава роговая обманка чаще всего замещается хлоритом, эпидотом с почти обязательным появлением новообразований кварца без привноса кремнекислоты. Роговая обманка содержит SiO<sub>2</sub> на уровне 50%, тогда как в эпидоте его не более 40%. В этих же породах эпидотом нередко псевдоморфно замещаются плагиоклазы. В андезине SiO<sub>2</sub> около 60%. Неравновесность эпидота и роговой обманки неоднократно отмечена Р.Мейсоном (1981); эта работа заслуживает самого пристального внимания, благодаря наличию конкретных примеров изменения состава минеральных ассоциаций, индексирующих метаморфизм в зависимости от изменений термодинамических параметров процесса с учётом состава исходных пород. Поэтому эпидот на следует употреблять в названии амфиболитовой фации регионального метаморфизма. С другой стороны, метапроизводные хлорит-биотитовой субфации зелёных сланцев часто ясно показывают их формирование после метасерицитизации осадочных пород в резко изменившихся условиях развития регионального динамотермального метаморфизма (повторное рассланцевание, брекчирование, цементация микробрекчий микрожилковатыми выделениями кварца с биотитом, возникновение и рост метабластов биотита в трещинах кливажа повторного рассланцевания). Этих признаков достаточно, чтобы субфации зелёных сланцев (хлорит-серицитовую и хлорит-биотитовую) считать самостоятельным фациями регионального динамотермального метаморфизма, в которых совершенно различно ведут себя сульфиды, карбонаты и некоторые алюмосиликаты.

К сожалению, в названиях фаций и в составе их минеральных ассоциаций не упоминаются рудоформирующие минералы. Это – одно из негативных последствий (совершенно необоснованного) утверждения об изохимизме регионального метаморфизма, более или менее объективного лишь в отношении мощных толщ, но не соседствующих в них слоёв и метаморфических фаций. В соответствии с общей практикой диагностики, минералы с содержаниями менее 5% в названия пород не вводятся. Но уже при зеленосланцевых метапреобразованиях широко осуществляется субравновесная перекристаллизация осадочно-диагенетических сульфидов с появлением в рудах месторождений Даугызтау, Сарыбатыр, Колчиктау, Амантайтау полизональных метакристаллов пирита. В условиях хлорит-биотитовой субфации пирит и арсенопирит замещаются пирротинном. Присутствие кварца совместно с кордиеритом в породах гранулитовой фации скорее всего объясняется реликтовым его характером, если справедливо утверждение (Дир и др., 1965, т. 3, с. 328), что в термальном метаморфизованных глинистых породах материалом для образования кордиерита служит главным образом хлорит:



Хлорит

Кордиерит

Ромб. пироксен

Во многих работах, «освещающих» условия формирования рудных концентраций разных металлов, просто игнорируется перевод в подвижное состояние воды, углекислоты, щёлочных, чёрных, цветных и благородных металлов в условиях прогрессирующего динамотермального метаморфизма рудолокализирующих пород. В качестве примера приведём конспективный «диагноз» генезиса уникального по многим показателям золоторудного месторождения Колар в коллективной монографии «Золоторудное поле Колар (Индия)». Это представляется принципиально интересным. Её

авторы вполне осознают сложности в расшифровке истории формирования золоторудных концентраций.

«...Основными геоструктурами Южноиндийского щита являются кратон Карнатака (который чаще называется Дарварским) и располагающаяся южнее область гранулитов. Дарварские породы и гнейсы Пенинсула – наиболее известные образования Южноиндийского щита» (с. 26-27). Амфиболиты золоторудного поля Хатти обогащены золотом (от 0,056 до 0,2 г/т в 4-х образцах)

Зеленокаменный пояс Колар общей протяжённостью с севера на юг около 80 км при максимальной ширине 4-6 км слагают metabазальты и метагаббро, кремнистые и графитистые сланцы, железисто-кремнистые породы, метавулканы кислого состава. В производных амфиболитовой фации – амфиболиты, гнейсы Чемпион, железистые кварциты и золотоносные вулканы. Железистые кварциты переслаиваются с гранатовыми и сульфидоносными сланцами, сланцеватыми metabазальтами, метапироксенитами и метагаббро. Метапироксениты прослеживаются вместе с волокнистыми амфиболитами в контакте с графитистыми сланцами.

В разрезах пород Коларской группы особое внимание привлекают гнейсы Чемпион, локализирующие абсолютное (по запасам золота) большинство жильных и линзоватых рудных тел золотокварцевого, золотосульфидно-кварцевого и золотосульфидного типов. Гнейсы тесно переслаиваются с амфиболитами (золотоносными вулканидами, по данным ранних исследователей), «автокластическими» полимиктовыми конгломератами, железистыми кварцитами, полевошпат-мусковитовыми и кварц-мусковитовыми сланцами...». Судя по приведённым в этой работе иллюстрациям, «автокластические конгломераты» являются продуктами линзоватого будинажа слоистых вулканогенно-осадочных образований в условиях пластического твёрдофазного течения. Об этом несколько раз упомянуто и в оригинале.

В приведённом перечне минеральных «парагенезисов» ясно проявлено сочетание в зеленокаменном поясе Колар продуктов метаморфизма зеленосланцевой, амфиболитовой, гиперстенной, гранулитовой фаций. Среди гнейсов выделяются многофазные мигматиты, по выплавкам соответствующие ряду тоналит-гранодиорит.

На стр. 185 «цитируемой» работы приведены обобщённые характеристики золоторудного поля Колар, среди которых особого внимания достойны: околорудные изменения пород (биотитизация, окварцевание, амфиболитизация), возраст оруденения (2,4-2,6 млрд лет), глубина формирования оруденения (5-7 км), вертикальный диапазон распространения оруденения (4 км).

В схеме последовательности выделения минералов в рудах Колар (Там же, с. 147), явно подчинённой гипотезе стадийного-пульсационного минералообразования с подкачкой растворов и рудообразующих компонентов из глубинных магматических очагов, упомянута биотитизация амфиболитов как предрудное изменение вмещающих пород. Замещение роговой обманки и актинолита биотитом непременно приведет к весьма значимому переводу SiO<sub>2</sub> в подвижную фазу (в амфиболах, в среднем – не ниже 45%, в биотитах, в среднем – не выше 37; Дир и др., 1965, т. 2 и 1966, т. 3). Переносу таких количеств кремнезёма из глубинных магматических очагов просто не хватило бы воды. Отмечена необычная зональность в размещении рудных элементов: шеелит и халькопирит встречаются главным образом в верхних частях золотоносных зон, а ореолы меди и вольфрама более представительны в низах этих зон (Там же, с. 158-157).

Приведённые в «цитируемой» работе материалы по изотопии свинца не дали её авторам возможность конкретизировать мнение об источниках рудообразующих веществ. Но в Заключении утверждается: «По совокупности структурных и минералогеохимических данных золоторудные тела рудного поля Колар следует относить к гидротермальным, плутоногенным..., связанным с фазовым развитием нижнекорового магматического источника, сообщавшегося с мантийными очагами в период тектономагматической протоактивизации кратона» (с. 223 и 224).

Рудное поле Колар в связи с широким проявлением гнейсов и мигматитов в его строении и окружении побуждают «прояснить» условия перехода твердофазных метапреобразований пород разного типа в высокотемпературных фациях регионального и локального динамотермального метаморфизма (амфиболитовой, гиперстеновой и гранулитовой) к «ультраметаморфизму» с проявлениями анатектических расплавов и формированием мигматитов.

Наиболее вероятная температура образования пегматоидных мобилизатов в мигматитах колеблется от 650 до 720 °С при давлении  $H_2O$  2-4 кб. Анатектические выплавки вполне могут появляться при таком предварительном прогреве алюмосиликатных осадочно-метаморфических пород, если из их толщ не сможет удаляться вода. К.Менерт (1971) неоднократно подчеркнул, что начало плавления осадочных и метаморфических пород в очень сильной степени зависит от их состава. Аркозы или другие богатые полевым шпатом псаммиты (граувакки) обнаруживают первые следы плавления уже при температуре 685 °С и давлении  $H_2O$  2 кб. Даже в случае высоких стадий метаморфизма при образовании биотитовых гнейсов из граувак температура начала плавления не превышает 670-685 °С (Винклер с соавторами). Чем сильнее состав первичных пород отклоняется от состава эвтектики, тем выше, конечно, температура начального плавления. Глины и петрографически сходные породы начинают плавиться примерно при 700-720 °С и давлении 2 кб.

Начальный анатектический расплав, образующийся из этих пород, имеет состав лейкогранита. При дальнейшем повышении температуры расплав обогащается компонентами анортитов и темноцветных минералов. При температурах около 800-850 °С породы находятся преимущественно в расплавленном состоянии (почти все, кроме богатого Mg, Fe и Al рестита.

Если «нормальный» геотермический градиент равен 30 град/км, то минимальная температура плавления гранитной системы 640-660 °С будет достигнута на глубине 20 км. Геологические данные показывают, что именно здесь происходит региональное плавление материала гранитных пород. Экспериментальные исследования границ устойчивости «критических» минералов метаморфических зон показали, что только 2-3 км по вертикали отделяют низкотемпературную фацию (хлоритовая зона) от высокотемпературной (силлиманитовая зона) и даже области частичного анатексиса.

Существование анатектических расплавов зависит от содержания воды. Нехватка воды характерна для всех пород высокотемпературных метаморфических фаций, содержащих лишь 1-3% воды в виде ионов  $OH^-$  в биотите и роговой обманке. Рамберг отмечал, что породы гранулитовой фации часто характеризуются менее чётко выраженными признаками анатексиса, чем породы амфиболитовой фации. Результаты изучения синтетических систем, указывают, что насыщенный пегматоидный расплав может содержать 8-10% воды. При уменьшении в той же породе содержания  $H_2O$  температура начала плавления не изменяется; изменяется только количество плавящейся породы. В целом может быть установлен следующий принцип образования анатектических пород: количество вновь образованного анатектического расплава может увеличиваться либо книзу с увеличением температуры, либо вверх с увеличением содержания воды. Уменьшение содержания воды снижает возможность проявления регионального плавления при увеличении температуры.

В выводах по детальному рассмотрению условий формирования мигматитов и некоторых типов гранитоидов К.Менерт (1971, с. 286-294) приводит суждения, важные для оценки значимости мобилизации и консолидации петрогенных (рудообразующих, в т. ч.) химических элементов в генерации некоторых типов эндогенных руд. « В метаморфических породах эпизоны мобилизация наблюдается довольно часто; она выражается в широком распространении жильных пород с кварцем, альбитом, карбонатом, серицитом, хлоритом, тальком и др. В этих реакциях участвуют рудные минералы. В результате мобилизации и концентрации металлов, рассеянных в первичных

породах, могут даже возникнуть крупные месторождения. *Расстояние, на которое мигрируют подвижные компоненты, как правило, не превышает нескольких миллиметров или сантиметров* (курсив ВФП), что подтверждается симметричным окружением метатектов соответствующими реститами. Их широкое распространение связано не со значительной проникающей способностью, а с одновременным местным плавлением, происходившим во многих участках. Поэтому породы гранулитовой зоны беднее пегматоидными мобилизатами, чем породы амфиболитовой зоны, где обычно хватало  $H_2O$ .

«Рудные минералы в пегматитовых мобилизатах пользуются ограниченным распространением...». Это замечание К.Менерта даёт основу для понимания механизмов формирования рудных концентраций железа и сопутствующих ему химических элементов в мощных толщах глубоко метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород зеленокаменных поясов, практически всегда содержащих горизонты глинистых, кремнистых и карбонатных образований, нередко содержащих биоорганическое углеродное вещество. Именно такие породы являлись главными поставщиками воды и углекислоты, активирующих метапреобразования пород во всех фациальных обстановках. Механизм дифференциации довольно прост. Если в пегматоидные и гранитные мобилизаты в первую очередь вовлекаются кремний, алюминий, калий, натрий и кальций, то твердофазный рестит должен обогащаться железом и магнием с формированием гиперстена, роговых обманок и окислов (магнетит или хромит в зависимости от природы метаморфизируемой породы).

Тщательно выполненные эксперименты анатектического плавления глин и граувак позволили Г. фон Платену сделать следующее обобщение: «В настоящее время не возникает сомнений, что мигматиты образуются анатектическим путём. В то же время остаётся нерешённым вопрос, могут ли в результате метасоматической гранитизации формироваться крупные массы мигматитов» (Природа метаморфизма, 1967, с. 225). Мнение автора о возможности формирования гранитоидов анатектическими преобразованиями осадочных пород отражено в главе 2 (рис. 11). Весь диапазон условий метаизменений (от неконсолидированного осадка до формирования анатектических пегматитов и гранитов) с вполне определёнными последствиями в переводе петрогенных (и рудообразующих) химических элементов и их соединений в подвижное состояние отражён минерально-химическими реакциями, последовательно развивающимися по мере роста температур и давлений в породах, в целом всё ещё остающихся твердофазными (см. табл. 6).

Ещё в условиях хлорит-серицитовой зеленосланцевой субфации макроконкреции и относительно крупные колчеданные тела сульфидов претерпевают коррозию, катаклаз, рассланцевание, мипонитизацию, рассечение и цементацию кварцем, альбитом. В этих же условиях в андезитах, базальтах, их туфах объёмно осуществлялись серицитизация и альбитизация плагиоклазов, хлоритизация и карбонатизация стекла и темноцветных минералов. Титану в альбите, сериците, хлорите и карбонатах «места не оказывалось», он формировал мелкие выделения анатаза, рутила, нередко и ильменита. В метаизменённых андезитовых порфиритах или их туфах содержание подобных новообразований достигает 7-10%. Они распределены обычно относительно равномерно мелкими кристаллами, комковатыми зёрнами и гнездами во всем объёме порфиритов (рис. 21). В железистых амфиболитах Кольского полуострова содержание ассоциирующего с кварцем ильменита достигает 10-15%. Агрегаты зёрен ильменита и кварца местами образуют псевдоморфозы по роговой обманке (Магматические и метаморфические..., 1986, с. 151). Ясно, что суммирующим результатом подобных метапреобразований исходных базальтов был перевод в подвижное состояние значительных масс железа, давших начало железистым кварцитам. Ультратонкослойчатые текстуры железистых кварцитов распространены практически во всех крупнейших стратиформных месторождениях промышленных руд железа.

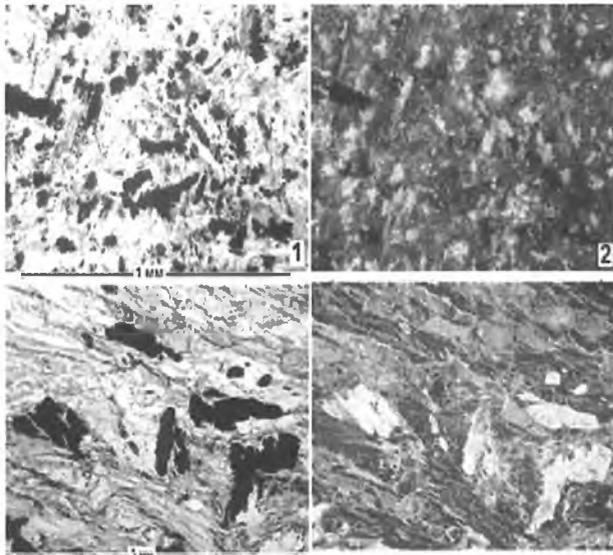


Рис. 21. Проявления анатаза и ильменита при зеленосланцевом преобразовании базальтов и андезитов. Анатаз – чёрное на м-фото 1 и 3, желтовато-белёсое на м-фото 2 и 4. Прозрачные шлифы в проходящем (1, 3) и в косом отражённом свете (2, 4).

На начальных стадиях амфиболизации (уралитизации) пироксенов при метаморфизме основных и ультраосновных интрузивных пород в условиях амфиболитовой фации в крупных зёрнах пироксена возникают и развиваются одиночные или многочисленные единообразно оптически ориентированные, одновременно погасающие микровыделения роговой обманки, почти всегда в сопровождении новообразований магнетита (см. рис. 10), объединяющихся в единую псевдоморфозу в ходе дальнейшего развития процесса. Особенностью подобного метаморфизма базальтов, перидотитов и пироксенитов являются высвобождение кремнекислоты (около 8% от массы переработанных пироксена и анортитовой составляющей плагиоклаза) и окисление части двухвалентного железа пироксена до трёхвалентного состояния в замещающих его роговой обманке и/или магнетите (чёрные зёрна на рис. 10<sub>1</sub>). Процесс, безусловно, глубинный, без кислорода воды ему не обойтись. Вполне вероятно, что именно таким был источник кремнекислоты при формировании (золотоносных) кварцевых жил в амфиболитах, заместивших пироксениты на месторождении Колар.

При метапреобразованиях в хлорит-биотитовой зеленосланцевой субфации становятся термохимически неустойчивыми почти все сульфиды. Это подтверждено теперь уже многочисленными наблюдениями деструкции пирита и арсенопирита в условиях динамометральной региональной и локальной метабиотитизации сульфидсодержащих хлорит-серицитовых и хлорит-серицит-кварцевых сланцев на Мурунтауском рудном поле, в горах Зирабулак и Зиаэтдин (рис. 22). Не случайным представляется «убогая сульфидность» руд в наиболее крупных залежах Мурунтау с интенсивной высокотемпературной метакалишпатизацией вмещающих пород, с замещением хлорита, серицита, биотита калиевым полевым шпатом, с теплогенерирующим окислением УВ и сульфидов в объёме породы или около микротрещин.

Суждения о деталях формирования глубинных магматических пород и руд основываются на документации их структурно-текстурно-минералогических особенностей, позволяющей судить о последовательности возникновения минералов и миграции петрогенных элементов и их спутников в пределах крупных и мелких магматических интрузий. Результаты полевого и микроскопического исследования в основе систематик интрузивных образований (Тернер, Ферхуген, 1961; Заварицкий, 1961; Мурхауз, 1963; и др.). С начала 20-го столетия в их диагностике и типизации стали широко использоваться результаты экспериментальной кристаллизации расплавов определённого состава при определённых термодинамических параметрах.

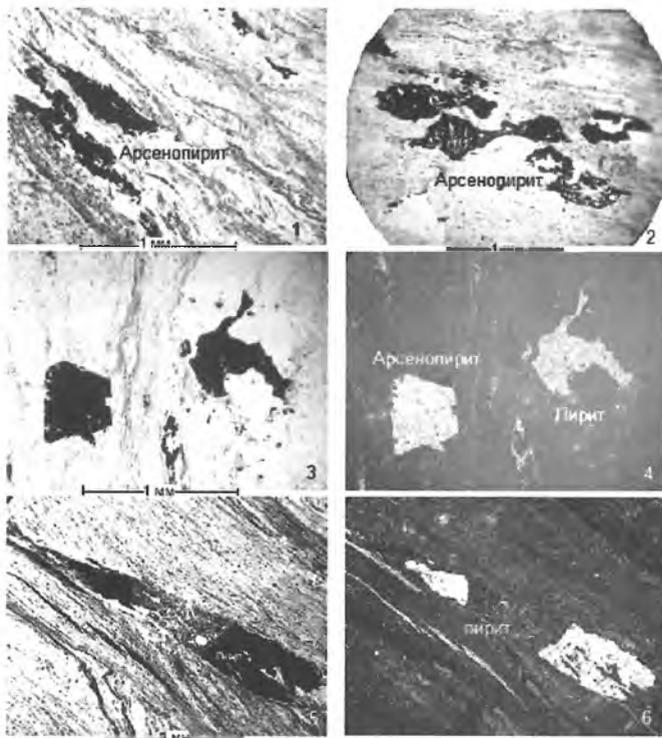


Рис. 22. Коррозия выделенный пирита и арсенопирита в (углисто)-кварц-серицитовых сланцах с проявлением в них микропятнистой биотитизации. Прозрачные шлифы Нуратинской партии Зарафшанской ГРЭ в проходящем (1, 2, 3, 5) и косом отражённом (4, 6) свете.

#### 4.2. Условия глубинно-магматического образования пород и рудных концентраций Au, W, Fe, Cu

*Анатексис «размывает» границы между твёрдофазными метапреобразованиями пород и их плавлением.*

П.Рамдор (1962) считал, что в вопросах генетической систематики рудных месторождений достигнута определённая согласованность (исключая заумные идеи), не достигнутая в вопросе о происхождении металлов, накопившихся в конце концов в месторождениях. Поступление «из магмы» или «из х-батолита» часто неоспоримо; но откуда взялся батолит, магма вообще, и откуда в ней появились свинец, висмут или уран? Связана ли гранитоидная магма с областями складкообразования, а содержание металлов являются лишь результатом привноса вещества, воссоздаваемого в глубинных частях земли? Являются ли гранит, состоящий из «обычных» элементов, и принесенные им тяжелые металлы ювенильными? Этого мы не знаем.

Он не сомневался, что в значительном объеме магмы, застывающей на большой глубине при высоком давлении и медленном падении температуры, идут процессы дифференциации, разделения первоначально гомогенных расплавов на несколько несмешивающихся фаз путём последовательной кристаллизации минералов и накопления летучих компонентов. Процесс продолжается в расплаве, уже сильно изменённом частичной кристаллизацией. Титаномагнетитовые дифференциаты возникают в кислых и основных породах. В основных породах это иногда происходит при разделении на несмешивающиеся жидкости. Многие из таких месторождений обладают, как показывает изучение под микроскопом, переходными свойствами. Часто они связаны с проявлением других процессов. Выделение платины синхронны кристаллизации хромита; её мелкие кристаллики, по-видимому, являлись точками консолидации пла-

тиновых капелек. Ещё труднее бывает с относящимися сюда сульфидными скоплениями. Они обладают очень низкой температурой затвердевания, выглядят часто значительно моложе силикатов, выполняя в них катакластические трещины и пустоты. Тем самым они относятся к продуктам пневматолитовых и даже гидротермальных процессов.

При высоких температурах магма способна растворять значительные количества сульфидов, окислов и металлов. Эти компоненты тяжелее остаточных расплавов и имеют склонность накапливаться внизу или по краям массива магматических пород, или около включений посторонних тел. Такими встречаются накопления самородной платины и осмиридия в дунитах; пирротина, пентландита, халькопирита, «никельпирротина» в норитах, габбро, пироксенитах, диабазах, диоритах. Хромит и шпинель в ультраосновных породах, «титаномагнетит» в некоторых анортозитах и норитах могут иметь аналогичное происхождение. *Малые количества упомянутых минералов содержатся в каждой свежей глубинной магматической породе* (курсив ВФП).

Не вполне дифференцированные сульфидно-силикатные породы из переходной зоны, где сульфиды затвердевали после силикатов, претерпевших интенсивный микрокатаклиз противоречат кристаллизации тех и других из единого расплава. В других случаях проявлено существенное воздействие пневматолитических и даже гидротермальных процессов. В Садбери и иногда в Буш-Вельде очень крупнозернистые участки, необычайно богатые пентландитом и халькопиритом, повышенное содержание платины несут в форме самостоятельных платиновых минералов (стибиопалладинит, сперрилит, куперит); иногда эти участки испытывают контактово-метасоматическое воздействие и обладают повышенными содержаниями галенита, сфалерита, серебра, золота и палладия.

Минерально-геохимические материалы по гранитоидам Чаткальского региона показывают, что от 40 до 100% валовых содержаний железа, титана, цинка, золота на микроскопическом уровне локализованы в минералах начальной и средней стадий кристаллизации магматического расплава (Козырев и др., 1972; Проценко, 2008<sub>2</sub>). Выделение магнетита в них «синхронизировано» с кристаллизацией биотита, роговой обманки, сфена, апатита, составлявших вместе с ранее выкристаллизовавшимися плагиоклазами до 90% объёма диоритоидов. Трудно ожидать гравитационное накопление магнетита или титаномагнетита в каких-то зонах интрузий при таких условиях. Каждый кристалл магнетита тесно контактирует с зёрнами пироксена, роговой обманки или биотита, нередко просто включён в них. Это, несомненно, препятствовало его массовому погружению в вязких расплавах и накоплению в донных частях интрузий.

П.Рамдор всё же записал, что магматическая дифференциация путём кристаллизации осуществляется и тогда, когда ещё значительная часть остаточного расплава является жидкой. К месторождениям такого рода отнесены часть руд хромита, некоторые проявления корунда, циркона, монацита, титаномагнетита и ильменита. Особенно распространены оливиновые породы и дуниты как носители платины, минералов титана и хрома.

В Средней Азии (Узбекистане) вплоть до конца 20-го столетия господствовали представления о внедрении интрузивов гранитоидов в верхние зоны земной коры из более глубоких очагов. «Апофеозом» таким представлениям явились труды 2-го на Всесоюзного петрографического совещании в Ташкенте (май 1958 г.). Но именно на этом совещании Х.М.Абдуллаев отметил: «Важной особенностью магматизма Средней Азии, особенно Тянь-Шаня, которая несомненно влияет и на металлогенетические процессы, является гипабиссальный характер развитых здесь интрузивов. Изучение гранитоидных интрузивов позднегерцинского возраста показало, что они формировались в большинстве случаев на глубине до 3 тыс. м и что с ними генетически связаны магнетитовые, шеелитовые, полиметаллические, медно-молибденовые и редкометалльные месторождения в скарнах» (Магматизм и связь..., 1960, с. 13). О вероятности анатектического формирования гранитоидных пород в процессах высокотемпера-

турных метаморфогенно-метасоматических преобразований осадочных и метаморфических пород говорил Ф.Н.Шахов (Там же, с. 142-150). Тем важнее привести выдержку из заключительного выступления Х.М.Абдуллаева (Там же, с. 761, 762). «С оценкой докладов и выводов по содержащимся в них положениям не следует торопиться... Главное сейчас заключается в уважительном, терпеливом отношении к ним... Лишь в борьбе, столкновении взглядов, будут проверяться обоснованность и жизнённость любой научной концепции».

Этим и обусловлены в настоящей работе «экскурсы» в химико-минералогические закономерности развития седиментогенеза, литогенеза, метаморфизма и магматизма (интрузивного и вулканического), сопровождающихся формированием промышленно интересных концентраций химических элементов, специфических для каждого геологического процесса.

Особенности поведения петрогенных компонентов в ходе кристаллизации магмы гранитоидного состава подробнее охарактеризованы автором ранее (Проценко, 1972; 2008<sub>2</sub>) на примере гранодиоритов среднекаменноугольного интрузивного комплекса Чаткальского региона. «Только железорудная и сульфидно-полиметаллическая минерализации пространственно тесно ассоциированы с гранодиоритами, но во времени оторваны от них внедрениями гранитов и даек порфириновых пород основного и среднего состава, процессами эпидотизации скарнов, гранодиоритов и даек. Кварц-гемаитовая минерализация в гранодиоритах Ихначского массива проявилась при их калишпатизации, альбитизации, серицитизации и окварцевании вдоль глубинных разломов. Она наложена на магнетит-пироксен-гранатовые скарны Тинтакского месторождения. Сульфидов практически не содержит».

Итогом явилось утверждение, что гранитоидная магма и гипогенные рудные месторождения являются парагенетическими порождениями определенных этапов тектоно-метаморфической активизации регионов. Рудные месторождения формируются во внешних зонах ореолов термоаномалий, приводящих в конечном итоге к возникновению очагов гранитоидной магмы. Основным геохимическим вектором развития магматического очага от его зарождения до кристаллизации является гомогенизация компонентов исходного субстрата с отгоном из него наиболее подвижных минерализаторов (вода, двуокись и окись углерода, сера, мышьяк, фтор, хлор) в виде водно-флюидных потоков. Остающиеся «малые» элементы в магме рассеиваются, а в возникающих из неё породах «хоронятся» в пороодообразующих и акцессорных минералах начальной и средней стадий кристаллизации. Метаморфогенно-метасоматические изменения гранитоидов в ходе новой активизации тектоно-метаморфических процессов в регионе вновь могут сконцентрировать их в эндогенных рудопроявлениях и месторождениях. Результатом такой активизации в позднем палеозое стали мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, крупные массивы гранитов, месторождения свинца, цинка, железа, мышьяка, висмута, вольфрама, флюорита в Чаткало-Кураминской структурно-формационной зоне Срединного Тянь-Шаня.

Причина приуроченности сульфидно-полиметаллических и железорудных проявлений к массивам среднекаменноугольных гранитоидов (не магмы!) видится во взаимодействии щёлочных водно-флюидных потоков новой активизации тектоно-метаморфических процессов с металлами (свинцом, цинком, железом) из гранодиоритов. Эти металлы в гранодиорите входили в состав минералов, наименее устойчивых в щёлочных (а значит и окислительных) гидротермальных растворах (биотит, роговая обманка, магнетит)».

На современном этапе промышленная значимость «магматогенных» месторождений железа многократно ниже, чем осадочно-метаморфических «гигантов» на территории России, Украины, Австралии, Северной Америки. В геологической литературе не так уж много примеров, «подтверждающих» эндогенно-магматическое формирование промышленных скоплений железа, никеля, меди, но и в них при внимательном

чении часто обнаруживается вероятность связи рудных концентраций с постмагматическими преобразованиями пород.

Шведские горняки с XVI века разрабатывали знаменитые магнетитовые месторождения группы Кируна. Скарнами, лежавшими в стороне от руды никто не интересовался, они и не использовались. А.Э.Тёрнебом впервые употребил при их описании термин «скарн» и тем определил генезис магнетитовых руд Кируны, отметил специфическую черту петрологической эволюции скарновых комплексов – тенденцию к образованию анхимономинеральных пород. П.Рамдор считал рудные тела Кируны продуктом внедрения вновь расплавленных глубинных кристаллизационных дифференциатов магм основного состава. Месторождение практически отработано, и новых данных по его генезису найти не удалось.

Теплота образования главных минералов интрузивных магматических пород (табл. 12; Наумов и др., 1971) показывает, что в формировании выплавов, обогащённых магнетитом, определённое значение может иметь тепло, высвобождающееся при

Таблица 12

Теплота образования (ккал на 1 г) главных минералов интрузивных магматических пород

Минералы	Фаялит	Форстерит	Диопсид	Флогопит	Мусковит	Микроклин	Альбит	Анортит	Кварц	Гематит	Магнетит
Ккал/г	1,74	3,69	3,54	3,61	3,57	3,40	3,57	3,61	3,62	1,23	1,15

замещениях магнетита и гематита железосодержащими силикатами и алюмосиликатами. На примере растворения в расплаве магнетита и одновременной кристаллизации из него пироксенов принципиальная возможность возникновения «рудной магмы» показана во второй главе. Вовсе не исключено поэтому, что руды Кируны могли представлять результат внедрения «рудной магмы», образованной при анатектическом плавлении архейских осадочно-метаморфических толщ Балтийского щита с крупными осадочно-метаморфическими месторождениями железистых кварцитов.

Наиболее веским аргументом в пользу образования железорудного тела месторождения Пи-Ридж на юго-востоке штата Миссури в результате инъекции гравитационно-ликвационной расслоенной магмы Д.А.Эмери считал резкие контакты руды с обломками порфиоров, свидетельствующие о подчинённой роли процессов изменения и замещения (Рудные месторождения США, 1973, т. II, с. 83, 84). На месторождении распространены крупные скопления сплошного спекуларита с заметным содержанием магнетита. Образование гематитовой «шляпы» над рудным телом связывается с гидротермальным или гипергенным окислением магнетита.

«Магматогенными» могут восприниматься продукты метаморфического взаимодействия железосодержащих карбонатов с железистыми хлоритами, в огромных количествах накапливающиеся в лагунно-паралических осадочных толщах. Реакция сидерита с гриналитом  $\text{FeCO}_3 + \text{Fe}_6\text{SiO}_{10}(\text{OH})_8 + 2\text{C} \rightarrow 2\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{FeSiO}_3 + 4\text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$  при температурах, характерных гиперстеновой фации, ведёт к появлению пироксен-магнетитовых парагенезисов, подобных внутриформационным скарноидам, контактово-метаморфическим роговикам и скарнам. Роль хлоритов в химической регуляции систем эндогенной минерагении по кремнию и алюминию здесь дополняется использованием их кислорода в окислении железа карбонатов.

В Узбекистане к магматическим отнесено Тебинбулакское месторождение титано-магнетитовых руд (от убого вкрапленных до массивных) в габбро-пироксенитовом интрузиве гор Султанувайс. Подробнее оно охарактеризовано в главе 2. Добавим, однако, что повышению содержания магнетита (с ильменитом и гематитом) могла способствовать амфиболизация пироксена. Содержание железа в ромбических пироксенах основных и ультраосновных пород, выше, чем в роговых обманках (табл. 13).

Содержания (% массы) окислов железа (от - до / среднее) в оливинах, пироксенах и роговой обманке магматических пород (по Дир и др., 1963, т. 4 и 2)

Окислы	Оливин (8)	Пироксены ромбические (13)	Пироксены моноклинные (8)	Роговые обманки (13)
FeO	7,00-40,37 / 17,5	3,57-25,91 / 14,54	4,34-9,72 / 6,15	17,70-5,30 / 10,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,69-0,00 / 0,44	0,00-1,52 / 0,89	2,76-1,23 / 1,9	0,99-6,32 / 3,10

Среди рудолокализирующих пород повышенными содержаниями магнетита в массиве отличаются тебиниты, состоящие из примерно равных количеств пироксена и роговой обманки. Их структуре характерен резкий идиоморфизм зёрен пироксена по отношению к роговой обманке (Минерально-сырьевые..., 1976, т. 1, с. 83). Уже в этой информации можно усмотреть влияние на рост содержания магнетита массово проявленного замещения пироксенов роговой обманкой в эндоконтактных зонах интрузива, куда ещё в ходе кристаллизации могла поступать вода из вмещающих сульфидоносных пород, чем, вероятно, и обусловлено появление зон с повышенным содержанием сульфидов меди, протягивающихся параллельно залежам магнетитовых руд.

На современном этапе промышленная значимость «магматогенных» месторождений железа многократно ниже, чем осадочно-метаморфических «гигантов» на территориях России, Украины, Австралии, Северной Америки.

К ликвационным причисляются медно-никелевые месторождения рудного поля Садбери (на 1971 г. 360 млн. т руды со средним содержанием никеля 1,5%) в расплавленном массиве норитов в комплексе протерозойских пород общей мощностью свыше 10 км. Вмещающие породы преобразованы в зеленокаменной и альмандин-амфиболитовой фациях регионального метаморфизма. Залежи богатых массивных руд, тяготея к периферии массива, формируют прерывистое кольцо тел сульфидной медно-никелевой руды (сложные залежи, линзы и неправильные жилы). Считается, что руды возникли вследствие раскристаллизации сульфидного расплава, отделившегося при остывании магмы норитового массива.

Материалы В.Ф. Барабанова (1985, с. 187-214) по геохимии оливинов, пироксенов и амфиболов интрузивных пород почти исключают саму возможность формирования месторождений никеля (кобальта, меди и др. элементов) в результате ликвационной дифференциации магм основного и ультраосновного составов, характерной особенностью кристаллизации которых является опережающее выделение оливинов. «В серии базальтовых лав, излившихся при извержении Килауза в 1959 г., концентрации Sc, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Ba в лавах оказались зависящими от содержания оливина... Коэффициент распределения К, равный отношению содержаний элемента в оливине и в расплаве, для Ni равен 10, для Mg – 4,5, для Co – 3, для Fe – 1,1, для Mn – 1,0, для Zn – 0,95» (с. 189). «Исследования габбро-перидотитовых интрузий Северного Прибайкалья показали, что неизменённые дуниты и перидотиты содержат значительные количества Ni, хотя вкрапленность сульфидов в них отсутствует. В зонах серпентинизации сульфиды появляются, при этом серпентин содержит значительно меньшее Ni и Co, чем исходный оливин» (Там же, с. 193).

Теперь, после констатации формирования массивов гранитоидов Средней Азии в земной коре на глубинах 2-3 км (Абдуллаев, 1960), появления новых данных по изотопам свинца, серы, доказывающих наследование гранитоидной магмой минерализации боковых пород (Рудные месторождения Узбекистана, 2001), возможностей анатектического развития корового магматизма легче понять условия возникновения генетически сложных «магматогенных» рудных концентраций меди в Узбекистане.

Основные медно-порфировые объекты Узбекистана размещаются в сиенодиоритах, гранодиорит-порфирах или в зонах их контактов с породами липарит-андезитовой

формации D<sub>1</sub>. Девонскими песчаниками с прослоями доломитов контролируется размещение многих мелких и крупных промышленных медных и медьсодержащих проявлений. Сами интрузивные массивы, к которым приурочены меднорудные месторождения, обогащены рудными компонентами при формировании среди указанных меденосных свит (Минерально-сырьевые..., 1976, т. I, с. 137, 138).

Гигантский объект Алмалыкского рудного поля объединяет месторождения Кальмакыр и Дальнее (Чунихин и др. 2019). Основными рудовмещающими породами являются сиенодиориты, диориты и риолит-порфиры. В полном разрезе, вскрытом скважиной АО-1 в Центральном блоке Алмалыкского рудного поля: 0-580 м – надрудная зона вулканогенно-осадочных пород; 581-1265 м – рудная зона в порфириновых породах; 1266-1970 м – подрудная зона в них же; 1971-2984 м – безрудная зона в полнокристаллических породах интрузива. Переход порфириновых пород в полнокристаллические постепенный. Максимально рудоносными являются апикальные части интрузивов и их апофизы во вмещающие породы. С глубиной содержания меди и молибдена уменьшаются, оставаясь в безрудных частях интрузивов все-таки выше кларковых. Суммарное рудное тело вокруг Кальмакырского штока гранодиорит-порфиров представляется опрокинутой чашей, уходящее на глубину и в стороны до 700 м от его контактов. В юго-восточном направлении от него отходит рудоносная зона, прослеживающаяся до 3,5 км при ширине до 1,8 км на глубину до 1,2 км.

Первичные руды месторождения содержат 0,4% меди, 0,005% молибдена, 0,59 г/т золота, 2,6 г/т серебра, до 3,0% серы; выявлены Se, Te, Re, Bi, In. Золоторудная минерализация с содержанием 0,4-0,6 г/т пространственно совпадает с меднорудными телами только в центральной и глубинной частях месторождения.

Автору представляется, что для формирования медно-порфириновых руд Алмалыкского района более подходит модель метаморфогенно-метасоматического взаимодействия интрузива с металлонесной вмещающей средой, а не внедрение магмы с повышенными содержаниями рудоформирующих металлов.

Неоднозначность генетических интерпретаций одних и тех же геолого-минералогических и геохимических материалов по железокисно-ниобиево-редкоземельному месторождению Баян-Обо показывает роль господствующих в данный момент представлений о рудогенезе в желании «привязать» крупные и уникальные месторождения к структурам спрединга, субдукции и шарьирования в пределах океанической и континентальной земной коры.

Алгоритмизация вещественного развития геологических процессов от выветривания, седиментации и метаморфизма к плавлению их продуктов в глубинах земной коры, от внедрения и кристаллизации магмы к выветриванию вновь – один из действенных способов математической оценки значимости образования и преобразования горных пород в формировании месторождений минерального сырья. «Исследуя какой-либо процесс, необходимо исходить из того, что количество и качество... переходят друг в друга... Накопление незаметных постепенных количественных изменений в определённый для каждого отдельного процесса момент с необходимостью приводит к существенным, коренным, качественным...» (Кондаков, 1971, с. 382). В геологической минерагении этот закон материальных систем с особой наглядностью реализуется в метаморфогенно-метасоматических преобразованиях горных пород и руд. В минералого-петрографической характеристике метаизменений их интенсивность отражается терминами «слабое», «интенсивное», «полное» замещение одного или группы минералов другими. Реже «замещённость» оценивается в процентах. Но именно в таких случаях алгоритмы минерально-химических реакций дают возможность количественно оценить вещественные, тепловые и объёмные эффекты процессов метапреобразований. Постепенная интенсификация серпентинизации магматических пород основного и ультраосновного составов приводит в земной коре к явлениям спрединга и подъёма хребтов, к формированию низкотемпературных высокobarических метапород офиолитовых поясов.

## УСЛОВИЯ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНОМ, МЕТАМОРФИЧЕСКОМ, ИНТРУЗИВНО-МАГМАТИЧЕСКОМ ПРОЦЕССАХ

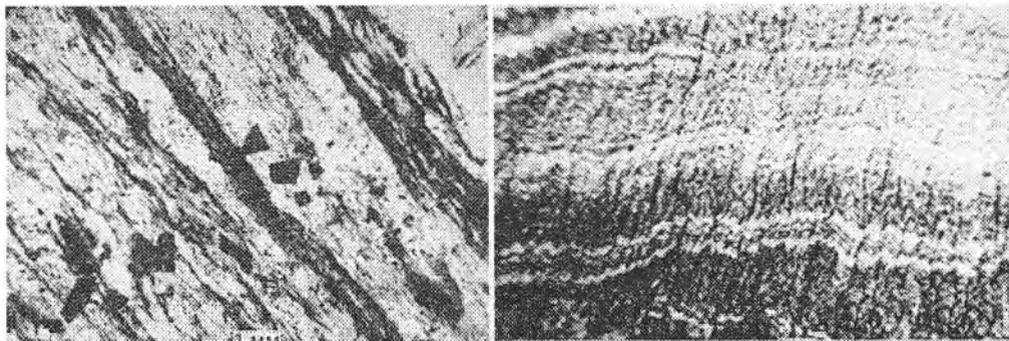
*«Все идеи в науке родились в драматическом конфликте между реальностью и нашими попытками её понять. В физике часто случалось, что существенный успех был достигнут проведением аналогии между несвязанными по виду явлениями» (А.Эйнштейн).*

Геологические исследования второй половины 20-го столетия выявили петролого-литологическое и геохимическое своеобразие терригенно-вулканогенных ЧТ позднепротерозой-раннепалеозойского возраста, локализирующих абсолютное большинство месторождений золота Западного Узбекистана. В каждой из них в разной степени эндогенно преобразованные эффузивы и туфопродукты андезидацитов и/или андезибазальтовой магмы в разных пропорциях сочетаются с терригенными, кремнистыми, карбонатными и биохемогенными образованиями с переменными содержаниями биоорганического углистого вещества. Все крупные золоторудные месторождения Мира локализованы в подобных толщах или тяготеют к ним (Проценко, 2014).

Одним из итогов геохимического изучения ЧТ в Центральных Кызылкумах стал вывод об обогащённости благородным металлом наиболее тонкозернистых пород. Это характерно и для многих регионов Сибири, Урала, Алтая, Канады, США, Австралии, Африки. Влияние биоорганического углистого вещества протоосадков на их седиментогенное обогащение золотом связывается с прямой сорбцией тяжёлых металлов из морской воды, переводом их в твёрдую фазу сероводородом и углекислым газом, генерируемыми сульфатредуцирующими микроорганизмами, жизнедеятельность которых возможна только при наличии отмершей органики. Золото в сформированных при таких обстоятельствах породах количественно не будет коррелировать с углистым веществом. *Количество концентрирующего золото седиментогенных сульфидов зависит не от присутствующего в породе углистого вещества, а от уничтоженной сульфатредуцирующими бактериями в ещё неконсолидированном протоосадке его части.* Присутствующее в породе углистое вещество – лишь свидетель былой вероятности заражения бассейна (точнее, его донных илов) сероводородом при диагенезе протоосадков и возможности образования пирита и других осадителей и сорбентов золота. Корреляция валовых количеств золота и углистого вещества может быть «стёрта» процессами гипогенного преобразования пород (интенсивно проявленная в рудных телах Мурунтау окислительная декарбонизация при температурах, характерных для метапреобразований амфиболитовой фации, например).

Только при седиментогенезе действуют факторы дифференциации вещества, несовместимые в других процессах. Дезинтеграция пород в коре выветривания и перенос водными потоками растворённых и твёрдых форм вещества в одно и то же время обогащают субстрат одними компонентами, обедняют другими. В диагенетической литификации илов возникают мономинеральные новообразования (конкреции окислов железа, марганца, пирита, карбонатов, барита, фосфоритов) с очень высокими содержаниями отдельных химических элементов. Н.М.Страховым отмечено стремление многих химических элементов к формированию в осадочно-диагенетическом породообразовании индивидуальных минеральных накоплений. Неравномерность распределения какого-либо элемента в разрезе и по простиранию всей осадочной толщи обусловлено неравномерным поступлением твёрдого кластогенного и биохемогенного материала, неравномерной бактериальной сульфатредукцией. И это явно неполный перечень факторов, влияющих на накопление определённых элемен-

тов в осадках (о неравномерном поступлении вулканокластики и биоорганики говорилось уже неоднократно). Не менее важна фациальная изменчивость условий осадко-накопления. В застойных (глубоководных, или прибрежных лагунных и болотных) обстановках золото и другие металлы переводятся в осадок преимущественно в виде труднорастворимых сульфидов, главенствуют среди которых дисульфиды железа (мельниковит, часто содержащий мышьяк и цинк, марказит, пирит). В подобной прибрежно-лагунной (или болотной) обстановке, по-видимому, формировались раннепалеозойские илистые осадки, преобразованные на месторождении Писталитау в рудо-локализирующие углисто-серицит-хлоритовые сланцы и углисто-серицит-хлорит-полевошпат-кварцевые алевролиты с микрослойчатым распределением углистого вещества, дисульфидов железа и их перераспределением в трещины поперечного кливажа (рис. 23) повторного рассланцевания.



**Рис. 23. Характер распределения и перераспределения углистого вещества в тонкозернистых породах ЧТ.** Слева: чёткая индивидуализация углистого вещества в структуры кливажа первичного рассланцевания. Справа: «почти битуминозное» углистое вещество перераспределяется из слоев в трещины кливажа повторного рассланцевания.

В колломорфных дисульфидах железа (от почти чёрного стекловатого мельниковита до жёлтого микро- и мелкозернистого пирита) одной из проб подобных пород на месторождении Писталитау пробирным, рентгенофлуоресцентным и спектральным анализами определены содержания: Au – 5,2, Ag – 581  $г/т$ ; Fe – 30, Zn – 2,8, Pb – 0,7, Cu – 0,1, Cd – 0,03, Se – 0,025, Sb – 0,016, Bi – 0,008%. Это вполне типичный набор примесей для осадочно-диагенетических дисульфидов в обогащённых биоорганическим углистым веществом породах. Содержание слойковых дисульфидов железа в этой пробе по результатам анализа концентрата составило около 20%. Это означает, что опробованная сланцеватая, слабо метаморфизованная углисто-сульфидно-алевролитовая порода представляет седиментогенную руду с валовым содержанием золота около 1  $г/т$  и серебра на уровне 100  $г/т$ .

Рассланцевание достаточно широко распространённых осадочно-диагенетических макроконкреций и слойков пирита с содержаниями золота от 0,5 до 5  $г/т$  наблюдалось в рудах и рудовмещающих породах на месторождениях Марджанбулакского, Амантайтауского, Даугызтауского рудных полей. Золотосульфидные руды Марджанбулакского месторождения отличаются высокими содержаниями серебра, и в их окисленных разностях Г.М.Чеботарёвым описывались чешуйчатые пластинки этого металла в самородном состоянии.

О содержании талия в пиритах золоторудных месторождений в ЧТ сведений практически нет. В связи с этим стоит отметить, что в колломорфном пирите некоторых колчеданных месторождений Среднего Урала оно достигает 530  $г/т$ ; такие же его концентрации выявлены в колломорфном пирите низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений (Иванов, 1966, с. 186, 187), осадочно-диагенетическое формирование которых детально охарактеризовано в работах Н.М.Страхова.

В прибрежных активно аэрируемых зонах акваторий у островных дуг накоплению золота в относительно грубозернистых осадках мешает кислород, подавляющий генерацию сероводорода сульфатредуцирующими микроорганизмами. Поступившее с континента золото переводится здесь хлором в устойчивый растворимый комплекс, мигрирующий в застойные зоны, где и переводится в осадок сероводородом.

Следует иметь в виду, что доминирующая часть мышьяка, сурьмы, селена и ртути из пород рудолокализирующих толщ удалялась уже на самых ранних стадиях их метаморфизма в виде газообразных соединений с водородом. «Вещества, молекулы которых по химическому составу похожи на воду ( $H_2S$ ,  $H_2Se$ ,  $H_2Te$ ), при комнатной температуре находятся в газообразном состоянии» (Синюков, 1987, с. 38). Имеет ли это отношение к геологическим процессам? Несомненно! Это явствует из распространения селенидов и теллуридов в самых верхних «горизонтах» классических гидротермальных месторождений, хотя теллур в соответствующих гипотезах фигурирует как «критерий» глубинного источника рудообразующих компонентов.

Не исключена роль водорода, фтора и хлора в переносе кремния в верхние зоны вулканогидротермальных систем минералообразования.  $SiH_4$  – газ, воспламеняющийся на воздухе с образованием диоксида кремния и воды,  $SiCl_4$  – жидкость, кипящая при  $57,6^\circ$ ,  $H_2SiF_4$  – кислота, по силе близкая к серной (Глинка, 1978, с. 510). Весьма вероятно, что именно поэтому в низкотемпературных зонах вулканогенных месторождений широко развиты образования халцедона и опала. Да и сульфидами железа и мышьяка ( $AsH_3$  – также газ) новообразования в таких месторождениях обогащаются там же. Подобные соединения металлоидов с водородом, хлором и фтором могут возникать в ходе альбитизирующей пропилитизации вулканокластике, сопровождающейся «освобождением» хлора в связи с удалением в твёрдую фазу натрия из морской воды, а фтора и хлора (дополнительно) при разрушении биотита и мусковита. И всё же вулканокластике – не единственный фактор накопления мышьяка в осадках. В современных илах Азовского моря концентрация мышьяка достигает 0,3%, и это прямо связывается с деятельностью Керченского металлургического комбината. Несомненно, в зоне сероводородного заражения мышьяк из морской воды переводится в осадок, соединяясь с серой (реальгар, аурипигмент или арсенопирит в зависимости от наличия реакционноспособного железа). Обогащённость туфогенных пород арсенопиритом (и реальгаром) прослеживается на многих золоторудных объектах. Это означает, что вулканогидротермальная пропилитизация «отгоняет» мышьяк из нижележащих осадков (в форме арсина) активнее, чем серу.

О возможных концентрациях селена и теллура в углеродсодержащих осадочных породах можно судить по юрским и палеогеновым углисто-глинистым горючим сланцам Южного Узбекистана, в которых их содержания в десятки-сотни раз выше кларковых (Проценко, 2008<sub>1</sub>). «Если содержание  $H_2S$  превышает концентрацию  $10^{-6}$  молярного раствора, как это имеет место в Чёрном море на глубинах более 200 м ..., то такие элементы, как Hg, Ag, Cu, Bi, Pb, Cd и Zn будут осаждаться в виде сульфидов, поскольку их содержание даже в нормальной морской воде выше, чем концентрация их в растворе, находящемся в равновесии с сульфидами» (Ведеполь, 1964, с. 409). К.Краускопф (1970) отмечает, что содержания мышьяка, сурьмы, селена и ртути в глинах и глинистых сланцах в 2-10 раз более высокие, чем в изверженных породах. Добавим, что концентрация золота в воде современного океана  $4 \cdot 10^{-10}\%$  (Виноградов, 1967) на несколько порядков превышает насыщающую растворимость его же сульфидных соединений, характеризуемую величинами  $n \cdot 10^{-17}$  –  $n \cdot 10^{-19}\%$  (Пещевский и др., 1965). И это может быть одной из основных причин неравномерности накопления золота в современных вулканогенных андезибазальтоидных осадках срединноокеанических хребтов. Локально они дополнительно обогащаются золотом, по-видимому, за счёт осаждения его из морской воды в связи с повышенной генерацией сероводорода сульфатредуцирующими бактериями в углублениях морского дна с плохой цир-

купающей воды. «Эмпирическим фактом является преобладающая локализация значительных скоплений сульфидов, обогащённых в первую очередь  $\text{Cu}$  (до 30%) и  $\text{Au}$  (до 40-60  $\text{г/т}$ ), затем  $\text{Zn}$ , в низкоскоростных ветвях  $\text{COX}$  (1,5-2,0  $\text{см/год}$ ). В интервале 0-40° ю. ш. Индо-Атлантической ветви выявлено более 15 рудных объектов» (Андреев и др., 2008, с. 240). На «Прогнозно-металлогенической карте Североатлантического хребта (0-40° с. ш.)» показаны (Там же, с. 243) десятки месторождений и проявлений золотосульфидной минерализации.

Отсутствие значимой корреляции содержания золота и серебра в породах и рудах большинства золоторудных полей Средней Азии в ЧТ связано с резко различным отношением их к хлору. Серебро, привносимое в бассейн с континента, осаждается хлором в грубозернистых осадках вблизи береговой линии. Корреляция золота с вольфрамом выражена не всегда чётко, несмотря на выявленную на ряде месторождений подчинённость их ореолов слоям и пачкам определённых пород ЧТ. Эта особенность также определялась, вероятно, активным переводом коллоидов вольфрамовой кислоты и его гетерополикислот хлором в осадки прибрежной зоны.

Без детальных наблюдений за особенностями (минерального) распределения любого металла в осадочной породе выводы о его седиментогенном (не обязательно собственно осадочном) накоплении в ЧТ не будут убедительными. И все же: «возможность концентрации металлов при определённых условиях в процессах выветривания и эрозии отчётливо видна на примере россыпных месторождений, латеритообразования, остаточных руд» и «содержание рассеянных металлов в вулканогенном материале, часто входящем в состав осадочных толщ, превышает содержание этих металлов в интрузивных породах» (Краускопф, 1970, с. 24; курсив ВФП). К этому можно добавить, что и в эффузивах серы, мышьяка, золота меньше, чем в их же туфогенных аналогах. Добавим также, что и латериты, и остаточные руды, и россыпи рано или поздно оказываются в составе осадочных пород, и что уже в бассейне седиментации могут возникнуть новые локальные накопления тяжелых минералов в результате деятельности течений в сочетании с мутьевыми потоками и оползнями на континентальном склоне. Наличие в метапесчаниках и гравелитах многих ЧТ псаммопсефитовых обломков тонкозернистого пирита, пиритсодержащих кремней и слюдисто-кремнистых сланцев свидетельствует о «взломе» верхних слоев осадка, слабо консолидированного диагенетическими коллоидами сульфидов, карбонатов, кремниеслоты не только извержениями вулканов, но и мутьевыми потоками, оползнями или течениями.

Обогащённость вольфрамом отдельных пород в осадочных толщах наиболее чётко проявлена в Букантау. В сланцево-песчаниковой пачке верхнекопатавской подсвиты на Сарытауском рудном поле по разрезу у восточного окончания штока гранитоидов выявлено (количественный спектральный анализ 23-х проб) среднее содержание вольфрама - 6,1  $\text{г/т}$ . В то же время в 73-х пробах кремнистых сланцев терригенно-карбонатно-кремнистой нижнекопатавской подсвиты (2,5 км севернее гранитоидного штока) вольфрама в среднем 12,2  $\text{г/т}$ . В породах рудовмещающей терригенно-кремнисто-карбонатной толщи лландовери - нижний девон Нуратау и гранитоидах Каратюбинского рудного района содержания вольфрама практически равные. Самое высокое (7,4-12,4  $\text{г/т}$ ) характерно для битуминозных и мраморизованных известняков, филлитовидных и углистых сланцев, биотитовых и лейкократовых гранитов (Отрощенко, 1977), и они в 5-6 раз выше кларковых. Приведённые примеры повышенного содержания вольфрама в углисто-терригенно-кремнистых позднепротерозой-раннепалеозойских породах Южного Тянь-Шаня соответствуют обобщению, что чаще других редкометаллоносными в различных регионах являются разнообразные углеродсодержащие терригенные и кремнисто-терригенные формации (Денисенко и др., 1986). Содержание вольфрама в современных донных илах Чёрного моря более 100  $\text{г/т}$  установлено (Павлов, 1981) в ареалах, куда сносится терригенный материал с Альп и Кавказа, где вольфрамовые месторождения не редкость.

В седиментогенной геохимической специализации пород отдельных ЧТ Западного Узбекистана большое значение имеет вулканогенный (пирокластический) материал. ЧТ, обогащенные вулканогенно-осадочными породами, отличаются повышенными содержаниями серы (пиритной), мышьяка, и именно в таких толщах локализовано большинство золоторудных полей и месторождений. Цепочка рудных полей, месторождений и рудопроявлений в южной части Центральных Кызылкумов (от Тамдытау на востоке до Ауминзатау на западе) включает Балпантау, Мурунтау, Косманачи, Ясвай, Амантайтау, Асаукак, Даугызтау, Высоковольтное, Сарыбатыр, Аджибугут, Калчиктау, Бижанкору, Узунсай, Джаманкон, Шокеятау. И на всех перечисленных объектах в составе рудолокализирующей толщи существенное развитие имеют туфогенные разности мелкообломочных пород, содержащих углистое вещество и сульфиды. Значительное распространение туфогенных кварц-полевошпатовых метаалевролитов и метапесчаников отличает рудолокализирующую толщу Мурунтауского рудного поля. Золото-колчеданные тела месторождения Амантайтау локализованы в пачках углисто-слюдисто-кварц-полевошпатовых пород (сланцы, метаалевролиты и мелкозернистые метапесчаники), чередующихся с игнимбритоподобными плагиоалевролитами и плагиопесчаниками. Они – прямые свидетели возникновения рудных концентраций золота еще при терригенно-вулканогенном накоплении протоосадков рудолокализирующей толщи и их диагенетической литификации. В выработках шахты №8 на этом месторождении выявлены непротяженные линзы туфолавы с крупными обломками интенсивно выщелоченного темного стекла. Здесь, на горизонте +300 м вскрыты многочисленные линзы пиритового колчедана с содержаниями золота до 80  $г/т$ , окруженные сланцами и алевролитами с рассеянной вкрапленностью пирита (конкреционного, в т. ч.).

Попытаемся выяснить причины и механизмы избирательного обогащения морских вулканогенных осадков определенными химическими элементами. В морских условиях пирокластические осадки немедленно вступают во взаимодействие с хлоридами и сульфатами натрия, калия, магния, кальция, с позднего протерозоя определяющими валовую соленость воды океана на уровне 35‰. Содержания наиболее важных элементов в воде современных океанов указаны на рис. 6. Извлечение из воды щелочных и щелочно-земельных металлов при вулcano-гидротермальной пропилитизации пирокластики (Na – при альбитизации + окварцевании; Mg, Fe, Ca – при хлоритизации, карбонатизации + окварцевании, K – при иллит-серицитизации + окварцевании) приводит к появлению свободных агрессивно-реакционных кислотообразующих анионов  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ , переводящих важнейшие для вулканогенных гидротермально-осадочных месторождений металлы (Fe, Mn, Cu, Zn, Au) в растворимые хлоридные и сульфатные соединения. Из горизонтов пропилитизируемых на глубине осадков они мигрируют в зону придонного накопления и раннего диагенеза, где осаждаются сероводородом, генерируемым анаэробными сульфатредуцирующими бактериями. В периоды затишья выбросов пирокластики и излияния лав в приповерхностных зонах осадков формируются моно- и полиминеральные микро- и макроконкреции, конкреционные линзы и слои (колчеданные, карбонатные, кремнистые, сульфидно-карбонатные, сульфидно-кремнистые). Серебро и свинец в процессах пропилитизации остаются в рассеянном состоянии практически на месте, так как образуют с «высвобожденными анионами» труднорастворимые хлориды и сульфаты. По этой же причине лишь незначительные количества сносимых с континента свинца и серебра достигают застойных зон морского бассейна.

Как показывает принципиальная схема взаимодействия пропилитизации пирокластического материала и диагенеза осадков в придонных слоях (см. рис. 6), сульфидные и сульфидсодержащие новообразования вполне могут обогащаться золотом. Подобные диагенетические минеральные новообразования (коллоидные при своём появлении) являются главными компонентами, консолидирующими рыхлый осадок. Течения в островодужных зонах морского осадконакопления «вымывают» из донных осадков в первую очередь неконсолидированный «лёгкий» материал, что и приводит

к дополнительному обогащению слоёв периода затишья вулканической активности микро- и макроконкреционным (золотосодержащим) пиритом. По мере накопления вулканогенных осадков всё новые их слои, в т. ч. и уже обогащённые сульфидами, вовлекаются в вулканогидротермальную пропилитизацию.

Пропилитизация как тип изменений, суммирующий результаты хлоритизации, серицитизации, карбонатизации, окварцевания, сформировала конечный облик андезитовидных (хлорит-плагиоклазовых и хлорит-серицит-кварц-полевошпатовых) туфоалевролитов и туфопелитов на месторождении Амантайтау. В них локализованы протягивающиеся на десятки метров кулисообразные серии линзовидных тел массивного колчедана (длина отдельных линз до 25-30, мощность до 1,5 м, содержание золота до сотни г/т) с ореолами метавкрапленных руд.

Если учесть скорость и масштабы накопления вулканогенного (пирокластического) материала, то станет понятным образование «крупнотоннажных» месторождений с невысокими содержаниями золота в толщах андезитовидной пирокластике вулканоплутонических поясов окраин континентов. В Охотско-Чукотском поясе «... только в пределах суши... объёмы изверженного материала составили 1054-1055 тыс. км<sup>3</sup>. При таких гигантских объёмах вулканы имеют отчётливо выраженную золотосеребряную геохимическую специализацию...» (Константинов, 2008, с. 228). Добавим, что с этими «выбросами» андезибазальтоидного материала только в зону континентальной седиментации поступило (в кларковых содержаниях): меди – 285 млн. т., цинка – 370 млн. т, свинца 22,8 млн. т, золота – 11,4 тыс. т, серебра – 285 тыс. т. Нет оснований сомневаться в столь же мощном поступлении аналогичной вулканокластике и в морской бассейн, где Fe, Mn, As, Au, W, U, Mo, Cu, Zn, Cd, Se и др. подвижные продукты её глубинной пропилитизации частично выщелачиваются хлор- и сульфатсодержащей морской водой, а затем осаждаются сероводородом в придонных слоях. Вулканы Ключевой группы и Шивелуч «... приурочены к северной части глубокого прогиба Центральной Камчатской депрессии, заполненной мощной толщей осадочных и вулканогенно-осадочных пород мелового и третичного возраста... На основе детальных исследований изотопии серы в фумаролах и осадочных образованиях считается «...правдоподобным предположение о подпитывании вулканических очагов, расположенных в краевых зонах прогиба, сульфатными водами из осадочных пород прогиба...» (Виноградов и др. 1971, с. 386).

О впечатляющих объёмах сольфатарной сульфидизации, аргиллизации, алунизации, силификации морских и континентальных вулканогенных осадков сообщается многими исследователями вулканогенной минерализации. При этом во многих публикациях подчёркивается резко неравномерное распределение отдельных элементов в слоистых толщах осадков в плане и по разрезу. Л.А.Комкова (и др., 1971) выявила резко неравномерное распределение кремнезёма, железа, марганца и мышьяка в современных глинистых, супесчаных железо-мышьяковистых и плотных травертиновых новообразованиях одной из термальных площадок Налачевской гидротермальной системы. С.И.Набоко и С.Ф.Главатских (1971, с. 299) показали, что на островках гейзера в центральном фумарольном поле вулканотектонической депрессии Узона «...пролювиальные отложения сцементированы рыхлым материалом, обогащённым сульфидами Fe, As, Sb, Hg, Zn, Cu с явным преобладанием среди них сульфидов Fe и As... Рудная минерализация прослежена на глубину 7,5 м. Максимум она достигает непосредственно в трещиноватых зонах, по которым поднимаются хлоридные натриевые растворы...».

Невысокие содержания золота – не обязательный признак крупнотоннажных месторождений в туфоалевролитовых толщах, хотя именно они дали 75% запасов металла, выявленных в Тихоокеанском андезитовом поясе во второй половине 20-го столетия (Стружков и др., 2008). Типичным их представителем является месторождение Раунд-Маунтин в штате Невада. Исследованиями современных осадков зон активного вулканизма в океанах выявлено много сульфидных золоторудных объектов

с высокими (десятки  $г/м$ ) средними содержаниями золота. «Крупная промышленно значимая рудная залежь Пакамус... расположена на дне внутреннего Новогвинейского моря в Меланезийском звене островных дуг Западно-Тихоокеанской транзитали. По данным четырёх скважин придонного бурения, продуктивный горизонт залегает у поверхности дна, имеет мощность 5 м при средних содержаниях  $Cu - 5$  и  $Zn - 22\%$ ,  $Au - 13$  и  $Ag - 167 г/м$  (Андреев и др., 2008). Глубоководное бурение показало, что ниже рудной залежи до глубины 387 м распространены сильноизменённые, насыщенные рассеянным пиритом вмещающие образования. Незначительный по мощности прослой сплошных сульфидов отмечен только в интервале 75-80 м ниже поверхности дна. Почти полное отсутствие рудных скоплений на глубине явилось неожиданностью для исследователей этого района (Андреев и др., 2008, с. 247-248). Эта, как показано выше, вполне закономерная «неожиданность» опровергает (или сводит к минимуму) ведущую роль потоков рудообразующего вещества из мантии, астеносферы и ядра, постулируемых многими исследователями минерации конкретных регионов, в т. ч. и в океанических вулканоплутонических поясах.

«Не имеющее» объяснения (Андреев, Аникеева, 2008, с. 240) отсутствие накопления свинца в морских терригенно-вулканогенных толщах при широком распространении стратиформных золотосодержащих цинково-медных месторождений легко объяснимо, как показано выше, различиями в миграционной способности соответствующих металлов в активированной вулканом морской воде в связи с неодинаковой растворимостью их сульфатов и хлоридов.

Охарактеризованный механизм «взаимодействия вулкана и моря» объясняет генетику повышенных вулканогенно-гидротермально-осадочных концентраций (нередко промышленно значимых) определённых металлов и некоторые закономерности избирательной геохимической специализации морских вулканогенных толщ, черносланцевых, в особенности. Ими определены ресурс золотопродуктивной минерации в ЧТ и сама возможность рудогенеза в эндогенных условиях в связи с метаморфизмом, тектогенезом и гранитоидным магматизмом. Ведущую роль в седиментогенном обогащении определённых слоёв и пачек осадочных пород золотом играли два источника – наличие ионно-растворённого металла в морской воде и хлоридное выщелачивание его из вулканокластики. Существенное влияние на концентрацию золота в морской воде и осадках, безусловно, имело поступление металла в зону седиментации с материалом выветривания и дезинтеграции золотоносных пород (и руд) континентов. К приведённым ранее масштабам выноса золота речными потоками следует добавить трудно учитываемый вынос реками благородного металла и в коллоидной форме.

«Осаждение золота даже из коллоидальных растворов сульфидами тяжелых металлов и особенно пиритом известно давно и идет очень интенсивно. Это объясняется реакцией  $9FeS_2 + 40AuCl_3 + 6FeCl_3 + 2H_2O = 8FeSO_4 + 10H_2SO_4 + 124HCl + 40Au$ . При этом происходит восстановление  $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$ . Исследования последних лет указывают на нахождение Au в морской воде главным образом в виде комплексного аниона  $[AuCl_4]^{-1}$ . Его растворимость значительно выше концентрации Au в океанической воде» (Виноградов, 1967, с. 141-142). «Незначительное обогащение сероводородом кислых рудоносных растворов, содержащих элементарные ионы золота и его хлоридные (галлоидные) комплексы, способствует осаждению золота при любых значениях pH» (Павлов, Павлова, 1971, с. 145). В морских осадках основная масса золота связана с пиритом, поскольку именно сероводород разрушает хлоридные и кислородные комплексы благородного металла. В осаждении золота немалое значение может иметь и мышьяк, способствующий вхождению его в сульфиды и сульфосоли, и/или образованию органических соединений. Содержание мышьяка в воде океанов колеблется от  $0,046 \cdot 10^{-4}$  до  $8 \cdot 10^{-4}\%$ , в 3-4 раза превышая в отдельных случаях его кларки в магматических и осадочных породах.

Наличие и распространённость всех упомянутых форм золота в морских осадочных образованиях изучено крайне слабо. Обнаруживавшиеся субмикронные выделения самородного золота надёжно не диагностировались из-за неоднозначности их восприятия под микроскопом на разном минеральном фоне и ослабленного внимания минералогов к структурно-текстурным особенностям вмещающей среды (в широком петрологическом понимании термина). В метаморфических преобразованиях осадочных пород зёрна кластогенного золота изменяли не только свою форму, но и состав. Сланцеватость приобретали и более упругие агрегаты седиментогенного пирита, метакристаллы арсенопирита, гнездово-прожилковые сегрегации метаморфогенного кварца.

Реакцией с хлором сносимое с континента коллоидное золото в бассейне седиментации частично или полностью переводится в раствор. Хлор переводит в раствор и золото, содержащееся в вулканогенном материале осадков. Эти процессы могут длительно поддерживать повышенную концентрацию благородного металла в воде бассейна седиментации. Активизация сульфатредукции в обогащённых органикой осадках застойных зон приводит к переводу золота в твёрдую фазу (самородную или сульфидную).

Металлоносные осадочные породы в глубинах литосферы претерпевают ряд последовательных метапреобразований в связи с ростом температуры и давлений, меняющих устойчивость большинства минеральных форм рудоформирующих химических элементов. Основное значение в изменении химического состава осадочных пород, несомненно, имеют дегидратация, декарбонизация, декарбонатизация и десульфидизация (Проценко, 1984, 2011, 2012). Высвобождение воды, кремниевой кислоты, серы, мышьяка, золота, образование углекислоты и их миграция из пород в порово-трещинные системы (а затем и по ним) – основа понятия о мобилизации рудообразующих элементов в применении к рудогенезу в зеленокаменных поясах и ЧТ в ходе региональных и локальных метаморфогенно-метасоматических преобразований их пород. Жилы и системы прожилков формируются на завершающей стадии метаморфогенно-метасоматических преобразований локализирующего субстрата. Зависимость состава жил от вмещающей среды видна по смене их выполнения при переходе из одной среды в другую. Жилы в алюмосиликатных средах выполнены кварцем, в карбонатных – кальцитом и/или доломитом, в полевошпатовых метаалевролитах – альбитом или кварцем с калиевым полевым шпатом. Тонкие кварцевые прожилки секционно становятся пиритовыми на пересечении слоёв с конкреционным пиритом (месторождения Амантайтау и Турбай). Сугубо местное перераспределение углистого вещества в микротрещины диагонального (к наслоению) кливажа сланцеватости наблюдалось в углисто-хлорит-серицитовых сланцах Писталитау.

Главные минералы метаморфогенных жил и гнезд на Коспактауском рудном поле в десятки, сотни раз беднее Ni, Co, Mo, Zn, Pb, чем вмещающие их сланцы, кварциты, доломиты и ортоамфиболиты. При образовании 1 км<sup>3</sup> жильно-прожилковой минерализации (её до 10-30% объёма во многих блоках Коспактауского рудного поля) могло бы высвободиться (млн. т): Ni – около 0,5, Co – 0,08, V – 2,7, Mo – 0,14, Cu – 0,8. И весь вопрос в том, смогут ли эти массы рудообразующего вещества сконцентрироваться в определённом месте?

Каждая тектоническая подвижка способствует повышению проницаемости пород, снижению статического давления подвижных фаз и их движению к тектоническим нарушениям. В относительно открытых порово-трещинных системах тектонических нарушений рано или поздно установится термодинамическое равновесие растворов с сосуществующим паром (флюидом) на приспособленном к структуре объекта пространственно подвижном субгоризонтальном уровне. Зона подвижного равновесия пар (флюид) – вода (раствор) установится и в относительно закрытых от внешней среды трещинно-поровых системах метаморфизируемых пород, если температура и давление подвижных фаз ниже критических для воды (около 374 °С и 217,7 атм). Кри-

тическое для воды давление и определяет глубину возникновения таких минералообразующих систем. Если оно задано гидростатически, то предельная глубина не может превысить 2,5 км. Именно глубины от 1,5 до 3 км являются наиболее благоприятными для гипогенного рудообразования, главную роль в котором играют поровые растворы вмещающих пород (Иванов, 1970). Субгоризонтальная зона подвижного равновесия пар (флюид) – вода (раствор) в каждый момент геологического времени будет наиболее благоприятной для перехода в твёрдую фазу растворённых веществ, что связано с повышением концентрации растворов у границы фаз за счёт испарения (кипения в открытых системах). Сюда же стекает конденсат из верхних частей порово-трещинных систем, принося с собой новые порции выщелоченных из горных пород компонентов. Вода в штокверковых «рудных телах» не остаётся. Основной механизм её удаления из системы – испарительный, об этом свидетельствует строение метаморфогенных кварцевых жил. Они сложены аплотриоморфными зёрнами; друзовая кристаллизация для них не характерна. На это же указывает присутствие периклаза в метавкрапленных золотосульфидных рудах месторождения Сарыбатьыр.

*Миграция рудообразующих компонентов в металлоносных породах к зоне твёрдофазного минералообразования сверху с помощью испарительно-конденсационной «ветви» конвекции подвижных фаз может оказаться не менее продуктивной в поставке металлов, чем снизу.* Конденсат, насыщенный в условиях окисления углистого вещества и сульфидов кислотообразующими газами ( $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{AsH}_3$ ), более активно извлекает из пород золото, в отношении которого он оказывается ненасыщенным, в отличие от раствора ниже зоны термодинамического равновесия растворителя и пара. По приближению к зоне испарения растворитель и кислотообразующие газы вновь устремляются вверх, а экстрагированные конденсатом «нелетучие» компоненты пород вновь переходят в твёрдую фазу. Вероятно, таким был механизм конвекции растворов при формировании золотосульфидно-кварцевых жил на месторождении Зармитан.

Внимание к рудоконтролирующей роли субгоризонтальных зон («слоёв») привлечено формулировкой *принципа рудоконтролирующей роли геоида*. «...Многие месторождения, формирующиеся на различных глубинах, оказываются расположенными закономерно вблизи поверхности геоида» (Рундквист, 1983). Одним из следствий более интенсивного минерогенеза в субгоризонтальной зоне термодинамического равновесия жидкости и пара является наличие у рудных столбов крутого падения протяжённых субгоризонтальных «отростков». Модель метаморфогенно-метасоматического рудообразования даёт своё толкование этому явлению: «ответвления» питали рудные столбы, являвшиеся в силу более высокой дислоцированности структурами, испарявшими флюид-раствор из системы. И это наиболее приемлемое объяснение, почему рудные столбы практически не выходят за контуры стратиформных штокверков. С наибольшей наглядностью это проявлено на Кокпатаасском рудном поле.

«Единство» всей метаморфогенно-метасоматической минералообразующей системы в пределах хотя бы одного месторождения (рудного поля) практически недостижимо из-за тонкого переслаивания пород разного состава и интенсивной пликативной и дизъюнктивной их дислоцированности. В каждой складке и трещине возникает своя подсистема минералообразования с температурой, давлением и составом подвижной водно-флюидной фазы, характерными ближайшему окружению. От открытости таких подсистем зависят продолжительность «конвективной работы» подвижных фаз, интенсивность метаморфогенно-метасоматических преобразований субстрата и перераспределения его компонентов. По минеральному составу, структуре и текстуре новообразования даже в соседствующих подсистемах могут существенно различаться. В Мурунтау проявлено стратиформное соседство шеелит-золото-актинолит-кварцевых и шеелит-золото-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевых метасоматитов по известнякам и алюмосиликатным породам, соответственно. Вовлечение таких подсистем во взаимодействие более крупными синметаморфическими пликативными и разрывными структурами может привести (в металлоносных толщах) к формированию

промышленно значимых рудных тел с повышенным содержанием и более контрастным распределением рудообразующих компонентов (минералов). Вода в жидком состоянии, несомненно, главный переносчик не только минерального вещества, но и тепла; именно нагрев и охлаждение, кипение и конденсация в «союзе с гравитацией», в конечном счёте, способствуют её перемещениям в литосфере.

В локализации конкретных метаморфогенно-метасоматических рудных тел доминирующая роль принадлежит синметаморфическим складкам, флексурным перегибам их крыльев, полостям отслоения, связанным с формированием складок, поперечным (диагональным) разрывам сплошности. Продуктивная минерализация в осевых зонах крупных складок сочетается метасоматиты с секущими и конформными жилами и прожилками. Благодаря особо интенсивному метасоматическому и сегрегационному минералообразованию в структурах «пересечения» осевых зон крупных складок поперечными разломами на месторождениях золота в ЧТ формируются рудные столбы. Для месторождения Мурунтау многими геологами подчёркивалось особое значение разломов северо-восточного простирания в размещении богатых руд. Они возникали в результате сжатия всего комплекса ЧТ при формировании субширотной Тасказганской антиклинали.

Выклинивание трещин изгиба пластов кверху и их же раскрытие книзу обеспечивают относительно повышенную закрытость порово-трещинных систем, возникающих в синклиналиях, и более длительное конвективное взаимодействие заполняющих растворов с породами. На месторождении Мурунтау Тасказганская антиклиналь организует общий поток метаморфогенно-метасоматических растворов и флюидов, а в порово-трещинных структурах осложняющей синклинали они «падают в ловушку» и «работают» более длительно в конвективном режиме. В этом же плане И.Х.Хамрабаевым с соавторами обобщены условия локализации вольфрамовых руд на некоторых месторождениях. «Формирование и размещение рудных тел на месторождении Койташ контролировалось совокупностью факторов. Наиболее ответственными для возникновения мощных промышленных залежей были области пологого падения интрузива и *логообразные погружения* (курсив ВФП) на его поверхности. Койташский интрузив... прорывает северную часть Койташской мульды и ассимилирует значительную её часть...» (Факторы формирования..., 1984, с. 120). Подобный же тезис записан в выводах по анализу пространственных соотношений золоторудной минерализации с интрузивным магматизмом В.А.Злобиным (2004, с. 496). «...Наиболее известные золоторудные узлы Южного и Среднего Урала локализируются в пределах или обрамлении ареалов интенсивной магматической деятельности. Во внешних частях ареалов обнаруживаются вулканогенные породы основного и среднего составов, перекрытые более молодыми осадочными, в том числе и черносланцевыми, отложениями. Нередко золотые руды локализируются в черносланцевых отложениях, образующих провалы в кровле гранитоидов повышенной основности и натровости».

Как можно объяснить «горизонтальную» миграцию метаморфогенных растворов (флюидов) в высокотемпературные зоны метаперерождения пород из периферийных низкотемпературных? Такое направление движению растворов задаётся реакциями, высвобождающими воду (серицитизация глинистых минералов; биотитизация серицита и хлорита), приводящими к относительно более быстрому росту давления в поровых пространствах пород во внешних водообильных и менее прогретых зонах термоаномалий. Естественно, что растворы будут стремиться к зонам повышенной дислоцированности и проницаемости, развивающимся в ареалах повышенной температуры.

Длительность и интенсивность конвекции метаморфогенно высвобождаемых подвижных фаз в дренирующей метаморфизируемую толщу структурах определяются положительным тепловым эффектом многих метаморфогенно-метасоматических преобразований (см. табл. 6). Отсюда, как следствие, вытекает вероятность автономных саморазогревающихся систем минерагенеза, для возникновения и развития которых

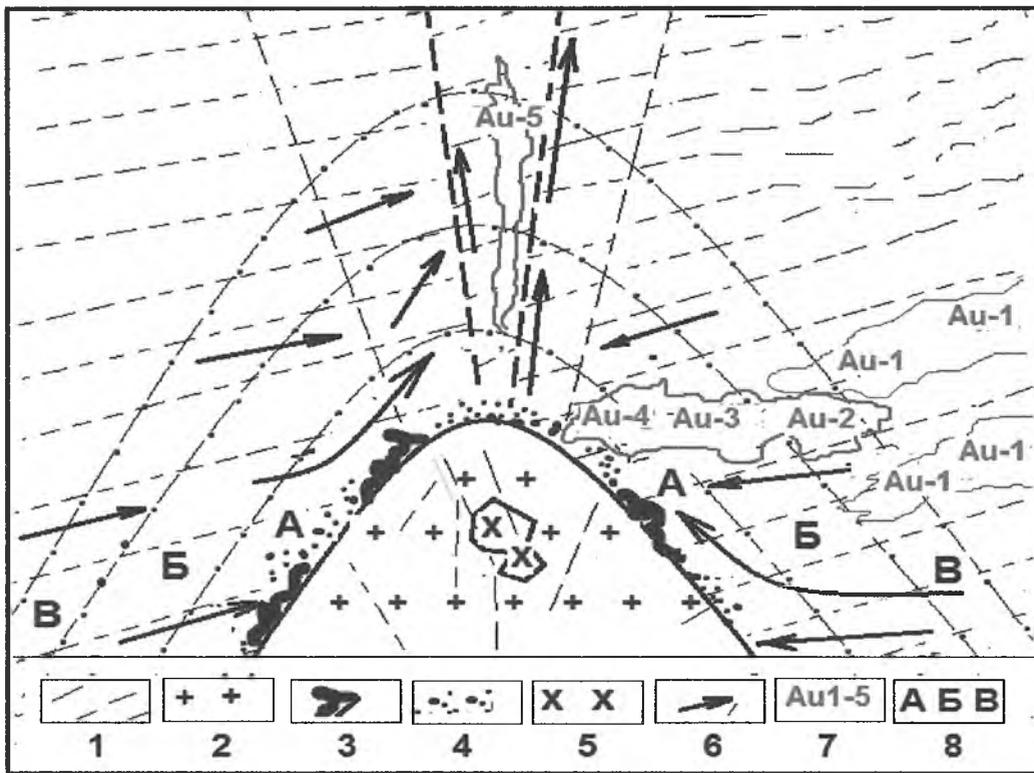
внешний источник тепла не является обязательным. Безусловно, интрузии магмы провоцируют возникновение конвективных систем (Константинов, 2004), продуктивность «работы» которых лимитирована принесённым интрузией теплом и градиентами температуры в пространстве. Энергетически и вещественно автономные конвективные системы метаморфогенно-метасоматического минерагенеза в условиях регионального динамотермального метаморфизма металлоносных пород развиваются медленнее, чем контактовые надинтрузивные, но именно поэтому существуют более длительно. Минералообразование в них особо интенсивно осуществляется в приспособленной к структуре объекта субгоризонтальной зоне равновесного существования жидкости и пара, глубина залегания которой определяется температурой (около 373 °С) и давлением (около 217 атм), критическими для воды. Для гидростатического давления это глубина около 2 км.

Графическое изображение модели метаморфогенно-метасоматического формирования масштабного стратиформного жильно-прожилкового штокверка автором приведено в публикации 2008г. Логика термоградиентного метаморфогенно-метасоматического минерагенеза позволяет понять, что подвижные фазы (вода с растворёнными в ней газами и металлами), высвобождаемые в ходе метапреобразований толщ металлоносных осадков и осадочных пород, попадая в зоны раскрывающихся крупных разрывных нарушений, могут мигрировать в них не только вверх, но и вниз. Это связано с резким падением в них давления подвижных фаз до гидростатического или даже более низкого в результате испарения, хотя в порых окружающих пород оно не ниже литостатического. Имеются сообщения о дефиците гидростатического давления над зонами древних разломов фундамента под перекрывающей их нефтепроизводящей баженовской свитой на территории Западносибирской низменности.

По тем же причинам подвижные продукты термоградиентного метаморфизма осадочных пород устремляются к дислокациям проникновения магмы из литосферных или подкоровых глубин в верхние этажи земной коры. К.Менерт (1971, с. 190) в деталях рассмотрел проблемы пространства для внедрения крупных массивов магмы. Автор принимает его вывод по этому вопросу: «Даже если предположить возможность полного палингенеза осадков с образованием гранитной магмы, то и тогда проблема пространства для палингенных гранитных плутонов, внедрившихся в верхнюю часть земной коры, остаётся нерешённой, так же как и в случае ювенильной магмы. Таким образом, проблему пространства применительно к верхним горизонтам земной коры следует решать преимущественно на тектонической основе, пока роль химических процессов в образовании гранитов остаётся неясной».

Для обсуждаемой здесь взаимосвязи рудогенеза в толщах осадочных пород с внедрёнными в них интрузиями принципиально важным является развитие зонального термического метаморфизма вокруг интрузии (рис. 24).

Геохимическая (и пространственная) подвижность компонентов пород дифференцирована термодинамическими параметрами регионального и контактового метаморфизма. Кремнекислота высвобождается в термодинамических обстановках практически всех фаций и субфаций метаморфизма, но в особо значительных количествах при зеленосланцевых преобразованиях (пропилитизация и хлорит-серицитовая субфация), когда ещё устойчивы сульфиды, самородное золото. Это и объясняет резко неодинаковую золотоносность жил разных стадий метапреобразований субстрата. Жилы кварца, синхронные региональной серицитизации кварц-полевошпатовых пород, крайне бедны золотом (даже если они располагаются в рудных залежах золото-сульфидной формации). Метасоматиты разных стадий достаточно резко отличаются по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям, но близки по валовым



**Рис. 24.** Принципиальная схема потоков подвижных фаз и растворённых в них компонентов осадочных пород при их термоградиентном контактовом метаморфизме из поровых пространств к интрузиву. 1 – массив слоистых осадочных пород типа граувакк; 2 – интрузия гранитоидных пород; 3 – контактовые скарны, сложенные преимущественно (или только) безводными силикатами, алюмосиликатами, карбонатами, вольфраматами, окислами; 4 – контактовые роговики (пироксен- и амфибол-полевошпатовые); 5 – пегматиты и пегматоиды камерные, редкометалльные и керамические; 6 – генеральное направление миграции подвижных продуктов метаморфогенно-метасоматического преобразования пород осадочной толщи; 7 – типы золотосодержащей минерализации (в черносланцевых толщах): 1 – золотосульфидная осадочно-диагенетическая вкрапленная, мелкогнездово-конкреционная, линзовато-слоистая, 2 – золото-сульфидная метавкрапленная, мелкогнездовая и тонко линзовато-прожилковая, 3 – золотосульфидно-кварцевая брекчиевидно-прожилково-метасоматическая с явлениями термохимического разрушения углистого вещества и сульфидов вмещающих пород, 5 – прожилково- жильная золотокварцевая с переменными количествами карбонатов, сульфидов и самородного золота (иногда на значительных расстояниях от интрузии); 8 – зоны метаморфогенно-метасоматического термоградиентного контактового преобразования вмещающих осадочных и осадочно-метаморфических пород: А – гиперстеновая фация контактового метаморфизма с образованием преимущественно безводных минералов скарнов, скарноидов и роговиков, Б – амфиболитовая фация контактового метаморфизма с формированием амфибол-полевошпатисто-кварцевых метапород (с деструктивными преобразованиями сульфидов и карбонатов), В – зеленосланцевая фация контактового метаморфизма пород (хлоритизация, серицитизация, актинолитизация, эпидотизация вмещающих пород с перекристаллизацией сульфидов, карбонатов, кварца, с генерацией воды и кремнекислоты).

содержаниям золота. В обстановках начальных стадий метаморфизма золото перераспределяется в соответствии с интенсивностью перекристаллизации рассеянных концентраций. Попутно с окислением углистого вещества при метакалишпатизации алевролитово-сланцевых пород рудолокализирующей толщи (на Мурунтауском рудном поле) разрушаются комплексы золота в растворе, и оно переходит в твёрдую фазу в

самородном состоянии. Дисперсия распределения золота в штокверках резко возрастает за счёт формирования золотосодержащих сегрегаций кварца, но в метасоматитах его концентрация остаётся невысокой.

Каждое метапреобразование субстрата приводило к изменению минеральных форм большинства химических элементов, дифференциальному местному и дальнему перераспределению, созданию промышленных концентраций и запасов в одних обстановках, разубоживанию и уничтожению в других. На этом долгом пути рассеянных элементов к рудам происходит мономинеральная перекристаллизация, полиминеральный порфириобластез, замещения, динамотермохимическая деструкция минералов, концентрирование элементов в новых минеральных формах и сочетаниях.

Понятие «метаморфогенно-метасоматическое рудообразование» отвечает на вопросы об источниках вещества, способах его мобилизации и концентрирования, формирования крупных и уникальных по запасам месторождений. Становится понятным наблюдаемые в Южно-Тяньшаньской минерагенической провинции более плотное расположение рудных объектов вольфрама и золота по приближению к некоторым массивам гранитоидов с практическим отсутствием их (за очень редкими исключениями) непосредственно в гранитах. К таким исключениям относятся Кошрабадский в Нуратау, Алтынтауский в Букантау, контактирующие с черносланцевыми и вулканогенно-кремнистыми толщами, в пределах которых цепочки рудных объектов золота и вольфрама протягиваются далеко за пределы контактового воздействия этих интрузий. В тех же регионах ряд гранитоидных массивов не сопровождается их же рудными концентрациями, как и рудами железа контактно-скарнового типа.

Высокотемпературным метаморфогенно-метасоматическим минералообразованием практически завершается формирование вполне определённых типов руд и конкретных рудных тел в геохимически специализированных ЧТ Центральных Кызылкумов, начавшееся ещё при накоплении их протоосадков. Это всего лишь одно из важных событий, несомненно, более сложной истории становления месторождений, моделированию которых необходим учёт вклада в рудогенез каждого геологического процесса, проявленного в регионе.

Принципы построения интегральных геолого-генетических моделей рудных формаций изложены в работах Д.В.Рундквиста (1983), В.А.Кузнецова и др. (1983), Л.Н.Овчинникова (1983). «...Построение генетической модели подразумевает максимально полное познание всей системы формирования данного конкретного объекта или типа месторождений, начиная от источников рудного вещества, форм и способов их переноса до условий концентрации в рудные залежи» (Кузнецов и др., 1983, с. 5, 7). К этому необходимо лишь добавить необходимость рассмотрения последовательности рудогенерирующих минерагенических событий в канве общей истории геологического развития региона.

Таблицы 2 и 7 отражают сложившиеся у автора представления о формировании месторождений определённых золоторудных формаций в ЧТ Западного Узбекистана. В их основу положены пространственно-временные соотношения рудоформирующих минеральных комплексов и парагенезисов с процессами и продуктами основных этапов геологического развития региона. Учтён дуализм хронологии и пространственных соотношений руд разных формаций на конкретных рудных полях и в регионе, объективно обусловленных последовательностью (во времени и пространстве) формирования рудоформирующих минеральных комплексов в термоградиентных полях регионального и контактового метаморфизма. Предложенная модель рудогенеза не отвергает возможности поступления в зону метаморфогенно-метасоматического минерализованных растворов из глубинных источников (палингенных магматических очагов; Кременецкий, 1992). Ориентирована она, однако, на ресурсы рудовмещающей толщи непосредственно. Правомерность такой ориентировки показывают присутствие в рудах золотосульфидной и золотосульфидно-кварцевой формаций зна-

чительных количеств осадочно-диагенетических минералов рудообразующих компонентов и признаки прямого участия их в формировании метавкрапленных и прожилковых форм пирита и арсенопирита, исчезновение глобулярных и комковатых микроконкреций сульфидов около трещин и прожилков, в частности. Подобные же соотношения осадочно-диагенетических и метаморфических парагенезисов описаны С.И.Рыбаковым (1987) в колчеданных образованиях раннего докембрия Балтийского щита, В.Ф.Барановым (1985) в железорудных месторождениях Кольского полуострова.

Нет причин априорно отвергать саму возможность подачи рудообразующего вещества в верхние зоны земной коры из мантии и астеносферы. Но нет ещё доказательств существования непрерывной астеносферы у границ земной коры и мантии. Было бы так – маловероятными стали бы спрединг океанической и континентальной коры, подъём срединных хребтов в океанах. В мантии вряд ли существовали и существуют «готовые резервуары» легко подвижных субстанций с необходимыми для рудообразования в земной коре компонентами. Значит, необходимы более детальные характеристики их мобилизации и направленной миграции в земную кору, объяснения локализации то индивидуальных, то совмещённых рудных концентраций золота, вольфрама, железа, меди в толщах и массивах пород определённого состава. Не совсем логично на этом фоне отсутствие значимых рудных месторождений золота, вольфрама, железа, меди в офиолитовом поясе, протяжённом от Султанувайса до границ с Китаем с характерными метапреобразованиями перидотитов и пироксенитов, являющихся наиболее вероятными породами мантии.

В Западном Узбекистане размещение минерализации разных типов определённо сочетается с положением крупных субширотных термоаномальных структур. Их центральные зоны отмечены распространением пирротинсодержащих парагенезисов в ЧТ и цепочками проявлений редкометалльно-золото кварцевой минерализации. В Букантау термоаномалия протрассирована обнажающимися и нескрытыми интрузивами гранитоидов. В Южной части Тамдытау она пространственно совпадает с ядром субширотной тасказганской антиклинали. В Ауминзатау в центре аномалии располагается одноименный гранитоидный массив с ореолом интенсивной биотитизации и пирротинизации во вмещающих осадочно-метаморфических породах.

Типы рудоформирующих минеральных комплексов, основные структурно-текстурные особенности созданных ими руд и масштабы рудных объектов моделью метаморфогенно-метасоматического апоосадочного минерогенеза в ЧТ взаимоувязаны с масштабностью, интенсивностью и типами изменений вмещающих пород. Сульфатредукционная минералого-геохимическая специализация осадков длительно существовавшей халистазы предопределила основные черты зональности (будущего) метаморфогенно-метасоматического рудного объекта, геохимическую специфику метаморфогенно-метасоматических минеральных ассоциаций и термодинамику процессов гипогенного минералогенеза. Подобные обобщения сделаны при изучении метаморфических преобразований в медистых отложениях (Богданов и др., 1968).

Серьёзные осложнения в восстановление истории метасоматических преобразований пород на рудном объекте, в интерпретации метасоматической зональности месторождений и рудных полей, пространственных и генетических соотношений конкретных метасоматитов с рудогенезом обусловлены двойственностью хронологии минерогенетических событий регионального и локального (контактового, в частности) метаморфизма пород, противопоставлением метасоматоза и метаморфизма в связи с представлениями об изохимическом развитии регионального метаморфизма.

Принципы дифференциальной подвижности химических элементов и ряды их подвижности в разных средах (Коржинский, 1957, 1964) объясняли эмпирические закономерности в развитии постмагматического гидротермального минералообразования при движении раствора в породу из трещины. В применении к восстановлению динамики гидротермального минерогенеза в толщах осадочно-метаморфических пород

эти обобщения оказались непримиримо противоречивыми. В рядах подвижности титан и алюминий находятся в числе наименее подвижных, но обогащённые ими типы метасоматитов располагаются чаще всего в самых внешних (по отношению к трещине или конкретному интрузивному телу) зонах. Между тем, строение метасоматических колонок «около» трещин приходит в полное согласие с принципом дифференциальной подвижности как раз в метаморфогенно-метасоматических процессах, где главенствуют потоки вещества из объёмов преобразуемых пород в трещины (Проценко, 2008<sub>1</sub>).

Отчётливо это проявлено при метакалишпатизации, обусловившей наиболее контрастные изменения цвета, минерального и химического составов сланцев и алевролитов в рудных телах Мурунтау. Образование калиевого полевого шпата за счёт биотита и мусковита (в присутствии кварца) воспроизведено Г.Фон Платеном при экспериментальном изучении появления лейкократовых выделений мигматитов, по составу соответствующих гранитам, аплитам, гранодиоритам или даже тоналитам. «Анатектические расплавы, содержащие калишпатовый компонент, образуются при инконгруэнтном плавлении биотита и мусковита в присутствии кварца и плагиоклаза... В зависимости от состава пород *разложение мусковита* осуществлялось при температурах от 600 до 730 °С и давлении воды 2000 бар. Это означает, что метаморфизм высшей степени начинается в том же интервале температур, что и анатексис... Единственное условие для осуществления анатексиса – присутствие кварца, плагиоклаза и калиевого минерала – ортоклаза, мусковита или биотита» (Платен, 1967, с. 221, 225). Именно такой состав имели породы толщи, локализующей все сколь-нибудь значимые рудные тела Мурунтау. При их преобразовании в условиях амфиболитового метаморфизма и возникали упоминавшиеся выше концентрированные водно-кремнистые растворы-расплавы, мигрировавшие к трещинам под воздействием постоянно растущего давления подвижных фаз в порах преобразуемых пород. По мере продвижения раствора к трещине падало его давление, в зависимости от геохимической подвижности компоненты переходили из раствора в твёрдую фазу. Охлаждение раствора за счёт его дегазации и испарения воды вело к выполнению трещин и разломов минералами наиболее подвижных компонентов (щёлочные полевые шпаты, шеелит, кварц, карбонаты, сульфиды, сульфоарсениды, золото в рудах Мурунтау). Не случайным представляется строение жил и прожилков в полевошпат-кварцевых метасоматитах Мурунтау. Центральная «мономинеральная» зона в них, как правило, выполнена кварцем и оторочена на контактах с вмещающей породой каёмками калиевого полевого шпата или альбита. Около метакристаллов пирита часто наблюдаются скопления лейкоксена. Это явление того же порядка. Метакристалл поглотил из окружающего пространства железо, титану в нём места не оказалось.

Роль воды в механизмах мобилизации, транспортировки и концентрирования рудообразующего вещества оказывается уникальной. Алгоритм её поведения сводится к растворению вещества, его перемещению и концентрированию в трещинах и около них путём полного испарения. Уже отмечалось, что вода не остается в созданных при её помощи новообразованиях, будь то жилы кварца, карбонатов или метасоматические новообразования с сульфидными и самородными металлами, или без них. Не остается вода и в производных постмагматических преобразованиях интрузивных и излившихся магматических пород.

Дифференциальная подвижность (в зависимости от устойчивости минеральных носителей) при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях осадочных пород приведёт к диспропорционированию химических элементов и их изотопов. Пожалуй, это главная из причин противоречий между стратиграфической и радиоизотопной хронологией минерагенических событий в рудных провинциях, полях и месторождениях. Фактология предпочтительного выноса рубидия из рудных тел Мурунтау показывает малую убедительность определений абсолютного возраста на основании интерпретации изохрон, построенных по результатам соответствующего анализа единичных проб.

Логика и фактография минерагенических событий на месторождениях золота и вольфрама в осадочных толщах Западного Узбекистана показывают, что закономерности в развитии процессов образования и преобразования пород и руд в земной коре (дезинтеграция → денудация → седиментогенез → литификация → метаморфизм → плутонизм → вулканизм → тектогенез → рудогенез) обусловлены физико-химическим взаимодействием предельно контрастных верхних геосфер Земли (лито-, гидро- и атмосфера). С особой отчётливостью роль перечисленных планетарных процессов проявляется при формировании металлоносных морских осадочных толщ и их метаморфизме. Как при накоплении и литификации протоосадков, так и при метапреобразованиях ЧТ в гипогенных условиях максимально подвижными оказались химические элементы, способные менять валентность в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала минерагенической системы. В седиментогенезе осадки, содержащие углестое вещество, обогащались серой, мышьяком, золотом при активном действии хлора морской воды и биологической сульфатредукции в анаэробных обстановках. При метаморфизме они же перераспределялись особо интенсивно путём неоднократных изменений минеральных форм своего нахождения, визуальнo прослеженных в породах и рудах ЧТ Западного Узбекистана. Выявлены факты очистки седиментогенного пирита от примесей при перекристаллизации и его исчезновения из пород около трещин и жильных новообразований, выполнения трещин сульфидами только на пересечении сульфидсодержащих пород. Метапирротинизация пирита и арсенипирита, полная их термохимическая деструкция при метакалишпатизации дополнили характеристику поведения серы, мышьяка и золота в обстановках высокотемпературного метапреобразования металлоносных пород.

Ряд условий формирования рудных концентраций (железа, меди, никеля) при функционировании интрузивного магматизма обсуждены в главах 2 и 4. Необходимо лишь добавить, что к их созданию приводят не только процессы гравитационной и ликвационной дифференциации крупных объёмов магмы при их медленном охлаждении, но и постмагматические метаморфогенно-метасоматические преобразования самих интрузивных пород в активном вещественном взаимодействии с толщами осадочных и метаморфических пород. Такowymi являются рудные концентрации железа, вольфрама, меди, свинца и цинка в скарнах, вольфрама, меди и молибдена в грейзенизированных гранитоидах, вольфрама в вольфрамит-полисульфидно-кварцевых жилах в грейзенизированных гранитах (месторождение Саргардон, к примеру).

Минерагенезом позднегерцинской и альпийской тектономагматической активизации территорий Западного Узбекистана завершается цепь рудогенерирующих событий, в т. ч. и в связи с гипергенными процессами, уже в предмеловое время активно преобразовывавшими выведенные на поверхность рудные концентрации (золота, в частности). Гипогенный герцинский минералогенез магматической и постмагматической стадий в соответствии с новыми энергетическими «возмущениями» и возросшей термодинамической градиентностью в окружающем интрузию пространстве приводит к возникновению иных проявлений металлов. Пространственно они чётко «привязаны» к разломам и дайковым поясам. На Мурунтауском рудном поле широко и мощно проявленные пирит-альбит-турмалиновые жилы и метасоматиты сопутствуют субширотному дайковому поясу и прослеживаются на десятки километров к западу. В крупнозернистом (кристаллы до 1,5 см) пирите пирит-альбит-турмалиновых жил Мурунтау золота не более 2-3 г/т, но именно он определяет валовую сульфидность руд во второй рудной залежи, ухудшая их технологические свойства. На Даугызтауском и Кокпатасском рудных полях жилы и прожилки кварца с карбонатами и антимонитом иссекают метавкрапленные руды с золото-арсенипирит-пиритовым минеральным комплексом. Золота они практически не содержат, метаморфизирующее воздействие их на вмещающую среду слабое. На месторождении Высоковольтное в полисульфидно-полисульфосольно-кварцевых жилах содержание серебра достигает иногда 30 кг/т.

Продуктивность жильно-метасоматических образований додайковых метаморфогенно-метасоматических и последайковых гидротермальных парагенезисов резко различна как по масштабам, так и по спектру сопутствующих золоту металлов. Геохимическую специфику последайковых гидротермальных жил и метасоматитов часто определяют химические элементы, «не участвовавшие» в формировании более ранних рудных образований. Таким минеральным комплексом на Мурунтауском рудном поле является позднегерцинский пирит-альбит-турмалиновый, проявления которого не содержат ощутимых количеств золота или серебра.

Существенны и различия в динамике становления новообразований метаморфогенно-метасоматических и типично гидротермальных минеральных комплексов в рудолокализирующих породах. В предыдущих разделах фактологически обоснованы последовательность метаморфогенно-метасоматических золотопродуктивных минеральных комплексов в ЧТ Западного Узбекистана от низкотемпературных к высокотемпературным и их синхронизация с ростом интенсивности метаморфических преобразований рудолокализирующих пород (см. табл. 2 и 7). Но в публикациях и отчётах по разведке и оценке запасов конкретных месторождений доминирует последовательность жильного и метасоматического гидротермального минералообразования от высоко- к низкотемпературным. В соответствии с этим интерпретируются сведения о зональности минерально-геохимических ореолов около рудных жил и рудоносных разломов, трудно согласующихся с принципами дифференциальной подвижности химических элементов, формулируются соответствующие критерии прогноза и поисков рудных объектов на новых территориях и глубинах.

Минералого-петрографические исследования процессов рудогенеза при разведочных и эксплуатационных работах на Мурунтауском рудном поле показали, как уже многократно подчёркивалось, последовательность рудоформирующих новообразований в раннепалеозойское время от низко- к высокотемпературным. В позднепалеозойское время раннепалеозойские рудные образования пересечены, смещены и разубожены Южным, Структурным и Северо-восточными разломами. Южный в 50-60-е годы прошлого столетия считался структурой, подводившей и распределявшей рудопроизводящие растворы. Однако в этой структуре интенсивного брекчирования пород получили широкое развитие только самые поздние («альпийские») низкотемпературные минеральные новообразования: коккрадовые «ромашки» шестовато-розетчатого кварца вокруг обломков пород, гнёзда, прожилки и жилы кварца с адуляром, халцедоном, марганцовисто-магнезиальными карбонатами, глинистыми минералами и очень малыми количествами сульфосолей серебра, тонкочешуйчатых и спутанно-волокнистых микровыделений самородного серебра. Формирование кварц-адулярных жил, прожилков и гнёзд в условиях многократных тектонических подвижек подтверждено многократными взаимопересечениями адуляра с кварцем и халцедоном в крупной жиле (рассечка 18 шахты 5). Шахтой № 4 на горизонте +300 м месторождения Мютенбай вскрыты обширные поля осветлённых катаклазитов пород рудовмещающей толщи, структурно напоминающих грубозернистые ваккоподобные песчаники. Цементируется катаклазит порово-плёночными выделениями халцедона и опаловидного кварца с гидрослюдистыми и глинистыми минералами. Концентрация золота в проявлениях адуляр-кварцевой ассоциации (с реликтами замещаемых пород) редко достигала 1 г/т. Они распространены в приповерхностной зоне. Тонкие почти вертикальные прожилки карбонатов в керне скв. МС-2 и МС-3 обнаруживались на глубинах до 2 км.

Некоторые из гипогенных (?) минеральных новообразований с уверенностью можно отнести к мезозой-кайнозойскому (альпийскому) этапу геологического развития. Они формировались с использованием вещества из коры выветривания пород и зоны окисления руд, развивавшихся наиболее интенсивно в предмеловое время на всей территории Центральных Кызылкумов и Урала. Пересечение плотных бурых железняков с реликтами пирит-альбит-турмапиновой минерализации (одной из самых

поздних герцинских на Мурунтауском рудном поле) маломощными прожилками шестовато-гребенчатого кварца с единичными мелкими кристаллами пирита были вскрыты в северо-восточной части карьера Мурунтау (1972-1975 гг.) на глубине 50-70 м. Подобные факты дали А.Т.Бендику основание отнести широко распространённые в веерно «расщепляющейся» зоне Южного разлома проявления адуляр-кварцевой ассоциации к образованию альпийского этапа геологического развития региона.

Минерально-химические реакции, описывающие главные события в изменениях пород и руд при выветривании и окислении, показывают, что из зоны гипергенеза кремнекислота, окись калия, сера и мышьяк выносятся в трудно воспринимаемых количествах (Проценко, 2012, с. 234). По разломам атмосферные осадки, поверхностные, подземные и морские (при накоплении красноцветных толщ мела и палеогена) воды, «омывавшие» кору выветривания и зону окисления рудных тел, проникали глубоко в палеозойский структурно-формационный этаж. На месторождениях золота Центральных Кызылкумов интенсивно прокрашенные окислами железа породы и руды вскрывались буровыми скважинами и шахтами на глубинах до 150 м. В зонах разломов в нефтегазоносных провинциях Узбекистана признаки окисления пород прослеживались до 1500-1700 м (Л.Д.Шпора, личное сообщение). На месторождениях Амантайтау, Кокпатас, Бесапантау зоны окисления характеризуются практически полным замещением сульфидов окислами железа в верхней (до 10-15 м) части, а язозитом в нижней на переходе к неокисленным рудам.

Воздействие образующейся в зоне окисления серной кислоты на руды и породы сказывается, помимо прочего, в каолинизации полевых шпатов, слюд и хлоритов, высвобождающей кремнекислоту и калий. Эти «подвижные» продукты приповерхностного окисления пород и руд могли участвовать в формировании гидрослюдисто-адуляр-карбонат-кварцевой минерализации в блоках тектонического разуплотнения пород ниже зоны окисления. С подобным развитием минерогенических событий при формировании коры выветривания от позднего триаса до накопления протоосадков пород меловой системы связано практическое отсутствие сульфидов в новообразованиях зоны Южного разлома.

В истории геологического развития Центральных Кызылкумов были и другие «моменты», когда по охарактеризованному выше механизму могли формироваться гидротермальные жильные и метасоматические новообразования, вещественно связанные с процессами выветривания и окисления пород на пенепленизированных пространствах. Это преддевонский период пенепленизации раннепалеозойских интенсивно метаморфизованных и дислоцированных ЧТ с формированием карстовых (переотложенных) проявлений бокситов (Титова, 1988) в серпуховское время. Это означает, что и тогда, при формировании латеритной коры выветривания, кремнекислота и окись калия выносились не только «горизонтальными» поверхностными, но и «вертикальными» нисходящими водотоками. Нисходящими потоками воды с подвижными продуктами окисления руд формируются зоны вторичного сульфидного обогащения на колчеданных и полиметаллических месторождениях, «распространяющиеся книзу на десятки, а иногда и на сотни метров» (Геологический словарь). О вероятности формирования среднетемпературных гидротермальных свинцово-цинковых и медных месторождений и рудопроявлений в юрских отложениях Кугитанга нисходящими рассолами пишет Л.Д.Шпора с соавторами (2012, с. 288).

Интенсивное выветривание пород и окисление руд в предмеловое время и в «современный» период привело к «формированию» окисленных руд, резко отличающихся от «первичных» по минеральному составу и балансу валовых содержаний золота (меди, свинца и цинка). Сведений об изменении концентраций вольфрама в связи с гипергенным окислением его руд найти не удалось.

С процессами в коре выветривания связаны, по-видимому, явления мартитизации магнетитовых руд в толщах железистых кварцитов Курской магнитной аномалии и Кольского полуострова. Широко они проявлены в ряде железорудных месторождений США.

## КРИТЕРИИ И ПРИЗНАКИ РАСПОЗНАВАНИЯ ГЕНЕЗИСА РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

*«Главная цель разумного изучения природы состоит в том, чтобы в разнообразии узнать единство, в частностях объять всё то, что нам передано открытиями прежних веков и настоящего времени... Познавая природу, мы можем силою идей совладать с грубым материалом эмпирического наблюдения» (А. Гумбольдт; Забелин, 1988, с. 262).*

*«Теория преследует две цели: охватить по возможности все явления и их взаимосвязи, и помочь нам не только знать, как устроена природа и как происходят природные явления, но и по возможности достичь цели, может быть, утопической и дерзкой на вид – узнать, почему природа является именно такой, а не другой» – так А. Эйнштейн определил главную цель теоретических обобщений в очерке «О современном состоянии теории поля», 1929 г.*

Приведённые в эпиграфе мнения имеют непреходящее значение в обобщении «разрозненных» сведений о состоянии окружающего нас материального мира, полученных при физических, химических, геологических и биологических исследованиях его развития во времени и пространстве. Во все времена, во всех видах обобщений имели место проблемы, обусловленные, так называемым, «субъективным фактором». Пример этому в геологии – разворот всех научно-практических геологических исследований на территориях бывшего СССР в русло идей новой глобальной тектоники по программной рекомендации Е.А. Козловского «Разработать и внедрить региональный и локальный прогноз на геодинамической основе» (Минск, 1985 г.). Под эту рекомендацию пересматривались геологическое строение и истории развития регионов, рудных районов, полей и месторождений, схемы минералообразования и гипотезы рудогенеза, местоположение рудных объектов в геотектонических структурах. Повышенная дислоцированность осадочно-метаморфических толщ в узлах пересечения (схождения) разрывных структур стала аргументом отказа от ранее (естественно, не безупречно) обоснованных схем стратиграфии, перевода литолого-стратиграфических подразделений в тектонизированные вещественно-структурные толщи. В таких условиях «стратиграфия» утрачивает свою ведущую роль в восстановлении истории геологического развития регионов, истории формирования рудных концентраций, в частности. «Эндогенные» рудные месторождения теперь нередко «привязываются» к локальным и пространственно обширным структурам шарьирования земной коры. Прерывистость оруденения по их простиранию, появление ведущих рудоформирующих парагенезисов в них задолго до шарьяжной тектонизации региона, интенсивная дислоцированность рудных тел этих месторождений вместе с вмещающими породами учитываются при этом не всегда; иногда подобные особенности оруденения просто игнорируются.

Публикуются работы с гипертрофированной оценкой значимости тектоники литосферных плит. «Все основные эмпирические закономерности классической металлогении находят место в построениях плитной тектоники» (Абрамович и др., 1984, с. 215). Сам же автор сопровождает его «неудовольствием» по поводу наличия альтернативных мнений. «Вопрос о происхождении глубинных флюидов относится к числу содержательных, а не формальных.... Обсуждение этого вопроса необходимо из-за различия мнений специалистов: некоторые геофизики полагают, что стабильное присутствие флюидов в мантии сомнительно. *Принятие этой точки зрения сделало бы бессодержательным и весь круг задач, связанных с моделированием перераспределения и сепарации флюидов*» (Там же, с. 232-233; курсив ВФП).

Исследования практически каждого месторождения минерального сырья попадают в ситуацию, которую можно было бы охарактеризовать словом «ножницы». Одно из их лезвий – геологическое задание с юридически жёсткими определениями деталь-

ности поиска, изучения и оценки конкретных рудных объектов, объёмов работ, ассигнований и сроков их выполнения. Другое лезвие – необходимость оценки запасов попутных полезных компонентов, о наличии и значимости которых на стадии проектирования не было каких-либо конкретных сведений.

В любой гипотезе рудогенеза обоснование источников рудообразующего вещества имеет приоритетное значение. Его необходимо характеризовать с учётом очень многих разнонаправленных и одновременно действующих факторов мобилизации, транспортировки и концентрирования полезных компонентов в конкретных «точках» геологического пространства при постоянно изменяющихся температурах и давлениях, активностях переменного множества компонентов, масштабах и длительностях развития каждого конкретного процесса.

Неравномерное распределение металлов в разрезе и по простиранию осадочно-метаморфических толщ требует своего объяснения с учётом всех особенностей развития седиментогенеза и диагенеза в пространстве и времени, на примерах железа, меди, свинца и цинка частью давно и детально охарактеризованных в работах С.С.Смирнова, Н.М.Страхова, В.И.Смирнова, В.И.Попова. Случайно ли постоянство в породах золоторудных полей и месторождений, локализованных в ЧТ, осадочно-диагенетического парагенезиса кремнистых, карбонатных, сульфидных и относительно более редких фосфатных, сульфатных мелких линз, тонких слоёв, комковатых и линзовидных макроконкреций, глобулярных и фрамбоидальных микроконкреций на фоне преобладающей массы вулканогенного и терригенного алюмосиликатного материала, пигментированного углистым веществом? Случайно ли доминирование пирита в качестве концентратора и носителя золота в рудах таких месторождений? Неслучайно. Пирит – сульфид одного из наиболее распространённых в породах земной коры металлов, меняющих свою валентность в зависимости от изменений окислительно-восстановительных свойств среды нахождения, активно мигрирующих поэтому на стадиях диагенеза и пропилитизации протоосадков. В лабораторной химии достаточно подробно охарактеризованы условия образования и устойчивости сульфидов золота, естественно, осаждающихся совместно с пиритом в условиях седиментогенеза в анаэробных обстановках сероводородного заражения бассейна или отдельных его зон.

Деталям накопления и метапреобразования протоосадков древних ЧТ, прямо или косвенно участвовавших в формировании большинства золоторудных месторождений мира, долгое время внимания практически не уделялось. В основополагающих работах по метаморфизму (Николаев и др., 1961; Елисеев, 1963; Природа метаморфизма, 1967; Фации метаморфизма, 1970; Добрецов и др., 1972; Термодинамический режим..., 1976; Винклер, 1976; Мейсон, 1981) практически нет какой-либо конкретики поведения рудообразующих элементов протоосадков и пород ЧТ в эндогенных преобразованиях. Видимо, это один из результатов парадоксально малого внимания к постоянному присутствию в наименее метаморфизованных породах ЧТ всех тех минералов, которые упоминаются в составе руд. Примерами подобного положения вещей являются месторождения тонкодисперсного золота (Карлин, в частности) и нефтепроизводящая баженовская свита, распространённая на сотнях км<sup>2</sup> Западносибирской низменности со средним содержанием пирита около 10%. Редко вмещающие руды породы характеризуются с детальностью, сопоставимой с описаниями приуроченности рудных полей и месторождений к региональным и локальным разрывным нарушениям, проявлениям интрузивного магматизма. «Условия формирования», фигурирующие в названиях публикаций, не распространяются на выяснение роли вмещающей среды в вещественном обеспечении рудогенеза (Рафаилович и др., 2011; Марченко, 2010).

Современному геологическому обслуживанию промышленного освоения рудных месторождений характерны часто звучащие вопросы: нужна ли детальная минералогическая характеристика рудных объектов, так ли важны генетические представления? Ответ на эти вопросы однозначен. Минералы – это азбука чтения истории формирования пород и руд, генетические представления – это основа ориентации прогно-

зирования, поисков и оценки рудных запасов и ресурсов в конкретных регионах. «Любой минерал несет в себе широкую и разнообразную информацию, характеризующую условия его образования, а тем самым условия образования той породы или руды, в которую он входит» (Методические основы..., 1979, с. 10).

В длительной истории геологического развития территорий Западного Узбекистана от накопления протоосадков рудолокализирующих, подстилающих и перекрывающих толщ в позднепротерозойское и раннепалеозойское время до выветривания руд в современный период лишь в минералах и их ассоциациях фиксировались детали поведения рудообразующих компонентов и образования их концентраций. «На важность действительно объективного научного анализа генетических вопросов при составлении металлогенических карт мы обращаем особое внимание в связи с тем, что иногда наблюдается стремление подчинить тектономагматическим схемам месторождения спорного генезиса и даже заведомо осадочные... Без всестороннего и углубленного рассмотрения генетических вопросов, исключая субъективное увлечение какой-либо гипотезой, нельзя рассчитывать на успех в металлогенических обобщениях. Скорее надо опасаться искажения природных соотношений...» (Альтгаузен, 1963, с. 287-288).

В «решении» всегда остро дискуссионных вопросов об источниках рудообразующих компонентов неопределима роль основополагающих законов и принципов развития материального мира. Законом сохранения материи «... Все перемены, в натуре случающиеся, такого суть состояния, что сколько чего у одного тела отнимется, столько присовокупится к другому...» М.В.Ломоносов (1986, с. 261) еще в 1760 году предвосхитил современное понимание сути формирования руд. Рудные концентрации не могут возникнуть в какой-то точке геологического пространства без обеднения рудообразующими компонентами соседствующих (иногда опосредованно) геологических образований. Поведение компонентов осадков и осадочных пород в гипогенных метаметаморфозах строго подчинено принципу подвижного равновесия А.Ле-Шателье: «если на систему, находящуюся в устойчивом равновесии, воздействовать извне, изменяя какое-нибудь из условий, определяющих положение равновесия, то равновесие смещается в том направлении, при котором эффект произведённого воздействия уменьшается» (БСЭ, изд. второе). В регионально или локально проявленных метаметаморфозах пород этот принцип реализуется в перерождении одних сочетаний минералов в другие. Полевые шпаты в зоне гипергенеза замещаются глинистыми минералами, а при низкотемпературных метаморфогенно-метасоматических преобразованиях фации зелёных сланцев крипто- и микрозернистыми кварц-серицитовыми новообразованиями. Хлорит-серицитовый матрикс сланцев при повышении температур перерождается в хлорит-кварц-биотитовый, а при температурах, характерных для региональной амфиболизации, на их же основе возникают парагенезисы полевых шпатов с кварцем, роговыми обманками, пироксенами, гранатами. Метод актуализма в современном понимании убеждает в седиментогенности ряда минеральных форм рудообразующих элементов в древних ЧТ Средней Азии и других регионов. Большинство особенностей гипогенного минералообразования в металлоносных породах закономерны, если и на эти процессы распространить принцип дифференциальной подвижности химических элементов Д.С.Коржинского, естественно, с тщательным анализом их миграции из трещин в преобразуемые породы или из пород в трещины.

Многие из выявленных деталей формирования золоторудных концентраций в осадочно-метаморфических толщах Западного Узбекистана от осадочно-диагенетического возникновения протоконцентраций рудообразующих компонентов до их многократных метаморфогенно-метасоматических трансформаций в земной коре не могут полноценно исследоваться вновь. Рудные тела большинства крупных месторождений в значительной части уже отработаны. Структурно-текстурно-минералогические исследования руд и условий их пространственной локализации приходится во всё большей степени осуществлять по керну и шламам буровых скважин. Породы рудолока-

лизующих толщ, нередко имеющих практический интерес для кучного выщелачивания, на значительных расстояниях от рудных тел перекрыты отвалами вскрыши, асфальтом дорог и бетоном промплощадок.

**Цели и возможности минералогического изучения руд.** На всех этапах геологического изучения минералогических провинций и отдельных месторождений минералогическому анализу принадлежит ведущее место в получении необходимых сведений о составе и структурно-текстурных особенностях руд, о последовательности формирования рудообразующих минералов, минеральных ассоциаций и комплексов, о их роли в балансе валовых содержаний полезных и вредных химических элементов, о генезисе рудных объектов.

Разграничение руд и вмещающих осадочных, метаморфических и изверженных пород определяется концентрациями металлов и наличием их собственных минералов. Граница между ними постоянно «передвигается на породы» с более низкими содержаниями интересующих химических элементов (металлов). С предельной ясностью эта проблема уже давно высвечена Н.М.Страховым (1960, т. 1, с. 70-76), показавшим многообразие пространственных и генетических соотношений рассеянных и рудных концентраций железа, титана, марганца, меди, свинца и цинка в осадочных породах. В практике минералогических исследований специалист непременно сталкивается с седиментогенными рудами в осадочных породах, неоднократно преобразованными в ходе динамотермальных и дислокационных метаморфогенно-метасоматических преобразований.

Выявление минерального состава руд первая и важнейшая из задач минералогического изучения обнажений, штуфов и полированных шлифов. «Первый шаг при изучении руды или продукта обогащения – идентификация присутствующих минералов... Установление условий минералообразования может являться конечной фазой исследования» (Кэмерон, 1966, с. 232). Современные микроскопы со сканирующими компьютерными программами упрощают оценку содержания минералов, но «безупречная» предварительная диагностика всех присутствующих (подсчитываемых) минералов обеспечивается конкретным исполнителем. «Точность» в определении содержания каждого минерала «дезаурируется» ничтожной представительностью шлифа, как конкретной пробы руды.

Господствующие представления о способах образования руд, несомненно, оказывают весьма значимое влияние на исследователей. В золотоносных конгломератах Витватерсранда сосредоточено около половины разведанных запасов золота Мира. Вторая их половина связана со стратиформными залежами крупнейших месторождений, прямо или косвенно связанных с ЧТ докембрия, раннего и позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя Австралии, Азии, Америки, Африки (Проценко, 2014). Естественно, что для объективных суждений о способах формирования промышленных концентраций золота в подобных месторождениях необходимы детальные структурно-текстурно-минералогические (и геохимические) исследования не только жильных проявлений минерализации, но и тщательный минералогический анализ распределения рудообразующих элементов во вмещающих породах на разных расстояниях от рудных тел.

Месторождение Витватерсранд показывает, как трудно выяснить условия образования руд такого типа. П.Рамдор (1962, с. 336) убеждён, что «Первоначально здесь залегала великолепная россыпь». «Месторождения Витватерсранда и очень сходные с ними рудопроявления Блайн-Ривер, Онтарио и Жакобино Бразилии характеризуются высокими содержаниями сульфидов. Наиболее распространённым сульфидным минералом в этих месторождениях является обломочный пирит... Эти месторождения отчётливо связаны с осадочными процессами, осуществившимися внутри плит» (Соукинс, 1972, с. 371). Г.Г.Кочемасов (2000, с. 192) в анализе причин формирования самой крупной россыпи золота подчёркивает связь «...огромной древней рифтовой зоны ... с активизированной мантией». М.М.Константинов и соавторы (2000) не отрицают россыпной золотоносности конгломератов, но считают признаки гидротермальной их проработки заслуживающими внимания.

При полевых и лабораторных исследованиях руд необходимо с осторожностью использовать терминологию, прямо или косвенно отражающую способ образования рудонесущей минерализации. Породы с вкрапленностью фрамбоидально-глобулярного пирита и его же тонкими слоями зачастую описываются как сульфидизированные. В большинстве случаев всю рудную минерализацию при такой полевой «документации» отнесут к эпигенетическим (по отношению к вмещающей породе) образованиям со всеми вытекающими последствиями для суждений о способах формирования, прослеживания и оконтуривания рудных тел, об источниках рудообразующего вещества.

Аналогичными выглядят задачи и трудности минералогического изучения пород и руд магматического генезиса. Для интрузивных образований магм основного и ультраосновного состава характерны как рассеянные, так и рудные концентрации магнетита, титаномагнетита, ильменита, хромита. В туфогенных осадочных породах того же состава наряду с ними (или вместо них) распространены рутил и анатаз. Для поисков и оценки титаномагнетитовых руд в Тебинбулакском интрузивном массиве (Султанувайс) недостаточно уметь отличать их от «безрудных» основных и ультраосновных пород по содержанию титаномагнетита. В определении возможных форм рудных тел и закономерностей их размещения в пределах интрузии не менее значимой будет фактология способов их формирования (ликвационное или кристаллизационно-гравитационное расслоение расплава, либо последующее метаморфогенно-метасоматическое обогащение отдельных частей интрузива).

Все более актуальное значение приобретают вопросы комплексности и полноты извлечения полезных компонентов из минерального сырья (природного и техногенного). Не менее 90% разведанных запасов золота сосредоточено в месторождениях, так или иначе связанных с ЧТ. Их руды в большинстве случаев отличаются дисперсным распределением минералов-концентраторов благородного металла, главенствующее значение среди которых чаще всего имеют тонко вкрапленные пирит и арсенопирит. Для выявления всех минеральных носителей и концентраторов благородных металлов приходится детально при больших увеличениях изучать множество полированных шлифов руд и вмещающих пород данного месторождения с определением химического состава хотя бы главных минералов.

Если при петрографическом анализе состава горных пород (глубинно-интрузивных, в частности) ориентирующее значение имеют широко освещённые в геологической литературе их средние составы, то для минераграфического анализа руд таких данных нет. Вещественный состав руд определяется для каждого рудного тела индивидуально. Минеральное представительство полезного компонента важно как для решения вопросов генезиса месторождения, так и при выборе технологий обогащения и промышленного передела минерального сырья. Замечания А.Н.Заварицкого (1956, с. 31-35) о малосущественном значении точных данных по содержанию отдельных минералов в типизации горных породах не менее актуально и для руд. Они отличаются крайней изменчивостью содержаний рудных минералов в пределах даже относительно мелких рудных тел. Конкретные полированные шлифы не могут быть представительной «пробой» для любого рудного тела: слишком ничтожна их масса.

И всё же: рудная микроскопия позволяет не только диагностировать зёрна отдельных минералов в рудах, оценивать их содержание, но и выявлять (объяснять) закономерности их структурирования в агрегаты при первоначальном образовании руд и установлении новых равновесий между ними в ходе преобразований рудовмещающей среды. Наиболее сложно выявить генетику структур и текстур руд, возникших при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях вулканогенно-терригенных осадочных и магматических (излившихся и интрузивных) пород. Основные структурно-текстурные особенности исходных геологических образований видоизменяются в результате бластического растворения и собирательной перекристаллизации уже имевшихся выделений рудоформирующих минералов. Широко распространены явления их пространственной индивидуализации (сегрегации), нередко с перерождением одних минеральных видов в другие, особенно в условиях высокотемпературных мета-

преобразований. В рудах Мурунтау широко распространены рассланцевание метакристаллов пирита и арсенопирита, их замещение пирротином, биотитом, рутилом, кварцем, полевыми шпатами, шеелитом, полная термохимическая деструкция выделений всех сульфидов при высокотемпературном перерождении минерализации золотосульфидной рудной формации в золотокварцевую, оформившую конечный полосчато-брекчиевидный облик руд главных тел.

«Весьма интересным случаем регионального проявления перекристаллизации и минеральных преобразований в связи с воздействием термического метаморфизма в контактных зонах крупных гранитоидных интрузивов является метаморфизм пиритсодержащих пород в северной части Байкальской горной области. Л.И.Салоп указывает на широко проявленное превращение пирита в пирротин, наблюдающееся в виде ореолов вокруг интрузивов на весьма значительной площади... В тех же породах, помимо метакристаллов пирита, превращённых в пирротин, встречаются и линзочки пирротина, ориентированные по сланцеватости. В участках, наиболее близких к интрузиву, на месте пирротина появляется магнетит и биотит. Слагающие породу минералы становятся более крупнозернистыми, появляются порфиروبласты. Тонкочешуйчатый серицит превращается в мусковит, хлорит также образует крупные чешуйки и порфиروبласты, альбит переходит в более основной плагиоклаз, лейкоксен – в рутил, углистое вещество – в графит ...» (Бетехтин и др., 1958, с. 325). Этот пример выбран потому, что всё в нём охарактеризованное можно наблюдать на территории Узбекистана в «кайме» пирротин-биотитовых роговиков в вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистой толще вокруг интрузива гранитов в горах Ауминзатау.

На примере многочисленных месторождений в раннедокембрийских вулканогенно-осадочных толщах Балтийского щита С.И.Рыбаковым (1987) детально проработаны вопросы «структурно-текстурной эволюции колчеданных руд при метаморфизме». «В большинстве случаев эти руды перекристаллизованы... Однако в ряде месторождений, метаморфизованных в зеленосланцевой фации, среди перекристаллизованных разностей находятся значительные участки тонко- или скрытокристаллических масс пирита с реликтами метаколлоидных структур».

В железорудных осадочных месторождениях безводные окислы и силикаты (гематит, магнетит, кварц, пироксены и оливины) возникают в процессе регионального метаморфизма за счёт гидроксидов железа и кремния. Перераспределение вещества при метаморфизме иногда усиливает чёткость слойчатой полосчатости осадочных руд, но нередко и вуалирует её.

Сохранение первичных структур и текстур наблюдается и в интрузивных породах при достаточно интенсивных метапреобразованиях. Это проявлено часто наблюдаемой каёмчатой и полнобъёмной альбитизацией зёрен плагиоклаза в гранитоидах и порфиритах с редко наблюдаемым сохранением первичного полисинтетического двойникования зерна в полной псевдоморфозе микрозернистого альбита, хотя границы между двойниками стали размытыми, зубчато-извилистыми.

В перидотитах, пироксенитах, базальтах и порфиритах основного и ультраосновного состава нередко наблюдается псевдоморфное замещение зёрен оливина и пироксена тальком, серпентином, кальцитом. Но такое замещение с поглощением воды ведёт к приросту объёма, сопровождается интенсивным катаклизмом исходного зерна, цементацией возникающего микрокатаклазита петельчато-жилковатыми новообразованиями серпентина с гидроксидами железа, появлением лучисто расходящихся микротрещин во вмещающей среде.

Для суждений о генезисе рудных месторождений, для выбора схем обогащения руд не меньшее значение имеют сведения о их текстурных особенностях.

Сводка наиболее типичных текстур руд, сформированных в гипогенных и гипергенных условиях, дана Ф.Н.Шаховым (1961). Под общей редакцией А.Г.Бетехтина (1958, 1964) охарактеризованы и проиллюстрированы структуры и текстуры руд многих генетических типов. Достаточно подробно текстуры рудных образований и способы их образования охарактеризованы С.А.Юшко (1971).

Ресурсная роль рудовмещающих пород в формировании рудных концентраций показана во второй главе. Какую-бы гипотезу об источниках рудообразующих химических элементов ни «исповедовать», для объяснения структурно-текстурно-минералогических особенностей рудных концентраций необходимо детальное изучение причин их приуроченности к осадочно-метаморфическим и/или интрузивно-магматическим породам определённого состава, к конкретным дизъюнктивным и/или пликативным структурам.

Показателями седиментогенной (осадочно-диагенетической) природы многократно описанных форм самородного золота, сульфидов, карбонатов, биоорганического углистого вещества в породах ЧТ, локализирующих золоторудные месторождения Западного Узбекистана, могут служить: строгое подчинение их макро- и микроконкреций, конкреционных линз и тонких слоек осадочно-диагенетическим структурно-текстурным элементам наименее изменённых рудовмещающих пород; участие их в любых складчатых деформациях и рассланцевании, пересечение их прожилковыми новообразованиями даже самых ранних низкотемпературных динамотермальных метамеоразований вмещающей среды; маловероятное для гипогенного и характерное для осадочно-диагенетического минералообразования морфологическое подобие микроконкреционных выделений кристаллографически далёких друг от друга золота, марказита, пирита и карбонатов. Важен при этом и учёт некоторых особенностей их химизма (устойчивое количественное преобладание никеля над кобальтом в пиритах, повышенные содержания в них же селена при практическом отсутствии теллура). Седиментогенно обусловленный количественный паритет золота и серебра в породах рудолокализирующих ЧТ и конкреционном пирите сохраняется затем в преемственно формирующихся рудах золотосульфидного, золотосульфидно-кварцевого и золото-кварцевого типов (Проценко, 2008-2016). Если при изучении месторождений ограничиваться изучением только рудных тел и жил, оставив без внимания минералого-геохимические и структурно-текстурные особенности наименее изменённых разностей вмещающих пород, то вся подобная информация останется вне прогнозных построений.

Значительно меньше выявлено признаков осадочно-диагенетического накопления вольфрама в породах алюмосиликатно-кремнисто-карбонатных толщ, локализирующих его рудные концентрации. Главные минералы этого металла (шеелит и вольфрамиты) с трудом распознаются в прозрачных и полированных шлифах из-за маскировки широко распространёнными окислами и гидроокислами железа, марганца, мышьяка и сурьмы, рутилом и анатазом, цирконом и монацитом. При низкотемпературном минералогенезе вольфрам (в виде коллоида вольфрамовой кислоты) сорбируется окислами железа и марганца, или рассеивается в виде кремнисто- или мышьяково-вольфрамовых гетерополикислот в кремнистых осадочных породах. Присутствует вольфрам и в составе осадочно-диагенетических микроконкреционных дисульфидов железа. Стратиформность многих вольфрамово-рудных месторождений показана В.К.Денисенко с соавторами (1986). Ими же на с. 185 упомянут факт накопления в озерах вулканических кальдер островов Новой Зеландии гелевидных осадков, содержащих до 90%  $\text{SiO}_2$  и до 3%  $\text{WO}_3$ . В них за период около 80 лет накопились вольфрамоносные кремнистые отложения мощностью 0,5-4,0 м, содержащие помимо W до 100 г/т Au, порядка 10 г/т Ag, а также Sb и другие элементы».

В отношении рудных месторождений меди на территориях Узбекистана не потеряли прогностического значения давно сформулированные выводы (Минерально-сырьевые..., 1976, с. 138): «Повсеместно встречающееся медное оруденение, несмотря на рассеянное содержание меди, контролирует размещение многих эндогенных медных и медьсодержащих формаций, в том числе и некоторых промышленных типов. Следует подчеркнуть, что интрузивные массивы, к которым приурочены медные и медьсодержащие месторождения, оказываются наиболее обогащёнными рудными компонентами, если они формируются среди указанных меденосных свит».

В каких бы условиях ни формировались рудные концентрации золота, вольфрама, меди, железа, цинка и свинца источником для них с наибольшей вероятностью слу-

жили породы земной коры в активном взаимодействии с гидросферой. Кларковые концентрации этих металлов в осадочных и осадочно-метаморфических породах не ниже, чем в магматических основных и ультраосновных. Именно поэтому для обоснования рудогенеза многих металлов поступлением вещества из мантийных глубин, необходимо характеризовать механизмы их экстракции из пород мантии и миграции на десятки километров в верхние зоны земной коры с особой тщательностью.

Ресурсная роль пород вулканогенно-осадочных толщ наглядно проявляется и в генерации тепла водно-геотермальными системами в мощных толщах пирокластики андезитового, базальтового, и/или риолитового составов областей недавнего вулканизма. А.Дж.Эллис (1970, с. 415) записал: «... Нужно принимать во внимание..., что значительное количество выделяющегося тепла связано с самим гидротермальным изменением, особенно в случае стекловидных вулканических пород... Теплота раскристаллизации кварцевого стекла в кварц и альбитового стекла в альбит составляет соответственно 82 и 46 кал/г..., переход полевого шпата в слюду сопровождается выделением тепла в количестве 40 кал/г... Таким образом, каждый кубический километр вулканической породы должен был бы выделять количество тепла, достаточное для поддержания природного источника тепла на огромной площади, такой, как Уайракей в течении 100 лет (около  $3 \cdot 10^{16}$  кал/год)».

### **Механизмы мобилизации, миграции и концентрирования рудообразующих химических элементов и минералов**

Доминирующее значение хлора в экстракции многих металлов из терригенного, вулканогенного и биохемогенного материала донных накоплений в условиях глубокой пропилитизации и выноса их конвективными потоками морской воды в зону диагенетических преобразований верхних слоёв осадков отмечалось уже многократно. Морская вода и растворённый в ней хлор в непрерывном режиме «работают» в глубине проникающих разломов, оформляющих горсты и грабены растущих срединноокенических хребтов, поднятий и впадин, вовлекающих иногда в свое развитие и континентальные массы. Если восходящие струи выносят (черные и белые курильщики) хлориды и гидрокарбонаты металлов из пропилитизируемых глубинных слоев осадочной толщи в морскую воду, то нисходящий поток морской воды поставляет в область пропилитизации и метаморфогенно-метасоматического минерагенеза сероводород и углекислый газ из зоны диагенеза.

Н.М.Страховым детально рассмотрена роль взаимодействия карбонатных и бикарбонатных соединений железа в перераспределении его из нижней восстановительной зоны осадков в верхние окислительные. Суть его представлений о миграции железа в море и морских осадках отражена в третьей главе. Во всех случаях перемещающую металлы роль играла морская вода со средними содержаниями (%):  $Cl - 1,935$ ,  $Na - 1,035$ ,  $Mg - 0,13$ ,  $S - 0,089$ ,  $Ca - 0,041$ ,  $K - 0,039$ ,  $Si - 0,0003$ ,  $W - 1 \cdot 10^{-5}$ ,  $Fe - 1 \cdot 10^{-6}$ ,  $Zn - 1 \cdot 10^{-6}$ ,  $Cu - 3 \cdot 10^{-7}$ ,  $As - 1 \cdot 10^{-7}$ ,  $Au - 4 \cdot 10^{-10}$  (Виноградов, 1967). Особо агрессивной морская вода становилась к «горячим» породам глубин литосферы в результате потери электролитической нейтральности хлора при альбитизации, хлоритизации, карбонатизации и сульфидизации осадков в зоне диагенеза и пропилитизации.

Исследованиями гидротермальных золоторудных месторождений Верхне-, Средне- и Нижне-Амурского районов Дальнего Востока выявлен (Моисеенко, 1977) выдержанный состав газовой-жидких и солевых включений в жильном кварце всех золоторудных формаций. В тридцати (из 31) месторождениях в составе включений гидротермальных растворов в жильном кварце продуктивных стадий натрия преобладал над калием, а хлор часто преобладал в анионной составляющей. Участие морской воды в формировании гидротермальных растворов здесь просматривается явно.

Дифференциальная миграция подвижных продуктов из объемов метаморфизируемых пород в возникающие трещины и полости – логическая основа модели апоосадочного метаморфогенно-метасоматического рудообразования. Миграция метамор-

фогенных растворов (флюидов) из низко- в высокотемпературные зоны связана с более существенным ростом давления подвижных фаз в поровых пространствах пород во внешних зонах термоаномалий, где в метапреобразованиях господствуют замещения водообильных глинистых минералов и хлоритов гидрослюдами, полевыми шпатами и кварцем. Разгрузка флюидов в центральных зонах термоаномалий обусловлена снижением давления в связи с повышенной дислоцированностью пород и испарением растворителя.

Вновь отметим, что вода в зонах эндогенного минерагенеза не остаётся, что основной механизм её удаления дегидратационно-испарительный. В работах, освещающих физико-химические проблемы формирования жильных месторождений транзитными гидротермальными растворами, показана невысокая растворимость кремнезёма даже при введении в раствор щёлочей. «Количество кварца, отлагающегося в жилах среди гранитов, обычно значительно больше, чем можно было бы ожидать, оперируя данными лишь по растворимости кремнезёма. Широкое развитие ассоциации калиевого полевого шпата с каолинитом... в зальбандах кварцевых жил указывает на то, что гидротермальные флюиды в гранитах сильно пересыщены в отношении кварца...» (Холланд, 1970, с. 333). Не только каолинизация полевых шпатов, но и их серицитизация велики к высвобождению кремнекислоты и отложению её в трещинах и порах. На месторождении Сосновое (Восточный склон Северного Урала) около золотосодержащих жил кварца в игнимбритах гранитного состава наблюдались достаточно мощные зоны интенсивного развития жильбертита. Выше многократно упоминались высвобождение многими преобразованиями алюмосиликатных пород воды и кремнезёма в соотношениях, характерных для высококонцентрированных растворов, и формирование жил и прожилков кварца налипанием кремнекислоты на стенки при испарении растворителя. Добавим здесь, что в условиях высокой тектонической активности (в том числе и по причине изменений напряжённости в результате самих метапреобразований вмещающих пород) в зону вкрапленно-прожилкового метаморфогенно-метасоматического минерагенеза на небольших глубинах вполне вероятно поступление морской воды с её уникальными «запасами» растворённых форм натрия, магния, вольфрама, золота, хлора и серы (сульфатной  $MgS^6O_4$  и восстановленной до  $H_2S^{2+}$  в зоне диагенеза).

Вероятные механизмы формирования рудных концентраций под воздействием интрузивно-магматических процессов кратко охарактеризованы на примере формирования месторождений золота, вольфрама, железа, меди в толщах осадочно-метаморфических пород около прорывающих их интрузий или формирующихся в них непосредственно. В работах среднеазиатских геологов роль интрузивного гранитоидного магматизма с позиций общих представлений о тектономагматических активизациях в истории развития рудных провинций, узлов и полей с особой тщательностью «прорисована» на примере закономерностей локализации руд вольфрама.

Для большинства типов вольфрамового оруденения магматический фактор важнейший. К настоящему времени взгляд на этот вопрос изменился. Выявляется несоответствие геохимической и металлогенической специализации интрузивов. Повышенный кларк вольфрама отмечен для пород Кошрабадского сиенит-граносиенитового комплекса, не имеющего промышленных месторождений этого металла, а отчётливо пониженный – для высокопродуктивных образований Зирабулакского и Койташского массивов. По имеющимся формационно-геологическим, петрологическим, минералого-геохимическим критериям нельзя отличить интрузивы с промышленным оруденением от практически безрудных (Ушаков, 1991, с. 66-74).

### **Критерии и признаки распознавания генезиса рудных концентраций золота, вольфрама, меди, железа, цинка и свинца**

Важнейшим признаком рудных концентраций любого металла является наличие промышленно извлекаемых его количеств из рудных тел, выделяемых во вмещающей среде по минимальному (бортовому) содержанию, зависящему от запасов и состава

кондиционных руд, условий их залегания, технологий извлечения сырья из недр, рентабельности получения конечного продукта.

Наряду с содержанием металла для понимания генезиса рудных концентраций и оценки рентабельности хозяйственного их освоения весьма важны сведения о минеральных формах рудообразующих химических элементов и структурно-текстурных особенностях их распределения в пределах рудных тел.

Не безразлична для решения тех и других проблем форма нахождения железа: двухвалентное в силикатах и алюмосиликатах будет потеряно в шлаках доменного плавания руд, двух- и трёхвалентное в окислах и карбонатах извлечётся в товарный продукт. В высокотемпературных восстановительных процессах они ведут себя как два относительно самостоятельных элемента. Только в двухвалентном состоянии железо входит в осадочные карбонаты, сульфиды и алюмосиликаты (сидерит, анкерит, олигонит, шамозит, тюрингит). В силикатах основных и ультраосновных интрузивных пород оно присутствует также только в виде двухвалентного, тогда как в алюмосиликатах и оксидах (амфиболы, биотит, магнетит) уже в двух- и трёхвалентной формах. Повышение активности кислорода (воды) в окислении железа при контактовых метазменениях интрузивных и осадочных пород сказывается присутствием его в эпидоте и андрадите скарнов и скарноидов только в трёхвалентном состоянии.

Не безразлично, в какой форме и откуда поступает вольфрам и формирует рудные концентрации в скарнах, скарноидах, грейзеноидно-жилных новообразованиях в интрузивных породах или метапесчаниках. Его в литосфере в среднем около  $1,3 \cdot 10^{-4}$ , а в воде океана (в уже растворённой форме)  $1 \cdot 10^{-5}\%$  (Виноградов, 1962 и 1967). Это один из немногих примеров близости концентраций металла в морской воде и литосфере, хотя и в литосфере он распределён неравномерно в зависимости от минерально-химической матрицы пород.

Ещё разительнее зависимость рудных концентраций от формы поступления металла в систему твёрдофазной минерации проявлена у золота. В морской воде золото присутствует преимущественно в форме отрицательно заряженных хлоридных комплексов, стабилизированных натрием, легко разрушаемых сероводородом. Поэтому оно накапливается в осадках в концентрациях до сотни  $g/t$  совместно с сульфидами железа, мышьяка и др. металлов (Андреев и др., 2008). Однако и его сернистые соединения могут быть весьма вероятными формами миграции и перехода металла в твёрдую фазу в гипогенных условиях при образовании комплексных растворимых солей (сульфауриты и сульфуураты –  $K_3Au_2S_2$  и  $KAuS_2$ , например) в результате взаимодействия с сернистыми щёлочами. Не безразлично, в какой минеральной форме присутствует золото в промышленно осваиваемых рудах. До сих пор наличие золотоорганических соединений остаётся нерешённой проблемой для понимания условий возникновения его рудных концентраций в ЧТ и полноты извлечения благородного металла из таких руд.

Фактологическая основа для решения многочисленных вопросов генезиса рудных концентраций накапливается при детальном исследовании минерального состава и особенностей структурно-текстурного распределения собственно рудообразующих и парагенных с ними «нерудных» минералов в рудных телах и во вмещающих породах на удалении от руд, даже если рудное тело представлено жилами (золотосульфидно-кварцевыми, например). Золотосодержащие рудные тела в осадочно-метаморфических толщах и массивах интрузивно-магматических пород геометризуются по результатам опробования, не всегда сопровождающегося значимыми объёмами минералогических исследований руд. Даже при незначительных объёмах минералогических исследований сведения о признаках происхождения руд и вмещающих пород в результате единого или разных геологических процессов с разными источниками рудообразующего металла и механизмами его концентрирования необходимы в первую очередь как раз для геометризации рудных тел. Многочисленны примеры формирования

рудных концентраций на основе вещества вмещающих пород в результате эпигенетических метаморфогенно-метасоматических их преобразований. Руды железа и хрома в основных и ультраосновных породах отличаются только по содержанию магнетита и хромита, присутствующих в тех и других в виде вкрапленности и гнезд. Нет чётких геологически обусловленных границ золоторудных тел в породах ЧТ, хотя во многих случаях в рудах существенно изменены минеральные формы нахождения благородного металла; нет их и у вольфрамово-рудных скарнов и скарноидов в вулканогенно-карбонатно-кремнистых толщах.

Основным показателем осадочно-диагенетического накопления некоторых металлов является локализация их повышенных концентраций в определённых литолого-стратиграфических единицах структуры данного региона «вне зависимости» от их пространственных соотношений с конкретными типами и интенсивностью метапреобразований в гипогенных условиях, с разрывными и пликативными структурами, с проявлениями интрузивного магматизма. Упомянутая «независимость» содержаний – понятие условное, так как влияние тектоно-метаморфических процессов на перераспределение химических элементов в пределах толщи с изменениями их минеральных форм сомнений не вызывает. В таких случаях для подтверждения формирования рудных концентраций в стратиформных месторождениях на основе седиментогенных накоплений химического элемента (в соответствующих минеральных формах) необходим тщательный последовательный структурно-текстурно-минералогический анализ всех преобразований минерального состава вмещающих пород. Это тем более так, если помнить об изменчивости содержания рудообразующих элементов в породах осадочных толщ в зависимости от генезиса и состава их обломочного и (био)хемогенного материала, фациальных условий и скорости его накопления, особенностей диагенетической литификации, а в последующем и метапреобразований в пределах земной коры.

Естественно, что всё это не решается изучением малого числа обнажений, штурфов, прозрачных и полированных шлифов. Необходимы добротные литолого-минерально-геохимические характеристики пород в разрезе и по простиранию рудолокализирующих толщ, так как уже при накоплении протоосадков и их диагенетической литификации появляются породы, существенно различающиеся по содержанию конкретных химических элементов и их минеральной представительности. По золоту это может определяться трудно наблюдаемыми признаками тонкодисперсного распределения крупиц самородного металла в сульфидах и/или непосредственно в породе, атомарной сорбции биоорганическим углистым веществом и/или глинистыми минералами, наличием его сульфидных и органических соединений. По вольфраму проблемы почти те же же. Основными формами присутствия этого металла в рудах считаются шеелит и вольфрамиты, хотя в скарнах и скарноидах распространён преимущественно шеелит, а в жильных новообразованиях в гранитоидах вольфрамиты. В некоторых случаях при высоких содержаниях  $WO_3$  выявить его собственные минералы не удаётся (Овчинников и др., 1979).

Немало трудностей в расшифровке признаков осадочного накопления железа и его перераспределения в древних глубоко метаморфизованных толщах железистых кварцитов, где металл представлен преимущественно магнетитом и гематитом. На некоторых железорудных месторождениях США рентабельно осваивались железистые конгломераты (Марсден, 1973).

Для определения генезиса рудных концентраций необходимы, как видим, детальные сопоставления результатов петрографического, минералогического, спектрального, химического, пробирного, масс-спектрометрического, рентгенофлуоресцентного изучения достаточно представительных выборок проб в пределах рудных тел и рудолокализирующей среды на разных удалениях от рудных тел по простиранию и в разрезе. И в таких сопоставлениях важен учёт однотипности закономерностей в развитии рудопродуктивного минерогенеза на ряде рудных объектов региона во всём

многообразии их варьирования в отдельно взятых месторождениях. С озабоченностью прозвучали в выступлениях участников отраслевой научно-практической конференции «Проблемные вопросы и перспективы развития геологической отрасли республики Узбекистан» 12 июня 2019 года сожаления о нехватке (практическом отсутствии) специалистов и фактическом прекращении литолого-геохимических исследований осадочных толщ мезозоя и кайнозоя, метаморфических образований раннего палеозоя. В своём выступлении Т.Ш.Шаякубов напомнил о распространённости сульфидов свинца и цинка в осадочных породах мезозоя и кайнозоя. Автор ещё студентом ознакомился с их крупными жильными скоплениями в известняковой толще юры Западного Кугитанга.

В определении генетического типа рудных концентраций доминирующее значение имеет структурно-текстурный анализ возникновения и последующих метаморфоз носителей и концентраторов конкретного химического элемента, их соотношений с предшествующими парагенезисами вмещающей среды и новообразованиями последующих метаизменений. При выветривании пород и окислении руд на континенте формируются рудные концентрации с остаточными и перемещёнными минералами золота, вольфрама, меди, железа, никеля, свинца и цинка. То же осуществляется при накоплении протоосадков осадочных пород и их диагенетической литификации, при внедрении, кристаллизации больших или малых объёмов магмы, при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях любых пород. В литературе достаточно примеров пересечения и ороговикования руд стратиформных месторождений жилами и массивами гранитоидов.

Признаки осадочного происхождения рудных концентраций всех металлов достаточно однотипны. Это, в первую очередь, структурно-текстурные соотношения собственно рудообразующих минералов с породообразующим обломочным, хемогенно-осадочным и диагенетическим субстратом рудолокализирующей породы. Здесь важны наблюдения за структурным и, в особенности, текстурным подчинением выделений рудных минералов деталям общего строения рудолокализирующей среды. В распределении золотосодержащих сульфидов в песчаниках, алевролитах и сланцах ЧТ это нередко выявляется с достаточной убедительностью (см. м-фото в табл. 1), несмотря на часто интенсивную минеральную и структурно-текстурную преобразованность осадочных накоплений многократным метаморфизмом. Необходимо учитывать при этом, что в пределах осадочных месторождений отличия пород рудных тел от «безрудных» в значительной степени связаны с особенностями аутигенного минерагенеза. Выше упоминалось, что именно диагенетические новообразования сульфидов, карбонатов и окислов способствуют прочной цементации протоосадков (их литификации), формируют метасоматитовидные образования в виде слоёв, линз и тел неправильной формы с повышенными содержаниями минералов соответствующих химических элементов.

Для подавляющего множества стратиформных рудных проявлений вольфрама седиментогенное накопление металла «обосновывается» их подчинённостью горизонтам пород, выделяющимся в рудолокализирующих толщах специфичными литолого-минералого-геохимическими особенностями. В рассолах сухого озера Сёрлз (США) содержания вольфрама промышленные. В современных кремнистых осадках некоторых озёр Новой Зеландии выявлены высокие концентрации вольфрама, золота и серебра. Однако систематических наблюдений за минеральным представителем вольфрама в нелитифицированных осадках, осадочных и метаморфических породах ещё недостаточно, чтобы в гипотезах рудопродуктивного минерагенеза этого металла отдать первенство экзогенным или эндогенным (гидротермальным) процессам его экстракции, миграции и концентрирования.

50 лет тому назад дискуссия о роли нисходящих поверхностных и восходящих гидротермальных потоков железосодержащих водных растворов в генезисе рудных кон-

центраций на месторождениях района озера Верхнего в США была активной, несмотря на обширную фактографию первично осадочного накопления вещества «железистой формации». Для окисных, силикатных, карбонатных и сульфидных фаций этой формации характерна перемежаемость существенно кремнистых слоёв с более тонкими железистыми. Постседиментационная эволюция железистых формаций также являлась предметом широкого обсуждения, поскольку различать изменения, обусловленные диагенезом и метаморфизмом, было довольно сложно (Марсден, 1973). Работы Н.М.Страхова по основам теории литогенеза (1960) и разработка микцеллярной теории коллоидного минералообразования В.В.Кузнецовым (1968) практически сняли проблемы в понимании тончайшего чередования (микро)слоёв окислов железа и кремнекислоты в протоосадках железистых формаций. Дальняя водно-микцеллярная миграция гидроксидов железа и кремния облегчена наличием коллоидов органического вещества, защищающих их от коагуляции. Этот же механизм тонкодисперсного седиментогенеза может объяснить наличие золота в некоторых железорудных месторождениях (Олимпик-Дэм в Австралии, Жакобино в Южной Америке, КМА в России).

Выше уже указывалось, что метаморфические породы и метаморфогенно-метасоматические рудные концентрации наследуют основные структурно-текстурно-минералогические и геохимические особенности преобразованных осадочных и интрузивно-магматических пород. Следует лишь вновь отметить, что в некоторых физико-химических обстановках при этих (иногда многократных) метапреобразованиях осуществляется сугубо локальное (в пределах пласта или интрузивного тела) перераспределение металлов, «охотно» изменяющих свою валентность и минеральную форму (альбитизация, цеолитизация и серицитизация плагиоклазов, пирротинизация пиритов и арсенипиритов, уралитизация пироксенов, серпентинизация оливинов, пироксенов или стекла основного состава и т. п.). В других же (высокотемпературных) обстоятельствах из осадочных горных пород интенсивно, часто бесследно, удаляются вода и углекислота, несомненно, увлекающие с собой и такие легкоподвижные рудообразующие элементы, как сера и мышьяк, переходящие в раствор или газообразное состояние (арсин, сероводород, серная, сернистая, мышьяковая кислоты). Ограниченная подвижность кремнекислоты, высвобождаемой при многих метаморфогенно-метасоматических преобразованиях алюмосиликатных пород, фиксируется обилием в них жил и тончайших прожилков. Характерно, при этом отсутствие объёмного метасоматического окварцевания вмещающей среды, как и признаков ее замещения кварцем на золоторудных месторождениях в ЧТ или в гранитоидах.

К структурно-текстурным преобразованиям метаморфизируемых пород и руд на конкретных месторождениях приводят напряжения, заданные как внешним по отношению к данному рудному объекту тектоническим структурированием региона, так и возникающие при развитии в них мегаморфогенно-метасоматических преобразований. Во второй главе этому обстоятельству уделено, как и в предшествовавших работах автора, достаточно пристальное внимание. Здесь лишь напомним, что многие минерально-химические реакции приводят к изменениям не только состава исходных пород и руд, но и их объёма. Серпентинизация ультраосновных пород мантии создаёт в результате приращения объёма твердых фаз усилия, способные раздвигать океаническую литосферную плиту и воздвигать срединные океанические хребты над зонами её спрединга (Проценко, 2013, 2017).

Ряд металлов по сродству с электроном (см. табл. 2) позволяет понять их взаимозамещения в сульфидных, карбонатных и алюмосиликатных соединениях переменного состава (Ca, Mg, Fe, Mn в карбонатах, силикатах, алюмосиликатах; Cu, Ag, As, Sb, Bi в сульфидах и сульфосолях) без привлечения гипотез полистадийного рудного минерогенеза в гипогенных условиях. В этих взаимозамещениях определённую роль имеет и размер атомов. Обсуждение этого тезиса увело бы повествование слишком

далеко. Однако несколько примеров минерально-химических гидратационно-дегидратационных метапреобразований помогут понять его значение в изменениях состава минеральных парагенезисов пород и руд. Замещение калиевым полевым шпатом биотита сланцев, как это записано в монографии «Золоторудное месторождение Мурунтау», возможно лишь при удалении (выносе) железа, магния и части алюминия или поглощении их новообразованиями других минералов при выносе воды. Процесс, таким образом, противоречит его развитию в условиях гидротермального минералообразования, но вполне вероятен в дегидратационных метапреобразованиях, способствующих выносу не только воды. Железо и магний при этом меняют свою минеральную форму.

Рассланцевание жил и гнезд кварца, карбонатов, сульфидов, метакристаллов пирита и арсенопирита – достаточно надёжный показатель того, что рудовмещающие породы и руды претерпели неоднократные структурно-текстурные преобразования под воздействием внешних и внутренне возникающих напряжений. Нередко повторное рассланцевание пород и руд сопровождается микропорфиробластезом слюд или амфиболов в трещинах нового кливажа, «отгоном» в них углистого вещества, кремнекислоты, хлорита, карбонатов и сульфидов. Участие макроконкреций пирита в рассланцевании пород ЧТ распространено на Марджанбулакском, Амантайтауском, Даугызтауском, Кокпатасском рудных полях. В рудах участка Узунбулак Амантайтауского рудного поля наблюдались случаи рассланцевания альбит-кварц-хлоритовых псевдоморфоз по кубическим метакристаллам пирита в едином с вмещающими алевролитами текстурном плане.

Генетические соотношения рудных концентраций с интрузиями магм разного состава десятилетиями были в центре внимания многих исследователей гипогенной рудной минерации. Решение подобных вопросов особое значение имело в расшифровке последовательности возникновения рудных концентраций золота в черносланцевых и вольфрама в алюмосиликатно-кремнисто-карбонатных толщах. На Кокпатасском рудном поле дайки порфировых и порфиритовых пород распространены особо широко. И они у ряда авторов получили оценку одного из важнейших факторов золотопродуктивного минерогенеза (Гаврилов, 1974). Но здесь же неоднократно выявлялись факты метаморфизирующего воздействия даек на золотосульфидные руды (Дорофеев, 1973 ф.; Проценко, 2012, с. 152). Многочисленные факты пересечения шеелитоносных скарнов и скарноидов жилами аплитов и апофизами гранитов приведены В.Д.Отрощенко (1977), учитывавшим фактор вольфрамоносности некоторых толщ осадочных пород, но не придававшим ему основополагающего значения в формировании рудных концентраций этого металла. Аналогичным представляется и отношение В.Н.Ушакова (1991) к осадочно-диагенетическим накоплениям вольфрама в Букантау. По его мнению, рудопроявление Каскыртау, приуроченное к границе метасланцевой андезитовой и доломито-кремнистой формаций при больших протяжённостях и мощностях вольфрамсодержащих тел с содержаниями металла до 0,1% представляет интерес с точки зрения оценки его в качестве источника вещества при формировании герцинских гидротермальных месторождений.

О метаморфизирующем воздействии интрузий на толщи металлоносных осадочных пород и потоках воды и некоторых (подвижных) металлов, высвобожденных при метаморфизме пород этих толщ к интрузиву, сказано уже неоднократно. Окисление углистого вещества и сульфидов во вмещающих интрузию породах отражено их практическим отсутствием в парагенезисах контактных скарнов с новообразованиями кальцита, всегда отчётливо более поздних, чем пироксены и гранаты. Генерируемые водным окислением сульфидов сероводород, водород, сернистый газ, серная и сернистая кислоты, уходя из зоны высоких температур, извлекая из среды продвижения кальций, натрий, калий, формируют в надинтрузивных пространствах ореолы серицитизации, карбонатизации, сульфидизации разной интенсивности, наложенные нередко и на породы, претерпевшие ранее динамотермальные метапреобразования в

условиях амфиболитовой фации. В метакалишпатизированных породах главных рудных тел Мурунтау подобные явления фиксируются нередкими малосъёмными прожилково-метасоматическими новообразованиями кварца с кальцитом, серицитом, хлоритом и сульфидами.

В оценках значимости разрывных дислокаций в локализации и генезисе эндогенных рудных концентраций, гипертрофированных в угоду широко распространённым представлениями о поступлении рудообразующего вещества с аллогенными гидротермальными растворами из глубин литосферы и верхней мантии, нельзя не учитывать, что задолго до формирования глубинных разломов и шарьирования в рудолокализирующих породах (интрузивных массивов и ЧТ, в частности) уже имелись аутигенные, диагенетические и метаморфогенно-метасоматические проявления минеральных парагенезисов определённых металлов. Необходим поэтому особо тщательный структурно-текстурно-минералогический анализ пространственных и временных соотношений рудоформирующих минеральных парагенезисов с тектоно-структурными преобразованиями регионов, рудных полей и конкретных месторождений. В таких преобразованиях уже в готовом виде участвуют золото-колчеданные тела месторождения Амантайтау, отнесённого Ю.С.Савчуком к продуктам минерагенеза герцинского коллизионного этапа развития Центральных Кызылкумов, хотя по данным радиоизотопного датирования в его рудах распространён пирит с возрастом 400-440 млн. лет. На Мурунтауском рудном поле интенсивно преобразованы (нередко с уничтожением рудных концентраций) образования всех продуктивных парагенезисов в рассекающих структурах Южного и Структурного разломов, явно обновлённых альпийским орогенезом.

Почти в каждой геотектонической гипотезе эндогенного рудогенеза подчёркивается долгая «живучесть» глубинных разломов, неоднократное обновление их проницаемости для газов, растворов и магмы по прошествию геологических веков и эпох после их первичного зарождения. Причины их активизации чаще всего связываются с новыми тектономагматическими активизациями отдельных структурно-формационных зон коры океанического и континентального типов. «По геологическим данным, Туркестанский палеоокеан на месте Срединного и Южного Тянь-Шаня возник в неопротерозое и существовал около 300 млн. лет... В истории Южного Тянь-Шаня в результате рассеянного спрединга происходило неоднократное появление офиолитовых комплексов... в раннем кембрии, ордовике, силуре, девоне, в раннекаменноугольное и пермское время...» (Дженчураева и др., 2015, с. 100-101). Добавим, однако, что в проницаемости разрывных структур при формировании метаморфогенно-метасоматического оруденения конкретных этапов развития регионов не менее значимо их «расширение» при напряжениях, возникающих в результате развития в зонах их влияния метаизменений с приращением или убылью объёмов твёрдых фаз. Дефицит гидростатического давления над глубинными разломами под нефтепроизводящей баженновской свитой Западной Сибири с признаками продолжающегося их раскрытия – прямой свидетель активизации подвижек по ним даже по прошествии геологических эпох.

Объективность подобных явлений подтверждает Бахмальское землетрясение 29 сентября 2017 г. с глубиной эпицентра 10 км в висячем крыле Южно-Ферганского разлома на расстояниях 20 км от него и 5 км от Южно-Туркестанского. «На основании изучения морфологии разломов установлено, что Бахмальское землетрясение вызвано активизацией Южно-Ферганского разлома...» (Исмаилов и др., 2018). Эпицентры землетрясений последних 100 лет на территории Средней Азии были сосредоточены на глубинах 5-15 км, наиболее благоприятных для развития гипогенных метапреобразований горных пород при проникновении в них воды. «Блуждание» эпицентров землетрясений вдоль протяжённых на сотни км разломов свидетельствует скорее о разрядке «точечных» очагов напряжений, постепенно накапливавшихся по мере метапреобразований пород в связи с проникновением в них воды, а не о повторном разрыве сплошности на всём его протяжении.

В табл. 12 приведены характеристические признаки рудных концентраций золота, вольфрама, железа, меди, цинка и свинца, сформированных в условиях континентального гипергенеза, терригенного и вулканогенного морского и континентального седиментогенеза, эндогенного метаморфизма и магматизма.

Таблица 12

**Обобщённые признаки происхождения рудных концентраций**

Генетические типы рудных концентраций	Текстуры и структуры руд	Минеральный состав руд (рудоформирующие и сопутствующие минеральные ассоциации и комплексы)
1	2	3
<b>ЗОЛОТО</b>		
Остаточные в коре выветривания	В значительной степени унаследованные от преобразованных руд и рудовмещающих пород, дополненные формированием дезинтеграционных и цементационных структур и скоплений колломорфных минералов. Могут сохранять структуры и текстуры стратиформных осадочно-диагенетических руд	Золото самородное, золотосодержащие окислы железа, сульфаты, арсенаты, остаточные минералы исходных пород (кварц, полевые шпаты, слюды, углистое в-во, магнетит, ильменит, рутил, турмалин, апатит и др.)
Россыпи речные и прибрежно-морские	«Струи» гравийно-галечных отложений разветвлённых русловых потоков, слоистые неравномерно-обломочные полиминеральные отложения речных и морских террас, речных кос с золотом и др. тяжёлыми минералами	Минералы исходных пород и руд на всей водосборной площади (золото самородное, кварц, полевые шпаты, слюды, магнетит, ильменит, рутил, турмалин, апатит и др.)
Осадочно-диагенетические (наибольшее распространение имеют в породах ЧТ)	Слоистые микро- и макролинзоватые, кристалло- и конкреционно-вкрапленные, массивные в малообъёмных скоплениях золотосодержащих сульфидов. Коллоидно-колломорфные, крипто-, мелко-, средне-, крупнозернистые; в ЧТ распространены макро- и микроконкреции (золотосодержащих) сульфидов, карбонатов, фосфатов, кремнезёма	Сульфиды (доминирует пирит иногда с арсенопиритом), вулканотерригенные и аутигенные кварц, силикаты и алюмосиликаты, карбонаты, углистое вещество, золото самородное, сорбированное и химически связанное в сульфидах, углистом веществе и глинистых минералах
Метаморфогенно-метасоматические (гидротермальные), в зависимости от моноили полистадийности регионального и контактового метаморфизма	Метавкрапленные, мелкие гнёзда, конформные и секущие моно- и полиминеральные прожилки, и жилы, их штокверковые системы в сочетании с вкрапленностью и слоистостью. В рудных телах сохранены структуры, характерные для осадочно-диагенетических и интрузивно-магматических образований, дополненные явлениями бластеза, перекристаллизации и сегрегации в трещины разных направлений и полости отслоения.	Преимущественно унаследованный от осадочных, метаморфических, интрузивных пород и более ранних жильных образований с развитием гнездово-прожилковых сегрегаций кварца, карбонатов, сульфидов, полевых шпатов, амфиболов, хлоритов, слюд с самородным золотом или без него; для многих месторождений характерны парagenные соотношения самородного золота с шеелитом
Магматические (анатектические)	Наиболее вероятно образование в результате анатексиса золотосодержащих пород и руд. Примером могут служить золотосодержащие медно-порфировые руды месторождений Алмалыкского района. Эффузивные и пирокластические производные подобных магм могут содержать повышенные, хотя и неравномерные концентрации золота. В минеральном составе доминируют алюмосиликаты, кварц, сульфиды, карбонаты, окислы железа и титана; золото самородное обычно в ничтожных количествах	
<b>ВОЛЬФРАМ</b>		
1	2	3
Остаточные в коре выветривания	Как и у золота, в значительной степени унаследованные от руд и рудовмещающих пород с развитием дезинтеграционных и цементационных структур и скоплений колломорфных минералов. Могут сохранять структуры и текстуры стратиформных осадочно-диагенетических накоплений металла в слоистых терригенно-вулканогенно-	Алюмосиликаты, кварц, карбонаты, окислы железа и титана. О минеральном представительстве вольфрама в таких его накоплениях сведения скудны. Часто упоминается устойчивость шеелита в процессах выветривания и окисления. Вольфрамиты, по-видимому, в зоне гипергенеза окисляются

	кремнисто-карбонатных толщах. Резкое обогащение шеелитом рыхлого слоя дезинтегрированных метапелитов и метапесчаников наблюдалось автором на рудопоявлении Туманное в горах Тамдытау. Ветром и дождевой водой из него выносились «лёгкие» минералы, шеелит накапливался, так как его плотность в 2-2,5 раза выше, чем у кварца и полевых шпатов	и разрушаются при транспортировке потоками воды; нераспознаваемые минералогическими методами коллоиды вольфрамовой кислоты рассеиваются в рыхлых отложениях бассейнов седиментации или на путях к ним
--	---	---

Россыпи речные и прибрежно-морские	Сведений о наличии рудных концентраций вольфрама такого рода в геологической литературе практически нет. Можно предполагать их по аналогии с золотосодержащими. Шеелит – частый спутник самородному золоту в россыпях Западного Узбекистана и Восточной Сибири	
------------------------------------	--	--

Осадочно-диагенетические	Такого рода концентрации вольфрама, превышающие его кларк, можно предполагать по аналогии с золоторудными. Металл коллоидно может осаждаться из морской воды в виде тунгстенина $WS_2$ , тунгстита $H_2WO_4$ , вольфрамита $(Mn, Fe)WO_4$ , шеелита $CaWO_4$ , и в самородном состоянии при восстановлении водородом. Такое предположение основывается на высокой растворимости и устойчивости кислот: вольфрамовой ( $H_2WO_4$ ), метавольфрамовой ( $H_2W_6O_{13} \cdot 8H_2O$ ) кислот, гетерополикислот $H_4[SiW_{12}O_{40}]$ , $H_3[As(W_3O_{10})_4]$ и их солей при низких температурах. «Метавольфраматы кристаллизуются при испарении их растворов на холоде. Если же упаривание растворов производится при нагревании, то получаются сиропобразные или стекловидные массы; замечательно, что свободная кислота является изоморфной с её солями Na, K, $NH_4$ , и Cd» (Эфраим, 1932, с. 438). Синхронное развитие диагенетических и пропилитизирующих преобразований (см. рис. 16 и 17) в вулканогенно-кремнистых осадках может способствовать накоплению в них вольфрама, обнаруживающегося иногда даже в составе микроконкреций дисульфидов железа. В микроконкрециях марказита из палеогеновых отложений Егербелитау (см. рис. 5.5) содержание вольфрама составило 530 г/т; это в 53 раза выше, чем в породах литосферы или растворённого в морской воде. Прямая корреляция содержания вольфрама и мышьяка, зафиксированная в породах коклатаской свиты Букантау, отражает, вероятно, значимую роль гетерополикислот в седиментогенном накоплении вольфрама в кремнистых протоосадках	
--------------------------	--	--

Метаморфогенно-метасоматические	Скарновые, скарноидные и грейзеноидные месторождения и рудопоявления руд такого типа абсолютно доминируют в запасах и прогнозных ресурсах вольфрама на территории Узбекистана. Только в Южно-Тянь-Шаньской структурно-формационной зоне разведано 6 и зарегистрировано более 100 преимущественно скарновых и скарноидных рудных месторождений и проявлений вольфрама	
---------------------------------	--	--

	В скарнах и скарноидах от массивных вкрапленных до гнездовых, полосчатых и друзовидных. В скарноидах сохраняются слойчатые и линзоватые, иногда сланцеватые, распространены брекчиевые. В грейзеноидных преобладают вкрапленные и мелкогнездовые, подчинённые текстурам преимущественно гранитоидных вмещающих пород. От панидиоморфных до аллотриоморфных мелко-, средне- и крупнозернистых	В скарнах, скарноидах и роговиках вольфрам представлен преимущественно шеелитом, грейзеноидам и связанным с ними кварцевым жилам более характерны вольфрамиты
--	--	---

Магматические	Сведений о собственно магматических рудных концентрациях вольфрама в геологической литературе нет. В анатектических гранитоидах концентрации вольфрама могут превысить кларковые при их формировании в геохимически специализированных на вольфрам породах (с рудами) терригенно-вулканогенных и/или кремнисто-карбонатных толщ (коклатасская свита в Букантау)	
---------------	---	--

### ЖЕЛЕЗО

1	2	3
---	---	---

Остаточные в коре выветривания	В генетической систематике железорудных месторождений Узбекистана рудные скопления железа такого рода объединены с переотложенными и инфильтрационными в коре выветривания. Они представлены самой многочисленной группой рудопоявлений. «Железные шляпы» широко распространены в латеритной коре выветривания многих регионов Африки	
--------------------------------	---	--

	Структуры и текстуры руд, в значительной степени унаследованные от преобразованных руд и рудовмещающих пород, дополняются дезинтеграционными и цементационными скоплениями колломорфных окислов и гидроксидов железа. Могут	В минеральном представительстве железа в таких рудах резко доминируют гётит, гидрогётит, лепидокрокит, мартит, гематит, широкое распространение имеют колломорфные образования кремнекислоты, глинистые и гидрослюдистые минералы. В «шляпах», образованных при
--	---	---

	сохраняться структуры и текстуры стратиформных осадочно-диагенетических и/или магматогенных руд	окислении сульфидных руд, могут присутствовать псевдоморфозы окислов железа и ярозита по пириту и другим сульфидам. Распространены барит и гипс. Ярозит при окислении легко замещается гидроксидами железа
Россыпи речные и прибрежно-морские	Рудные концентрации железа такого рода, несомненно, образуются при размыве интенсивно выветрелых основных и ультраосновных интрузивных и эффузивных пород, так как широко развитый в них магнетит достаточно устойчив в коре выветривания. Он присутствует как спутник в прибрежно-морских россыпях ильменита Индии. В США промышленно разрабатывались железистые конгломераты, состоящие из округлых и полукатанных обломков руды с подчинёнными фрагментами пород железистой формации. В металлоносных конгломератах горизонтально- и косослоистых грубообломочных отложений докембрия Карелии распространены россыпные струйки магнетита, гематита и пирита. Присутствует в них и самородное золото. Часто наблюдаются их же метаморфические новообразования неправильной формы (Проблемы осадочной..., 1975, с. 223)	
	Текстуры и структуры рудных накоплений железа такого рода характеризуются соседством в отложениях русловых потоков, террас, конусов выноса обломков с размерностью от глыб до пелитоморфных частиц. Слоистость (иногда косая) и гравитационная дифференциация обломочного материала достаточно хорошо проявляется в мелкообломочных отложениях	В составе россыпей, естественно, отражается минеральный состав пород на водосборной (прибрежной) площади, однако при длительной переработке пород прибоем или водными потоками в россыпях накапливаются стойкие к выветриванию и абразии минералы. До 95-99% объёма в титан-циркониевых россыпях палеогеновой куртамышской свиты Западной Сибири составляет кварц. До 100% его в песках месторождения Мингбулак в Центральных Кызылкумах
Осадочно-диагенетические	Самые распространённые и хозяйственно значимые стратиформные месторождения руд железа являются продуктами диагенетических и метаморфогенно-метасоматических преобразований коллоидно-дисперсных осадочных накоплений окислов железа в докембрийских и фанерозойских толщах всех континентов. Особо крупными запасами железа отличаются месторождения в докембрийских толщах железистых кварцитов (КМА, Костомукша, Кривой Рог, месторождения районов озера Верхнего и хребта Маркет в США, гигант Олимпик-Дэм в Австралии, железно-редкоземельный уникум Баян-Обо в Китае). Уже в процессах диагенеза подобные накопления, теряя воду, приобретали тонко слоисто-полосчатое кристалло-зернистое строение. Наряду с подобными окисно-железистыми на всех континентах получили распространение и осадочно-диагенетические карбонатно-железистые руды; огромны запасы сидеритовых руд на территориях Англии, развиты они в Донцком и Подмосковном каменноугольных бассейнах, имеются на территориях Южного Урала	
Метаморфогенно-метасоматические	К глубоко метаморфизованным относятся руды железа всех только что упомянутых месторождений, особенно железокислых в докембрийских толщах. Помимо полной перекристаллизации железисто-кремнистых осадочно-диагенетических образований в них осуществлялись перераспределение главных компонентов с выносом воды и кремнекислоты, формирование жил кварца с разнозернистыми скоплениями магнетита и гематита. Метаморфогенно-метасоматические преобразования магнетитсодержащих основных и ультраосновных интрузивных пород приводили к обогащению окислами железа определённых зон интрузивов. Особо продуктивными в этом отношении были процессы серпентинизации, оталькования, актинолитизации, хлоритизации, проявляющиеся с тем же эффектом в эффузивных и туфовых производных магм основного и ультраосновного составов (Магматические и метаморфические..., 1986). Часто такие преобразования сопровождалось выходом титана из магнетита с образованием ильменита. К контактово-метаморфическим многими авторами относятся скарново-магнетитовые месторождения. Выше уже говорилось о доминирующем значении в их образовании стратиформных рудных накоплений железа	
Магматические	К рудным концентрациям такого рода приводят явления ликвации палингенных или анатектических магм, наследующих состав плавящихся пород (это могут быть и железистые кварциты), с одной стороны, или их гравитационного расслоения при очень медленной кристаллизации расплава в силу различий в плотностях магнетита (4,9-5,2 г/см <sup>3</sup> ), силикатов и алюмосиликатов (не более 3,6 г/см <sup>3</sup> ). К магматическим рудным месторождениям железа относятся интрузивные образования основной и ультраосновной магм с вкрапленностью (титано)магнетита. Их примерами могут служить Кочкарский интрузив Южного Урала и Тебинбулакский в Сугпанувайсе.	

Характерной структурно-текстурной особенностью таких руд является тесная ассоциированность зёрен магнетита с железосодержащими силикатами и алюмосиликатами. Достаточно отчётливо проявлено обогащение таких руд магнетитом при актинолитизации, серпентинизации и хлоритизации темноцветных минералов перидотитов, пироксенитов и горнблендитов.

В экстремальных условиях метаморфогенно-анатектического преобразования мощных толщ железистых кварцитов, как показано выше, могут образоваться магматическое железорудные тела не скарновые (типа Кируны)

## МЕДЬ

1	2	3
Остаточные в коре выветривания	<p>В своём большинстве рудные концентрации меди такого типа находятся в зонах окисления медно-колчеданных и медно-полиметаллических месторождений. В связи с высокой растворимостью сульфатов меди и их устойчивостью в водных растворах в хорошо промываемых «железных шляпах» зон окисления над такими месторождениями содержания этого «полублагородного» металла часто оказываются более низкими, чем в неокисленных рудах. «Так, медь халькопирита, перешедшая в сульфат, при испарении раствора высадится в виде халькантита (<math>\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}</math>). Последний, при изменившихся условиях влажности, вновь перейдет в раствор в виде того же <math>\text{CuSO}_4</math>. Этот раствор, перемещаясь, может встретить кальцит, который осадит медь в виде малахита <math>[\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2]</math>. Малахит, подвергаясь впоследствии действию более кислотных вод, даёт опять в раствор <math>\text{CuSO}_4</math> или, омываясь водами, несущими избыточную <math>\text{SiO}_2</math>, заместится хризокolloй, и т. д. В этом постоянном приспособлении к меняющимся условиям мы можем отметить одну основную тенденцию... к полному освобождению зоны окисления от серы и некоторых других элементов» (Смирнов, 1951, с. 46). Примером остаточных месторождений меди могут служить и нацело окисленные тела медистых песчаников с самородным металлом</p>	
Россыпи речные и прибрежно-морские	<p>Рудные концентрации меди такого происхождения не описаны, хотя в связи с трудной окисляемостью металла можно предполагать поступление терригенной самородной меди в медистые песчаники. Наличие самородной меди в составе окисленной и супергенной частей зон окисления сульфидных месторождений показано С.С.Смирновым (1951, с. 55) наряду с золотом и серебром</p>	
Осадочно-диагенетические	<p>В связи с широчайшим распространением стратиформных месторождений меди можно подозревать формирование её рудных концентраций именно в результате денудации и окисления ранее существовавших накоплений, транспортировки сульфатов к бассейнам конечного стока и перевода металла в твёрдую фазу осадков в зонах сероводородного заражения воды. Химизм этого процесса на удивление прост, но в геологической литературе не описан: <math>\text{CuSO}_4 + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{CuS} + \text{H}_2\text{SO}_4</math>; <math>2\text{CuSO}_4 + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{Cu}_2\text{S} + 2\text{H}_2\text{SO}_4</math>; <math>\text{CuSO}_4 + \text{FeSO}_4 + 2\text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{CuFeS}_2 + 2\text{H}_2\text{SO}_4</math>. В итоге получают ковеллин, халькозин и халькопирит – главные концентраторы меди в медистых песчаниках побережий мелко-водных бассейнов аридной климатической зоны континентов. Они широко распространены в медистых сланцах Мансфельдского района и красноцветных песчаниках Нью-Мексико. Структуры, текстуры и минеральный состав таких образований, естественно, будут характерными для осадочных пород, хотя минералов рудообразующего элемента будет несколько больше обычного. Эти же минералы – важнейшие из новообразований в зонах вторичного сульфидного обогащения сульфидно-полиметаллических руд</p>	
Метаморфогенно-метасоматические	<p>В этом генетическом классе могут оказаться накопления меди всех других типов, когда организуется интенсивное перераспределение минералов профилирующего металла с формированием локальных скоплений вкрапленности и прожилков. Не исключено, что таким образом были сформированы «донные» залежи медно-никелевых руд месторождений Норильского и Печенгского рудных районов. П.Рамдор говорил о возможности их формирования в результате постмагматических процессов метаморфизма и гидротермального минералообразования. Вовсе не исключён подобный механизм и для формирования медно-порфириновых руд Алмалыкского района, хотя многими геологами они относятся к магматогенным. О вероятности специализации гранитоидов при анатектическом формировании исходных магм сказано выше неоднократно</p>	
	<p>Преобладают прожилково-вкрапленные текстуры, распространены брекчиевые, кокардовые, петельчатые.</p> <p>Преобладают аллотриоморфнозернистые, распространены колломорфные, менее характерны кристалломорфные (в основном у пирита и арсенопирита)</p>	<p>Обширные перечни сульфидов, сульфосолей, карбонатов, окислов, силикатов и алюмосиликатов</p>

**ЦИНК**

1	2	3
Остаточные в коре выветривания	<p>Цинк один из наиболее подвижных элементов в гипогенной и гипергенной минерации. В гипогенных рудах его концентрации почти исключительно обусловлены наличием сфалерита. Сульфидные руды без сфалерита очень редки. Особенно же он характерен полиметаллическим рудам в ассоциации с галенитом.</p> <p>Сфалерит принадлежит к наиболее легко окисляемым сульфидам. Железистые сфалериты окисляются значительно быстрее маложелезистых. Получающийся в результате окисления сульфат цинка растворим. Тенденция к рассеянию проявлена у цинка даже интенсивнее, чем у меди. При глубоком окислении богатых цинком руд практически полный его вынос осуществляется достаточно часто.</p> <p>В зависимости от карбонатной или не карбонатной рудовмещающей среды цинк может задержаться и даже дать богатые местные концентрации в пределах окисляющегося рудного тела или вблизи от него. В карбонатной обстановке сфалерит замещается смитсонитом, в силикатной – каламином. В пределах зоны окисления цинк может сорбироваться высокодисперсными веществами, но существенных скоплений каолинита или псилломелана, богатых цинком, не отмечено</p>	
	<p>Распространены губчатые, ящичные, петельчатые, вкрапленные, гнездовые, прожилковые, брекчиевые текстуры. Структуры колломорфные и разнозернистые</p>	<p>Минералогия цинка в коре выветривания не отличается обилием минеральных видов. Почти без исключений преобладающим развитием пользуются карбонаты (смтсонит) и силикаты (главным образом каламин). Все остальные гипергенные минералы цинка (манганиты, сульфаты, фосфаты, арсенаты и ванадаты) сравнительно редки, играют лишь примесную роль к карбонатным или силикатно-карбонатным рудам</p>
Россыпи	<p>Россыпные накопления карбонатов и силикатов цинка могут сформироваться при размыве зон окисления полисульфидных месторождений</p>	
Осадочно-диагенетические	<p>Способность цинка мигрировать в коре выветривания и накапливаться в карбонатной и/или силикатной форме в осадках бассейнов конечного стока объясняет приуроченность его стратиформных рудных скоплений к вулканогенно-кремнисто-карбонатным толщам, формировавшимся в мелководных зонах с бурной жизнедеятельностью. Особо значимым здесь был перевод цинка, как и других металлов, в осадок сероводородом, генерируемым сульфатредуцирующими микроорганизмами в осадке у границы с водой. Структурно-текстурные особенности руд многих сульфидно-полиметаллических месторождений (вулканогенно-гидротермально-осадочных, в частности) во многом определены диагенетической литификацией осадков</p>	
	<p>Характерны линзоватые, тонко-слоистые текстуры, колломорфные, конкреционные структуры</p>	<p>Сфалерит ассоциирует с сульфидами и карбонатами многих других тяжелых металлов, иногда формирует с ними полиминеральные микроконкреции</p>
Метаморфогенно-метасоматические	<p>Метаморфогенно-метасоматические преобразования металлоносных осадочных и интрузивно-магматических пород приводят к перераспределению цинка в гнездово-прожилковые новообразования, чем обычно и определяется гидротермальный генезис большинства месторождений его руд. В скарновых месторождениях почти всегда выявляются признаки более позднего образования сульфидов, чем пироксенов, гранатов, амфиболов</p>	
	<p>Текстуры, унаследованные от осадочных и интрузивно-магматических пород, часто резко усложнены гнездово-жилковыми новообразованиями. Кристалло- и аллотриоморфнозернистые структуры сочетаются с колломорфными</p>	<p>Минеральный состав руд цинка определен генезисом вмещающей среды и её пострудными метапреобразованиями, в т. ч. и гипергенными, хотя главным минералом является сфалерит</p>
Магматические	<p>Примеров магматогенных рудных концентраций цинка в геологической литературе не найдено</p>	

**СВИНЕЦ**

1	2	3
Остаточные в коре выветривания	<p>В зоне окисления сульфидных месторождений свинец образует трудно растворимые сульфаты, карбонаты и хлориды, препятствующие его миграции. Свинцом сульфидные руды в зоне окисления нередко обогащаются за счет выноса других более подвижных элементов. Лишь в редких случаях удается констатировать некоторое обеднение свинцом отдельных участков зоны окисления и особенно приповерхностного слоя. Окисление галенита в водно-воздушных условиях в начальные стадии идет довольно быстро, но получающийся PbSO<sub>4</sub> препятствует окислению внутренних зон зёрен и скоплений</p>	

	минерала. Англезит, являющийся первым продуктом окисления галенита, в присутствии углекислоты постепенно замещается церусситом	
	Распространены губчатые, ящичные, петельчатые, вкрапленные, гнездовые, прожилковые, брекчиевые текстуры. Характерны колломорфные и разнозернистые структуры	Парагенезисы минералов свинца в окисленных рудах свинца определяются рядом: сульфид – сульфат – карбонат. Все остальные минералы свинца (их десятки; см. Смирнов, 1951) развиваются преимущественно за счет замещения его карбонатов, реже сульфатов и еще реже сульфидов. Среди них: окислы, галоиды, карбонаты, плюмбаты, манганаты, сульфаты, молибдаты, вольфраматы, ванадаты, хроматы, фосфаты, арсенаты, антимонаты
Россыпи	Россыпные накопления церуссита, англезита могут сформироваться при размыве зон окисления сульфидных полиметаллических месторождений	
Осадочно-диагенетические	Свинец в коре выветривания мало подвижен, переносится водными потоками преимущественно в виде взвеси трудно растворимых карбонатов и сульфатов, осаждается поэтому в прибрежных зонах бассейнов. Структурно-текстурные особенности руд многих сульфидно-полиметаллических месторождений (вулканогенно-гидротермально-осадочных, в частности) во многом определены диагенетической литификацией осадков с переводом свинца в сульфидную форму	
	Характерны линзоватые, тонко слоистые текстуры, колломорфные, конкреционные структуры	Галенит – основной концентрирующий этот металл минерал – ассоциирует с сульфидами и карбонатами многих других тяжелых металлов, изредка участвует в сложении полиминеральных микроконкреций
Метаморфогенно-метасоматические	Метаморфогенно-метасоматические преобразования металлоносных осадочных и интрузивно-магматических пород приводят к перераспределению свинца в гнездово-прожилковые новообразования. В контактовых скарных месторождениях почти всегда выявляются признаки более позднего образования его минералов, чем пироксенов, гранатов, амфиболов	
	Текстуры, унаследованные от осадочных и интрузивно-магматических пород, часто резко усложнены гнездово-жилковыми новообразованиями. Кристалло- и аллотриоморнозернистые структуры сочетаются с колломорфными	Минеральный состав руд цинка определен генезисом вмещающей среды и её пострудными метапреобразованиями, в т. ч. и гипергенными, хотя главным минералом является сфалерит
Магматические	Примеров магматогенных рудных концентраций свинца в геологической литературе не найдено	

Из приведённых в работе и табл. 12 материалов следует, что минералогические исследования рудных концентраций любого металла должны дать материалы для построения внутренне непротиворечивой модели (алгоритма) их формирования. В основе таких моделей должны быть фактологически обоснованные суждения о важнейших факторах рудогенеза в земной коре: источнике рудообразующего вещества, способах его мобилизации, перемещения и концентрирования в геологическом пространстве. Ответы на эти проблемные вопросы и составят алгоритм рудогенеза в процессах образования и преобразования пород на поверхности или в глубинах литосферы (табл. 13). Как на поверхности, так и на глубине рудогенез осуществляется, как правило, при взаимодействии ряда геологических процессов: выветривание, дезинтеграция, механическое и химическое перемещение, гравитационное и кристаллизационное фракционирование и концентрирование в осадочном породообразовании; физико-химическая мобилизация, водно-флюидная миграция, кристаллизационное фракционирование в ходе метаморфизма пород в земной коре; гомогенизация при формировании магматических расплавов и ликвационно-кристаллизационное фракционирование химических элементов при преобразовании расплава в горную породу.

## Факторы рудопродуктивного минерогенеза в земной коре

Источники рудообразующего вещества	Агенты мобилизации и транспортировки	Способы мобилизации вещества	Условия концентрирования вещества	Способы концентрирования вещества
Мобилизаты: механические и (био)химические в коре выветривания горных пород и зонах окисления рудных месторождений; физико-химические при метаморфозах пород осадочно-метаморфических толщ и интрузивных массивов и ранее сформированных руд; вода океана, морей, болот, рек; рассолы высыхающих лагун	Вода, кислород, хлор, кислоты, щёлочи; растворы, расплавы, газы	Сублимация, растворение в газах, жидкостях и расплавах при метаморфозах минералов, пород и руд	Изменения давления, температуры, окислительно-восстановительного потенциала в зонах разуплотнения пород (разломы, зоны складчатости, рассланцевания, будинажа, милонитизации и т. п.)	Испарение растворителей, сорбция, кристаллизация минералов из газов (флюидов), растворов и расплавов; фракционирование кристаллизационное, ликвационное и гравитационное

В любом из этих процессов осуществляется диспропорционирование содержаний химических элементов между средой и минеральными новообразованиями. Наиболее отчётливо это проявлено последовательной кристаллизацией из первоначально химически гомогенного расплава главных минералов глубинно-магматических пород: оливин  $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_4$ ; форстерит  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ; фаялит  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ; энстатит  $\text{MgSiO}_3$ ; ферросилит  $\text{FeSiO}_3$ ; диопсид  $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ ; геденберgit  $\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ ; плагиоклазы с доминированием анортитовой составляющей  $\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$ ; роговая обманка  $(\text{Ca,Na,K})_{2-3}(\text{Mg,Fe}^{+2},\text{Fe}^{+3},\text{Al})_5[\text{Si}_7\text{AlO}_{22}](\text{OH,F})_2$ , магнетит  $\text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3}_2\text{O}_4$ ; биотит  $\text{K}_2(\text{Mg,Fe}^{+2})_{6-4}(\text{Fe}^{+3},\text{Al,Ti})_{0-2}[\text{Si}_{6-5},\text{Al}_{2-3},\text{O}_{20}]\text{O}_{0-2}(\text{OH,F})_{4-2}$ ; щёлочные полевые шпаты  $(\text{K,Na})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ , мусковит  $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{10})(\text{OH,F})_2$ ; кварц  $\text{SiO}_2$ .

Для составления непротиворечивых алгоритмов рудогенеза необходимо максимально полное выявление всех минералов, участвующих в сложении руд и вмещающих пород с учётом всех вероятных способов образования отдельных зёрен или объёмно значимых скоплений каждого из них.

Не менее значимы грамотная генетическая интерпретация результатов полевого и лабораторного минералогического изучения руд и рудовмещающих пород, знания особенностей физико-химического развития минерации на поверхности континентов, на дне водоёмов и в глубинах земной коры с учётом широких вариаций интенсивных и экстенсивных параметров состояния систем минерогенеза при непрекращающихся тектонических преобразованиях её структуры.

Объективность генетических реконструкций в высокой степени зависит от опыта исследователя минерального сырья.

## АЛГОРИТМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД И РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

Для прогнозирования рудных месторождений необходимы детальные сведения о генезисе аналогичных рудных объектов, об источниках рудообразующего вещества, условиях и механизмах его мобилизации, перераспределения и концентрирования.

В восстановлении истории возникновения рудных концентраций доминирует стратиграфический принцип определения последовательности минерагенических событий по структурно-текстурно-минералогическим (и геохимическим) соотношениям руд с рудовмещающей средой, новообразованных минеральных ассоциаций и комплексов между собой. Этот принцип необходимо согласовать с давно установленным физикой феноменом «четырёхмерного пространственно-временного представления о мире» (Кузнецов, 1963, с. 175) – одновременности событий в одной системе отсчёта и их же неодновременности в другой. Во многих случаях истинная последовательность не может быть выявлена вне рамок общей истории геологического развития региона. Ни по началу метаморфогенно-метасоматического рудогенеза, ни по его завершению нельзя однозначно определить синхронность или асинхронность вещественно резко различающихся продуктивных минеральных комплексов в рудах месторождений Мурунтау, Амантайтау и Даугызтау, локализованных в одной и той же ЧТ приближённо на одном и том же гипсометрическом уровне..

Рудные концентрации золотосульфидной формации на всех объектах синхронизированы с накоплением протоосадков рудолокализирующих пород, их диагенетической литификацией и динамотермальным метаморфизмом в условиях хлорит-серицитовой субфации зелёных сланцев. Но на Мурунтауском рудном поле вслед за этими преобразованиями породы последовательно метаморфизовались в условиях хлорит-биотитовой субфации зелёных сланцев и амфиболитовой фации с формированием минеральных ассоциаций и комплексов золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой формаций (Проценко, 2012).

На месторождениях Даугызтауского рудного поля даже в богатых рудах ещё чётко распознаются низкотемпературные парагенезисы диагенеза. К северу от месторождения Высоковольное канавой вскрыта брекчия крупнозернистого сливного жильного кварца, сцементированная кварцевым порфиром. Если дайки – образования «синхронные», то они фиксируют хронологическую двойственность рудогенеза, связанную с неодинаковой длительностью метаморфогенно-метасоматических преобразований рудовмещающей среды, изменяющейся от миллионов лет до одной секунды при росте температуры от десятка до пятисот градусов. «В условиях неравномерного прогрева локальных систем минерагенеза векторными в них становятся и остальные параметры состояния» (Проценко, 2009, с.7).

В центральной части Мурунтауского рудного поля в условиях амфиболитовой фации метаморфизма сформированы высокотемпературные метасоматические и жильные парагенезисы золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций; они также пересечены дайками порфиров и порфиритов.

Естественно, что с изменением P-T параметров метаизменений пород ЧТ изменяются и комплексы химических элементов, получающих геохимическую и пространственную подвижность, саму возможность формировать новообразования с иными сочетаниями главных и второстепенных минералов. В рудах, сформированных в условиях хлорит-серицитовой субфации зелёных сланцев, золотосодержащие сульфиды сочетаются с серицитом, хлоритами, карбонатами, кварцем. Рудам, претерпевшим метаизменения в условиях высокотемпературной хлорит-биотитовой субфации зелёных сланцев характерны замещения пирита и арсенопирита пирротинном, хлорита и серицита биотитом. При

метаметаморфозах амфиболитовой фации в главных рудных телах месторождения Мурунтау серицит, хлорит и биотит замещаются калиевым полевым шпатом, сульфиды и углистое вещество частично или полностью исчезают в результате их гипогенного окисления.

Обобщающий алгоритм формирования рудных концентраций золота на этих месторождениях отражён фотOVERСией последовательности главных и частных минерогенических событий в накоплении благородного металла в протоосадках и его минеральных метаморфозах при термоградиентных метаморфогенно-метасоматических преобразованиях пород рудолокализирующих ЧТ. Алгоритмы появления и исчезновения минералов и их ассоциаций в коре выветривания, зонах седиментогенеза и метаморфизма описываются минерально-химическими реакциями (табл. 6, в частности).

Последовательность важнейших минерогенических событий в геологическом развитии территорий Западного Узбекистана и становлении рудных концентраций золота и вольфрама отражена в табл. 14.

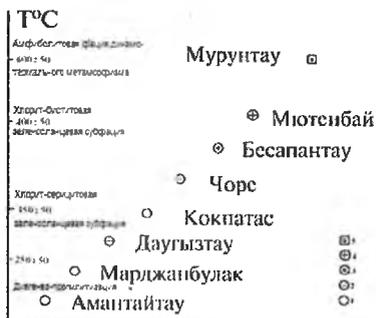
Таблица 14

**Основные этапы геологического развития регионов Западного Узбекистана и становления ресурсных и рудных концентраций золота и вольфрама**

<p>Накопление углеродсодержащих протоосадков позднепротерозой-раннепалеозойских вулканогенно-терригенных черносланцевых и карбонатно-кремнистых толщ с обогащением некоторых из них сульфидами, карбонатами, золотом, мышьяком, вольфрамом.</p> <p>Каледонская орогенция с раннепалеозойским полифациальным метаморфизмом раннепалеозойских отложений, преемственно-последовательным формированием объектов золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой, золотокварцевой рудных формаций, швелитоносных скарноидов, роговиков и скарнов.</p> <p>Преддевонская пенеппленизация региона с формированием слабо проработанной коры выветривания, размывом руд.</p> <p>Накопление протоосадков карбонатных, вулканогенно-терригенных и карбонатных толщ девона и карбона.</p> <p>Позднепалеозойская активизация тектоногенеза, эндогенного (гранитоидного и дайкового) магматизма, метаморфогенно-метасоматических преобразований пород раннепалеозойского фундамента и возникших в нём рудных месторождений, метаморфогенно-гидротермального (в т. ч. и постмагматического) минералообразования в разломах и трещинах.</p> <p>Предмеловая пенеппленизация с корой выветривания и зонами окисления месторождений, с высокой вероятностью участия продуктов выветривания и окисления в формировании некоторых эндогенных гидротермальных парагенезисов с повышенной ролью серебра в разломах и трещинах фундамента в ходе альпийской активизации тектоно- и минерогенеза.</p> <p>Накопление протоосадков мезозой-кайнозойских красноцветных толщ.</p> <p>Выведение региона вновь на поверхность, денудация толщ мезозой-кайнозойского чехла.</p> <p>«Современное» выветривание пород фундамента с окислением вскрытых руд</p>			
<p><i>Источники рудообразующих компонентов.</i> Седиментогенное сульфатредукционное накопление серы, мышьяка, золота, вольфрама, других тяжёлых металлов в сульфидах и глинисто-углеродистом веществе протоосадков в сорбированной, химически связанной и минеральной формах</p>			
<p><i>Механизм мобилизации компонентов.</i> Экстракция тяжёлых металлов хлором морской воды из терригенного и вулканогенного материала осадков и твёрдых пород при диагенезе и пропилиитизации. Прогрессирующее по мере подъёма температуры высвобождение H<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, H<sub>3</sub>As, CO<sub>2</sub>, H, Au, W, Cu и других компонентов при метаморфизме (региональном или контактовом) пород рудолокализирующих толщ</p>			
<p><i>Миграция минерального вещества.</i> Главенствует миграция подвижных продуктов метаморфогенно-метасоматических преобразований из рудолокализирующих толщ и массивов к структурам повышенной проницаемости (в том числе к интрузивным телам) в связи с ростом давления в поровых пространствах при последовательно нарастающей дегидратации пород с высвобождением (или образованием) H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, Au, S, As, W</p>			
<p><i>Механизмы концентрирования.</i> Падение P и T подвижных фаз по мере приближения к дренирующим структурам, испарение растворителя в разломах и трещинах, испарительно-конденсационная конвекция растворителя в крупных относительно закрытых разрывных структурах</p>			
<p><i>Условия рудопродуктивного минералообразования</i></p>			
<p>Диагенез осадков при низких температурах и гидростатическом давлении, Eh порядка -50 -300 мв (Страхов, Геол. словарь)</p>	<p>Региональная пропилиитизация и хлорит-серицитовая субфация зеленосланцевого метаморфизма; T - 250-400 °C; P в порых и микротрещинах гидростатическое; Eh -</p>	<p>«Хлорит-биотитовая» субфация зеленосланцевого метаморфизма; T - 350-550 °C; P в порых переходное от гидро- к литостатическому. Eh-</p>	<p>Амфиболитовая фация метаморфизма; 500-750 °C, P (в порых) гидро- и (в глыбоких зонах) литостатическое. Eh +</p>

Главные продуктивные минеральные ассоциации			
(Золото)-карбонат-пиритовая диагенетическая	(Золото)-арсенопирит-пиритовая вкрапленная с реликтам конкреций	Халькопирит-пирротин-кварц-биотитовая	(Шеелит)-золото-хлорит-(актинолит)-кашпит-кварцевая
	Золото-пирит-арсенопирит-кварцевая прожилково-метасаматическая		
Структурно-текстурный тип минерализации			
Слоисто распределённые микро- и макроконкреции пирита и карбонатов	Кристалловкрапленность пирита и арсенопирита, прожилки и каёмки кварца у кристаллов	Вкрапленность, прожилки, жилы в дислоцированных породах (плотчатых, брекчированных)	Метасоматиты, жилы, прожилки, цемент брекчий
Технологические свойства перечисленных руд			
До 90% валового золота дисперсно рассеяно в сульфиде или химически с ними связано; руды упорные.		40-70 % металла извлекается цианированием	85-95% металла извлекается цианированием
Форма и масштабы рудных тел			
От мелких линз и гнезд до крупных стратиформных залежей		От единичных мелких прожилков до крупных систем прожилков, жил, штокверковых зон	Мелкие, средние и крупные штокверки метасоматитов, жил, прожилков; рудные «столбы»
Факторы локализации объектов	Толщи (свиты, горизонты) геохимически (минералогически) специализированных пород, Фации метаморфогенно-метасоматических преобразований Структуры синметаморфических складок и разломов		
Соотношения с дайками и интрузивами гранитоидов			
Дайками диоритовых порфиритов герцинского времени пересекаются и ороговиковываются рудные производные на месторождениях всех рудных полей Центральных Кызылкумов			
Примеры месторождений			
Даугызтау, Марджанбулак, Амантайтау, фланги Мурунтауского рудного поля	• Арсенопирит-кварцевые жилы Мурунтау		Главные рудные залежи Мурунтау

В координатах термодинамических параметров формирования главные продуктивные минеральные ассоциации золоторудных месторождений в ЧТ Кызылкумов сформировали вполне закономерный «скользящий» во времени ряд от самых низкотемпературных осадочно-диагенетических до высокотемпературных (рис. 25). Такая, нелогичная для эндогенного постмагматического рудообразования последовательность минеральных парагенезисов, закономерна для саморазвивающихся в земной коре теплогенерирующих метаморфогенно-метасоматических систем минерогенеза.



Последовательность преобразования пород и ранее образовавшихся руд

Рис. 25. Положение ведущих рудно-формационных минеральных комплексов в ЧТ Средней Азии в координатах времени и температуры метаморфозов вмещающих пород и ранее сформированных руд.

РФМК: 1 – золотосульфидный преимущественно осадочно-диагенетический; 2 – золотосульфидный с примерно равным соотношением осадочно-диагенетических и метабриллических сульфидов; 3 – золото-сульфидно-кварцевый с преобладанием метавкрапленных сульфидов в минеральном балансе золота; 4 – золотосульфидно-кварцевый со значительным количеством интенсивно термохимически разрушающихся сульфидов; 5 – золото-кварцевый прожилково-метасоматический (убогосульфидный золото-актинолит-полевошпат-кварцевый с шеелитом на Мурунтау).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В 1783 году А.Лавуазье записал: *«Настало время привести химию к тому, чтобы делать умозаключения более строгим способом, освободить факты, которыми ежедневно обогащается эта наука, от того, что к ним добавили толкования и предвзятые мнения... Эти прекрасные слова и сейчас могли бы украсить любой научный труд»* (Синюков 1987, с. 28). «Сегодня» этот призыв особое значение имеет в развитии знаний о геологии регионов и рудогенезе в их пределах. Поэтому в настоящей работе для определения генезиса рудных концентраций в земной коре **охарактеризованы:**

- критерии и признаки диагностики и типизации минералов, пород и руд;
- поведение рудообразующих химических элементов в процессах формирования осадочных, метаморфических и магматических пород;
- роль метапреобразований пород в формировании металлоносных растворов и расплавов;
- условия возникновения высококонцентрированных коллоидных растворов (расплавов) при метапреобразованиях пород на поверхности и в глубинах земной коры;
- последовательность метаморфогенно-метасоматических преобразований пород осадочных толщ с формированием рудообразующих минеральных ассоциаций и комплексов от низко- к высокотемпературным;
- ресурсная роль рудовмещающих пород в формировании в пределах земной коры рудных концентраций;
- ряд физико-химических обстановок возникновения и развития в ней саморазогревающихся систем минерагенеза;
- особенности взаимодействия интрузий гранитоидной магмы с металлоносными осадочно-метаморфическими породами;
- условия и механизмы формирования мелких, средних, крупных и уникальных месторождений Au, W, Fe, Cu, Zn, Pb.

Рудообразование реализуется в коре выветривания континентов, при накоплении и диагенезе осадков в водоёмах конечного стока, их метаморфизме в земной коре, эффузивном и интрузивном магматизме. Но все эти процессы не создают металлов, а лишь способствуют (или препятствуют) созданию их рудных концентраций, перераспределяя их в геологическом пространстве с изменением минеральных форм.

Большинство рудных проявлений чёрных, цветных, редких и благородных металлов от золоторудных уникалов Витватерсранд и Мурунтау, железорудных гигантов Олимпик-Дэм, КМА, Кривой Рог, фаворитов в рудных скоплениях редких земель и железа (Баян-Обо), меди (Удоканское), вольфрама (Санг-Донг и Тырныауз) до рудопроявлений и рудных точек локализовано в породах осадочных толщ, в той или иной мере метаморфизованных. Рудоформирующий потенциал осадочных толщ создавался при накоплении и диагенетической литификации их протоосадков. Осадочное породообразование приводит к наиболее масштабной дифференциации химических элементов при выветривании пород на континенте, переносе, осаждении его продуктов в бассейнах седиментации, диагенетической литификации и метаморфизме осадков. Определяющую роль в экстракции, миграции и твёрдофазной фиксации металлов играли вода, хлор, сероводород, кислород, уголекислота и кремнезём.

Ещё при накоплении протоосадков в ЧТ формируются концентрации золота, рентабельные для освоения современными промышленными технологиями. Их участие в гипогенном метаморфогенно-метасоматическом формировании рудных концентраций прослежена на месторождениях Западного Узбекистана. Стратиформно-скарноидные, контактово-скарновые и роговиковые рудные концентрации вольфрама – продукты метапреобразования седиментогенных накоплений металлов в карбонатно-кремнистых толщах. Осадочно-диагенетические концентрации металлов в медистых песчаниках и сланцах составляют основу не только её крупнейших стратиформных объектов, но и некоторых медно-порфириковых месторождений. Уникальны осадочные и осадочно-метаморфические концентрации железа в углисто-карбонатных, вулканогенно-железисто-кремнистых и зеленокаменных толщах.

При прогрессирующем метаморфизме в породах осадочных толщ последовательно возникают парагенезисы минералов, характерные для пропилитов, низко- и высокотемпературных образований зеленосланцевой, амфиболитовой, гиперстеновой, гранулитовой фаций и субфаций. Их становление сопровождается переводом в подвижное состояние воды, водорода, кремнекислоты, сероводорода, серы, мышьяка, золота, вольфрама, железа, образованием углекислоты, угарного газа и метана, возникновением соответствующих рудообразующих или рудопреобразующих минеральных парагенезисов и комплексов.

Саморазогрев мощных толщ тонкодисперсных осадков инициируется преобразованием в теплоту несокомпенсированной энергии зарядов атомов на поверхности зёрен, тепловыделяющей гидроксидизацией (цеолитизация, хлоритизация, серицитизация, серпентинизация) дисперсных частиц вулканического стекла, полевых шпатов, пироксенов и амфиболов. В ЧТ уже в среднетемпературных условиях к этому процессу подключается окисление УВ и сульфидов. Многие метаморфогенно-метасоматические преобразования осадочных и интрузивно-магматических пород (гидратационные, в частности) сопровождаются приростом объема твёрдых фаз, ростом напряжений в земной коре, реализуемых локальной или региональной складчатостью, возникновением разломов, микро- или макроструктур шарьирования, спредингом или субдукцией литосферных плит.

Парадоксальная для гипогенного постмагматического рудогенеза *последовательность* от низко- к высокотемпературным минеральным ассоциациям и комплексам (золотосульфидный → золотосульфидно-кварцевый → золотокварцевый) прослежена на месторождениях Центральных Кызылкумов. Сложности в решении вопросов синхронности-асинхронности метаморфогенно-метасоматических рудообразующих минеральных парагенезисов обусловлены сильной зависимостью скорости минерально-химических преобразований от температуры. Они могут оказаться достаточно серьёзными, если слагающие регион толщи и массивы пород подвергались метаморфизму неоднократно с неодинаковой интенсивностью.

По-разному отражается взаимодействие гранитоидов с вмещающими породами. В металлоносных толщах они вызывают серии метаморфогенно-метасоматических преобразований с изменением минеральных форм конкретного металла и его перераспределением в пределах толщи. При анатектическом формировании гранитоидных массивов эти явления проявляются с особой интенсивностью и сопровождаются значимой специализацией самой магмы, в породах которой затем по тем же метаморфогенно-метасоматическим механизмам формируются специфичные рудные концентрации Fe, Cu, W, Sn, Mo, TR, Au ( жильные, штокверковые, «плащеобразные»). По механизмам водно-конвективного взаимодействия с *вмещающими породами* их же руды формируются в трещинах контракции остывающих интрузивов.

Алгоритмы (модели) формирования рудных месторождений в пределах земной коры непременно должны иметь фактологически обоснованные ответы на узловые вопросы рудогенеза: источники рудообразующего вещества, механизмы его мобилизации, транспортировки и концентрирования в локальном объёме геологического пространства. Записанные уравнениями минерально-химических реакций алгоритмы конкретных минерагенических событий на поверхности и в глубинах земной коры позволяют не только более углублённо понять суть происходящих вещественных метаморфоз, но и количественно оценить их результаты.

Рекомендации по минералогическому изучению рудных объектов могут быть сведены к совету тщательного (критически «придирчивого») анализа вклада в их рудобаланс минеральных образований всех процессов минерагении, так или иначе проявленных в пределах конкретного региона или рудного поля. Особо важным этот совет может оказаться при исследованиях причин «приуроченности» месторождений к разрывным тектоническим структурам.

Оправдывает эту публикацию возможность показать получение количественных характеристик некоторых итогов структурно-вещественных преобразований пород в литосфере, их роли в минерагенических и геодинамических построениях.

# ЛИТЕРАТУРА

- Абдуазимова З.М., Корсаков В.С., Асатуллаев Н.Р., Шипицын В.А., Сосновская О.В., Лапидус С.Я. Биостратиграфия докембрия Западного Узбекистана (Южный Тянь-Шань) // Углеродисто-сланцевые формации Средней Азии. - Т.: САИГИМС, 1992. - С. 4-15.
- Адрианова С.И., Зарембо Ю.Г., Бархударян Н.Б., Элинсон М.М. Физико-химические условия образования и генезис золотого оруденения Центральных Кызылкумов // Тез. докт. IV регион. совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. - Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1973.
- Андреев С.И., Анукеева Л.И. Минералогия Мирового океана // Планета Земля. Минералогия. - СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. - Кн. 1. - С. 224-233.
- Андреев Е.И., Козлова И.А. Литотрофные бактерии и микробиологическая коррозия. - Киев; Наукова Думка, 1977. - 164 с.
- Арифулов Ч.Х., Плугин Д.В., Чернойаров В.Г., Овсянников М.П., Арсентьева И.В., Щербакова А.В. Золоторудные месторождения «черносланцевого» типа на Южном Урале и закономерности их размещения // Отечественная геология. - 2006, № 1. - С. 13-22.
- Асаналиев У. Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим, 1984. - 288 с.
- Бадалов С.Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях // Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. - Т.: Фан, 1966. - С. 81-89.
- Бадалов С.Т. Геохимические особенности рудообразующих систем. - Т.: Фан, 1991. - 144 с.
- Барабанов В.Ф. Геохимия. - Л.: Недра, 1985. - 423 с.
- Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 211-285.
- Башта К.Г., Горбунов В.А., Марченко Ал.И., Марченко Ан.И., Шахторина Л.Н. Уральская сверхглубокая скважина СГ-4 (путеводитель). - Екатеринбург, 2000. - 22 с.
- Бейн Дж.У. Сингенез и эпигенез руд в слоистых породах // Геология и геохимия рудных месторождений. - М.: Мир, 1971. - С. 122-136.
- Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М.: Недра, 1979. - 275 с.
- Беленщикова Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отечественная геология. - 2008. - № 3. - С. 29-45.
- Бендик А.Т. Геолого-генетические особенности золотого оруденения Мурунтауского рудного района: Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. - Т., 1970. - 27 с.
- Бендик Н.П. К минералогии золота месторождения Мурунтау // Зап. Узб. отд. ВМО. -Т.: Фан, 1972. Вып. 25. - С. 110-114.
- Беневольский Б.И. Золото России. Проблемы использования и воспроизводства минерально-сырьевой базы. - М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. - 464 с.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. - М.: Госгеолтехиздат, 1958, - 435 с.
- Бетехтин А.Г. Курс минералогии. - М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 540 с.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. - М.: Недра, 1964. - 598 с.
- Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис) // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974. - С. 157-193.
- Богданов Ю.А., Лисицин А.П., Мигдисов А.А., Смирнов В.И., Старостин В.И. О генезисе металллоносных осадков // Металллоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. - М.: Наука, 1979. - С. 249-276.
- Бойко Т.Ф. Озеро Сёрлз и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы // Труды ИМГРЭ. - 1983. - Вып. 17. - С. 47-66.
- Брызгалин О.В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. - М.: Наука, 1976. - 72 с.
- Буслаев Ф.П., Гараева А.А., Гуляева Т.Я., Шерендо Т.А., Докучаев А.Я., Башта К.Г. Рудные минералы в разрезе именной свиты // Разведка и охрана недр. - 2000. - № 7-8. - С. 35-40.
- Быხოвер Н.А. О значении экзогенных рудных месторождений в общем балансе минерального сырья // Геохимия, петрография, и минералогия осадочных образований. - М.: АН СССР, 1963. - С. 259-284.
- Ведеполь К.Г. Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в Северо-Западной Германии // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. II. - С. 398-414.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. - М.: Горгонефтеиздат, 1934. - 380 с.
- Вернадский В.И. Избранные сочинения. - М.: Изд-во АН СССР, 1954-1960. - Т. 1-5.
- Вилор Н.В. К проблеме золотоносности черных сланцев // Геохимия. - 1983. - № 4. - С. 560-568.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. - М.: Недра, 1979. - 327 с.
- Виоградов А.П. Введение в геохимию океана. - М.: Наука, 1967. - 217 с.
- Волков И.И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Чёрного моря // Тр. Ин-та Океанологии АН СССР. - 1960. - Т. 50. - С. 68-92.
- Волков И.И., Севастьянов В.Ф. Перераспределение химических элементов в диагенезе осадков Чёрного моря // Геохимия осадочных пород и руд. - М.: Наука, 1968. - С. 134-182.

Волков И.И., Фомина Л.С., Ягодинская Т.А. Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана на разрезе атолла Уэйк – побережье Мексики // Биогеохимия диагенеза осадков океана. - М.: Наука, 1976. - С. 186-204.

Воронков А.К., Перепелицин Ю.Ф. О новом для Кызылкумов типе золоторудных месторождений // Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы Республики Узбекистан. – Т.: ИМП, 1996. - С. 52-57.

Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика, 2006. - Т. 47. - № 7. - С. 315-341.

Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование / Под ред. С.И.Набоко. - М.: Недра, 1974. - 264 с.  
Габлина И.Ф., Малиновский Ю.М. Периодичность меденакопления в осадочной оболочке Земли // Литология и полезные ископаемые. - 2008, № 2. - С. 155-173.

Гаврилов А.А. Некоторые парадоксы неомобилистских палеогеодинамических моделей и реконструкций (юг Дальнего Востока) // Отечественная геология. - 2009. № 4. - С. 53-61.

Гаврилов А.М. Формы нахождения, особенности распределения и генезис тонкодисперсного золота в сульфидных месторождениях Кокпатав (Зап. Узбекистан) и Бақырчиқ (Вост. Казахстан): Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. - М., 1974.

Гаврилов А.М., Кряжев С.Г. Минералого-геохимические особенности руд месторождения Сухой Лог // Геология и методика поисков и разведки месторождений. - 2008. - № 8. - С. 3-16.

Гарьковец В.Г. Условия образования сингенетично-эпигенетических месторождений углеродисто-рудной формации // Геология и закономерности размещения эндогенных рудных формаций Тянь-Шаня. - Т.: САИГИМС, 1977. - С. 4-23.

Гарьковец В.Г., Мушкин И.В., Титова А.П., Арапов В.А., Игнатъева Л.П., Голованов И.М. Основные черты металлогении Узбекистана. - Т.: Фан, 1979. - 272 с.

Геология и полезные ископаемые Африки / Ред. Е.А.Долгинов. - М.: Недра, 1990. - 415 с.  
Гинзбург И.И., Яшина Р.С., Матвеева Л.А., Беляцкий В.В., Нужделовская Т.С. Разложение некоторых минералов органическими кислотами // Химия земной коры. - М.: АН СССР, 1963. - Т. I. - С. 290-305.

Глинка Н.Л. Общая химия. - Л.: Химия, 1978. - 719 с.

Гнибиденко Г.С. Метаморфические комплексы в структурах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. - М.: Наука, 1969. - 135 с.

Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. - М.: Наука, 1979. - 162 с.

Горячев А.В. Некоторые особенности новейшей тектоники Курильской островной дуги // Советская геология. - 1960. - № 10. - С. 24-41.

Грачёв А.Ф., Калинин В.А., Федоровский В.С. О геодинамике Земли в раннем докембрии // Проблемы расширения и пульсации Земли. - М.: Наука, 1984. - С. 49-55.

Гришкевич В.Ф. Макет стратиграфической схемы мезозойских отложений центральных районов Западносибирской равнины и его теоретическое обоснование // Пути развития нефтегазового потенциала ХМАО. - Ханты-Мансийск, Путеведь, 2001. - С. 130-142.

Деген Э.Т. Геохимия осадочных образований. - М.: Мир, 1967. - 299 с.

Денисенко В.К., Лобков В.П., Гапошин И.Г., Кутырев М.Ф. Стратиформные редкометалльные месторождения. - Л.: Недра, 1986. - 231 с.

Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Излева Е.А., Мезгин И.А., Усманов И.А. Металлогения углеродистых отложений Тянь-Шаня. - Бишкек: Илим, 2015. - 204 с.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. - М.: Мир, 1965, 1966. - Т. 1–5.

Диц Р. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). - М.: Мир, 1974. - С. 26-32.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фазиы регионального метаморфизма умеренных давлений. - М.: Недра, 1972. - 288 с.

Докучаев А.Я., Тарханов Г.В., Губанов А.Г. и др. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение в именовской свите Тагильского прогиба // Разведка и охрана недр. - 1999. - № 11. - С. 30-35.

Домарев В.С. Стратиграфо-литологические факторы металлогенической специализации рудных районов // Проблемы региональной металлогении. - Л.: ВСЕГЕИ, 1973. - Т. 191. - С. 121-136.

Домарев В.С. Роль метаморфизма в размещении рудных месторождений // Проблемы региональной металлогении. - Л.: ВСЕГЕИ, 1973. - Т. 191. - С. 136-151.

Дударев Н.Н., Михалева Л.А. Тепловые свойства продуктов регионального метаморфизма и гранитообразования // Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1971. - С. 44-83.

Елисеев Н.А. Метаморфизм. - М.: Недра, 1963. - 428 с.

Забелин И.М. Возвращение к потомкам. - М.: Мысль, 1988. - 334 с.

Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1943. - № 3. - С. 3-18.

Зверев В.П. О роли постмагматических процессов в тепловом режиме вулканических областей // Вулканизм и глубины Земли. - М.: Наука, 1971. - С. 348-354.

Злобин В.А. Состав, радиохимические особенности магматических пород и закономерности локализации золоторудных месторождений Урала // Геология и геофизика. - 1998. - Т. 39. - № 4. - С. 485-498.

Золоторудное месторождение Мурунтау / Под ред. Т.Ш.Шаякубова. - Т.: Фан, 1998. - 539 с.

Золоторудное поле Колар (Индия). - М.: Мир, 1988. - 232 с.

Иванова Г.Ф. Геохимические условия образования вольфрамовых месторождений. - М.: Наука, 1972. - 152 с.

- Иванов С.Н.* О причинах образования гидротермальных рудных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Наука, 1970. - Т. IX. - С. 20-47.
- Калп Д.Л.* Сходимость и разногласия K-Ar и Rb-Sr методов определения абсолютного возраста осадочных пород // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. II. - С. 552-566.
- Камберлидж Дж.Т., Чейс Ф.М.* Геология месторождения Никел-Маунтин, штат Орегон // Рудные месторождения США. - М.: Мир, 1973. - С.183-214.
- Кизильштейн Л.Я.* Генезис серы в углях. - Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1975. - 198 с.
- Киреев В.А.* Курс физической химии. - М.-Л.: Госхимиздат, 1951. - 705 с.
- Козырев В.В., Ежков Ю.Б., Левченко И.В., Шувалов В.Б., Проценко В.Ф., Губаева С.Ш., Нагаев А.В.* Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Срединного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1972. - 299 с.
- Комкова Л.А., Масуренков Ю.П., Филькова Е.М.* Осаждение железа и мышьяка термальными водами // Вулканизм и глубины Земли. - М.: Наука, 1971. - С. 288-293.
- Кондаков Н.И.* Логический словарь. - М.: Наука, 1971. - 656 с.
- Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф.* Золоторудные гиганты России и Мира. - М.: Научный мир, 2000. - 272 с.
- Константинов М.М.* Металлогения золота, серебра и олова вулканоплутонических поясов // Планета Земля. Минерагеня. - С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2008. - Кн. 1. - С. 224-233.
- Коренбаум С.А.* Физико-химические условия кристаллизации минералов вольфрама и молибдена в гидротермальных растворах. - М.: Наука, 1970. - 211 с.
- Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.: АН СССР, 1955. - С.335-456.
- Кормилицын П.А., Строна П.А., Татаринцов П.М.* Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе // Проблемы региональной металлогении. - Л.: ВСЕГЕИ, 1973. - Т. 191. - С. 186-205.
- Крайнов С.Р.* О накоплении и осаждении вольфрама при испарительной концентрации вод некоторых щелочных озёр Средней Азии // ДАН СССР. - 1966. - Т. 168. - № 4. - С. 904-907.
- Крамбейн В.С., Гаррелс Р.М.* Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от рН и окислительно-восстановительного потенциала // Термодинамика геохимических процессов. - М.: ИЛ, 1960. - С. 73-121.
- Краускопф К.* Осадочные месторождения редких металлов // Проблемы рудных месторождений. - М.: ИЛ, 1958. - С. 375-418.
- Краускопф К.* Горные породы как источник металлоносных флюидов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 11-39.
- Крейг Дж., Воган Д.* Рудная микроскопия и рудная петрография. - М.: Мир, 1983. - 423 с.
- Крикунова Л.М., Захидов А.Х., Гафурбеков А.А.* Геолого-промышленные типы железных руд Узбекистана. - Т.: ГП «НИИМР», 2012. - 100 с.
- Крисс А.Е.* Морская микробиология (глубоководная). - М.: АН СССР, 1959. - 455 с.
- Кузнецов Б.Г.* Эйнштейн. - М.: АН СССР, 1963. - 414 с.
- Кузнецов Б.Г.* Этюды об Эйнштейне. - М.: Наука, 1970. - 495 с.
- Кузнецов В.В.* Физическая и коллоидная химия. - М.: Высшая школа, 1988. - 390 с.
- Кузнецов П.П.* Каменное дыхание Земли. - Новосибирск: Наука, 1990. - 78 с.
- Курс месторождений твёрдых полезных ископаемых / Под ред. П.М.Татарина, А.Е.Карякина. - Л.: Недра, 1975. - 631 с.
- Кутюрин В.М., Фохт А.С.* Разложение воды растениями и биосфера // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. - М.: Наука, 1979. - С. 75-93.
- Лазаренко Е.К.* Основы генетической минералогии. - Львов: изд. Львовского Университета, 1963. - 410 с.
- Лебедев В.И.* Основы энергетического анализа геохимических процессов. - Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1957. - 342 с.
- Левцкий О.Д.* К вопросу о значении коллоидных растворов при рудоотложении // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.: АН СССР, 1955. - С.312-334.
- Летников Ф.А., Нарсеев В.А.* Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах // Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. - Новосибирск: Наука, 1971. - С. 38-42.
- Лисицин А.П.* Тектоника плит и рудообразование в океанах // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. - Л.: Мингео СССР, 1987. - С. 32-55.
- Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. - М.: Наука, 1990. - 256 с.
- Ломоносов М.В.* Слово о пользе химии // Избранные произведения. - М.: Наука, 1986. - Т. 1. - С. 117-131.
- Лузановский А.Г., Пак С.Н., Артемова Н.И.* Ряды углеродисто-сланцевых формаций и их металлоносность // Углеродисто-сланцевые формации Средней Азии (формирование, рудоносность, перспективны). - Т.: САИГИМС, 1992. - С. 43-56.
- Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Под общей ред. П.Я.Антропова. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - 782 с.
- Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины / Под ред. Е.А.Козловского. - Тр. ВСЕГЕИ. - Л.: Недра, 1986. - Т. 335. - 228 с.
- Малеев Е.Ф.* Неогеновый вулканизм Закарпатья. - М.: Наука, 1964. - 251 с.
- Маракушев А.А., Хохлов В.А.* Петрологическая модель формирования золоторудного месторождения Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геол. рудн. месторождений. - 1992. - Т. 34. - № 1. - С. 38-57.

- Маргулис Л.С., Маргулис Е.А.* Литология палеогеновых отложений юго-запада Сахалина // Разведка и охрана недр. - 2010. - № 4. - С. 17-22.
- Марсден Р.У.* Железорудные месторождения района озера Верхнего // Рудные месторождения США. - М.: Мир, 1973. - С. 7-21.
- Марсден Р.У., Эмануэльсон Д.В., Оуэнс Д.С., Уэлкер Н.Е., Вернер Р.Ф.* Железорудный район хребта Месаби-Рейндж в штате Миннесота // Рудные месторождения США. - М.: Мир, 1973. - С. 31-51.
- Мартихаева Д.Х., Макридина В.А., Воронцов А.Е., Развозжаева Э.А.* Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. - Новосибирск: СО РАН, 2001. - 127 с.
- Мархинин Е.К.* Вулканизм. - М.: Недра, 1985. - 288 с.
- Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника – основные противоречия // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). - М.: Мир, 1974. - С. 377-455.
- Мейнард Дж.* Геохимия осадочных рудных месторождений. - М.: Мир, 1958. - 358 с.
- Мейсон Р.* Петрология метаморфических пород. - М.: Мир, 1981. - 364 с.
- Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. - М.: Мир, 1971. - 328 с.
- Минеев Г.Г.* Участие микроорганизмов в геохимическом цикле миграции и концентрирования золота // Геохимия. - 1976. - № 4. - С.577-582.
- Минерально-сырьевые ресурсы Узбекистана / Под ред. С.Т.Бадалова. - Т.: Фан, 1977. - Ч. 2. - 272 с.
- Миркамалов Р.Х., Чиркиин В.В., Диваев Ф.К.* Геодинамические реконструкции орогенного пояса Западного Тянь-Шаня и прогнозирование эндогенных месторождений в породах фундамента (методические рекомендации). - Ташкент, ГП «ИМП», 2019. - 162 с.
- Моисеев В.Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. - М.: Наука, 1977. - 303 с.
- Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана / Под ред. П.П.Тимофеева, И.С.Грамберг. - Л.: Недра, 1980. - 256 с.
- Мурбат С.* Соотношения изотопов в метаморфических породах // Природа метаморфизма. - М.: МИР, 1967. - С. 243-278.
- Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. - М.: АН СССР, 1963.
- Набоко С.И.* Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974. - С. 249-256.
- Науомов Г.Б., Рыжонко Б.Н., Ходаковский И. Л.* Справочник термодинамических величин. - М.: Атомиздат, 1971. - 240 с.
- Недра России. Т. 1. Полезные ископаемые / Под ред. И.В.Межеловского, А.А.Смылова. - Санкт-Петербург - Москва, 2001. - 547 с.
- Некрасов Е.М.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. - М.: Недра, 1988. - 286 с.
- Нешiba С.* Океанология. Современные представления о жидкой оболочке Земли. - М.: Мир, 1991. - 414 с.
- Нифонтов Р.В.* К вопросу о хемогенной золотонности осадочных пород и её значение для образования россыпных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - Т. 4. - С. 58-62.
- Новая глобальная тектоника (тектоника плит). - М.: Мир, 1974. - 471 с.
- Нуртаев Б.С., Цай О.Г., Курбанова Д.У.* Особенности структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом по геолого-геофизическим данным. - Геология и минеральные ресурсы. – 2018, № 4. - С. 3-11.
- Обузн Д.* Геосинклинали – проблемы происхождения и развития. - М.: Мир, 1967. - 302 с.
- Овчинников Л.Н.* Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения // Генетические модели эндогенных рудных месторождений. - М.: Наука, 1983. - С. 26-34.
- Отрошенко В.Д.* Металлогенический анализ рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1977. - 184 с.
- Павлов А.И.* Тиосульфидные и гидросульфидные комплексы как возможная форма переноса тяжёлых металлов и серы в гидротермальных системах // Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1973. - С. 52-58.
- Паддефет Р.* Химия золота. - М.: Мир, 1982. - 261 с.
- Панкратьев И.В., Михайлова Ю.В.* Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. - Т.: Фан, 1981. - 254 с.
- Петров В.Г.* Условия золотонности северной части Енисейского Кряжа. - Новосибирск: Наука, 1974. - 138 с.
- Петровская Н.В.* О формациях золотых руд Узбекистана // Геология рудных месторождений. -1968. - № 3. - С. 3-6.
- Петровская Н.В.* Самородное золото. - М.: Наука, 1973. - 347 с.
- Пецовицкий Б.И., Аношин Г.Н., Еренбург А.М.* О химических формах золота в морской воде // ДАН СССР. - 1965. - Т. 162. - № 4. - С. 915-917.
- Полёванов В.П.* Возможность выявления нового типа месторождений золота в глинистых отложениях кайнозоя // Разведка и охрана недр. - 1984. - № 10. - С. 17-19.
- Полянский И.Г.* Генезис железорудных месторождений Тагило-Кушвинского и Качканарского районов, Средний Урал // Сб. науч. тр. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения Ф.И.Вольфсона. - М., 2007. - С. 166-170.
- Природа метаморфизма / Под ред. У.С.Питчера и Г.У.Флиппа. - М.: Мир, 1967. - 376 с.
- Проблемы осадочной геологии докембрия. - М.: Недра, 1975. - Кн. 1. - 328 с.
- Проценко В.Ф.* О некоторых особенностях рудообразования Мурунтау // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана / Тр. 2-го Казахстанского петрографич. совещ. - Алма-Ата: Наука, 1976. - Часть 1. - С. 212-219.
- Проценко В.Ф.* Золоторудный минерогенез в черносланцевых толщах Западного Узбекистана // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1987. - Вып. 40. - С. 21-30.

- Проценко В.Ф. Метаморфизм и рудогенез в черносланцевых толщах Средней Азии. - Т.: Fan va technologya, 2008<sub>1</sub>. - 116 с.
- Проценко В.Ф. Среднекаменноугольные гранитоиды, рудогенез железа, свинца и цинка в Чаткальском районе Срединного Тянь-Шаня. - Т.: Fan va technologya, 2008<sub>2</sub>. - 82 с.
- Проценко В.Ф. «Парадоксы» геологических процессов, гипотез, понятий. - Т.: ГП «НИИМР», 2009. - 130 с.
- Проценко В.Ф. Некоторые итоги изучения рудогенеза в черносланцевых толщах Западного Узбекистана. - Т.: ГП «НИИМР», 2010. - 194 с.
- Проценко В.Ф. Рудогенез в черносланцевых толщах – продукт вещественного взаимодействия седиментации, вулканизма, метаморфизма, тектоники. - Т.: ГП «НИИМР», 2011. - 162 с.
- Проценко В.Ф. Гипотезы и фактография рудогенеза в черносланцевых толщах. - Т.: ГП «НИИМР», 2012. - 264 с.
- Проценко В.Ф. Вода → геодинамика → разломы → рудогенез. - Т.: ГП «НИИМР», 2013. - 64 с.
- Проценко В.Ф. Методические указания по выполнению минералого-петрографических исследований. - Т.: ГП «ИМР», 2016. - 234 с.
- Проценко В.Ф. Минераграфическое изучение руд. - М.: ВИМС-НСОММИ, 2018. - 52 с.
- Пяновская И.А. Биоминерализация и возможности её проявления в черносланцевых углеродистых формациях Средней Азии // Углеродисто-сланцевые формации Средней Азии (формирование, рудоносность, перспективы). - Т.: САИГИМС, 1992. - С. 56-76.
- Радушкевич Л.В. Курс термодинамики. - М.: Просвещение, 1971. - 288 с.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. - М.: ИЛ, 1962. - 1132 с.
- Рахматуллаев Х.Р. Эндеогенные золоторудные формации Срединного и Южного Тянь-Шаня // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1983. - Вып. 36. - С. 124-131.
- Ринзуд А.Э., Грин Д. Экспериментальное изучение перехода габбро в эколлит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968. - С. 88-117.
- Ротман В.К. Об андезитовой линии Тихого океана и андезитовом вулканизме // Вулканизм и глубины Земли. - М.: Наука, 1971. - С. 25-30.
- Рудные месторождения Узбекистана / Под ред. И.М. Голованова. - Т.: Фан, 2001. - 660 с.
- Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане / Под ред. И.Х. Хамрабаева. - Т.: Фан, 1969. - 394 с.
- Рудные формации эндогенных месторождений / Под ред. Г.А. Соколова. - М.: Наука, 1976. - Т.1. - 344 с. - Т.2. - 396 с.
- Русс К., Ортис Ф., Морага А., Агилар А. Генезис Чилийских железорудных месторождений мезозойского возраста // Геология и геохимия рудных месторождений. - М.: Мир, 1971. - С. 168-182.
- Рухин Л.В. Выветривание, перенос и отложение материала // Справочное руководство по петрографии осадочных пород. - Л.: - Гос. научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы, 1958. - Т. I. - С. 40-78.
- Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. - Л.: Наука, 1987. - 270 с.
- Савельев В.Ф. К геохимии углеродисто-кремнистых сланцев гор Ауминзатау (Центральные Кызылкумы) / Тр. ТашГУ. - Т., 1972. - Вып. 429.
- Сазонов С.Ю., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. - Екатеринбург: УТТГА, 2001. - 627 с.
- Сердюченко Д.П. Редкоземельная минерализация в осадочно-метаморфических породах // Очерки по металлогении осадочных пород. - М.: АН СССР, 1961. - С. 114-48.
- Сидельникова В.Д., Шейн И.В. Селен в палеозойских отложениях Средней Азии // Очерки по геохимии и геохимии рудных месторождений. - М.: Наука, 1970. - С. 307-310.
- Синюков В.В. Вода известная и неизвестная. - М.: Знание, 1987. - 176 с.
- Скрябин В.Ф., Гурьянов В. Ф., Джураев А. Д. Первичные геохимические ореолы Мурунтауского месторождения. - М.: ВИЭМС, 1998. - № 6. - С. 11-24.
- Слотер А. Л. Хомстейк // Рудные месторождения США. - М.: Мир, 1973. - С. 562-589.
- Смирнов В.И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах // Рудоносность вулканогенных формаций. - М.: Недра, 1965. - С. 30-34.
- Соукинс Ф. Сульфидные рудные месторождения и глобальная тектоника (тектоника плит) // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). - М.: Мир, 1974. - С. 358-377.
- Справочник химика / Под ред. Б.И. Никольского. - Л.-М.: Химия, 1964. - Т. II.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - Т. 1. - 212 с.; - Т. 2. - 574 с.; - Т. 3. - 550 с.
- Страхов Н.М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования // Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. - М.: Наука, 1965. - С. 11-23.
- Страхов Н.М. Условия образования конкреционных железомарганцевых руд в современных водоёмах // Литология и полезные ископаемые. - 1976. - № 1. - С. 3-19.
- Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. - М.: Наука, 1976. - 299 с.
- Стружков С.Ф., Аристов В.В., Данильченко В.А., Наталенко М.В., Обушков А.В. Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса (1959-2008 годы). - М.: Научный мир, 2008. - 256 с.
- Тазиев Г. Вулканы. - М.: ИЛ, 1963. - 117 с.
- Тазиев Г. На вулканах. - М.: Мир, 1987. - 263 с.
- Теняков В.А. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. - М.: Недра, 1976. - С. 47-67.
- Термодинамический режим метаморфизма / Под ред. К.О.Кратц. - Л.: Наука, 1976. - 340 с.

- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. - М.: ИЛ., 1961. - 592 с.  
Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг. / Под ред. Е.И.Гордеева, Н.Л.Добрецова. - Новосибирск, СО РАН, 2017. - 421 с.
- Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций // Химия земной коры. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - Т. 1. - С. 153-177.
- Турова Н.Я. Таблицы-схемы по неорганической химии. - М.: МЦНМО, 2009. - 48 с.
- Уклонский А.С. Минералогия. - М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940. - 444 с.
- Ушаков В.Н. Металлогения вольфрама Западного Узбекистана. - Т.: Фан, 1991. - 184 с.
- Факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения Южного Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1984. - 208 с.
- Фации метаморфизма. Под ред. В.С.Соболева. - М.: Недра, 1970. - 432 с.
- Федорцов И.В., Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Романов Е.А., Митягин А.В. Особенности вещественного состава пород баженовской свиты на Айпимской площади в зонах перспективной продуктивности // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. - Ханты-Мансийск: Путиведь, 2001. - С. 220-230.
- Ферсман А.Е. Химизация в геологии. - Отдельный оттиск, 1938. - 9 с.
- Фрадкин Б.З. Белые пятна безбрежного океана. - М.: Недра, 1976. - 104 с. - 1983. - 93 с.
- Франк-Каменецкий В.А., Котов Н.В., Гойло Э.А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных Т-Р параметрах. - Л.: Недра, 1983. - 151 с.
- Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. - Т.: Изд-во АН УзССР, 1958. - 471 с.
- Химия - справочное руководство / Перевод с немецкого / Под ред. Ф.Г.Гаверюченко и др. - Л.: Химия, 1975. - 576 с.
- Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса. - М.: Геос, 2006. - 608 с.
- Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). - М.: Мир, 1972. - 400 с.
- Чайковский В.К. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения // Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. - М.: АН СССР, 1963. - С. 381-394.
- Шевкунов А.Г., Шамшиев О. Редкие и благородные металлы в некоторых стратифицированных формациях палеозоя предгорий Алая // Рудоносность стратифицированных толщ Киргизии. - Фрунзе: Наука, 1986. - С. 10-22.
- Шейн В.Н. Рудоносность углеродистых формаций Северо-восточной Киргизии // Рудоносность стратифицированных толщ Киргизии. - Фрунзе: Наука, 1986. - С. 22-33.
- Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). - М.: Недра, 1972. - 295 с.
- Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). - М.: Недра, 1974. - 256 с.
- Шпора Л.Д., Гончар А.Д., Хусанов С.Т., Шипилин В.Д., Хусанов А.С. Геодинамика, нефтегазоносность и рудогенез мезозойско-кайнозойского чехла Средней Азии // Современные проблемы связи геодинамики, магматизма и оруденения. - Т.: 2012. - С.287-291.
- Эллис А.Дж. Геохимия геотерм вулканических районов // Проблемы геохимии. - М.: Наука, 1965.
- Эллис А.Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем // Геохимия рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 389-427.
- Юдин И.М. Тонкорассеянная сульфидная минерализация в осадочно-метаморфических толщах Мурунтау и некоторые вопросы его генезиса // Геология рудных месторождений. - 1971. - Т. XIII. - № 2. - С. 43-51.
- Эфраим Ф. Неорганическая химия. - Л.: Госхимтехиздат, 1932. - 445 с.
- Davidson C.P. Further Remarks on Biogenic Sulfides // Econ. Geol. - 1962. - № 57. - P. 1134-1137.
- Diets R.S. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor, Nature, 190. 1961. - N. 4779. - P. 854-857.
- Emsbo P., Hutchinson R.W., Hofstra A.H. at al. Syngenetic Au on the Carlin trend: implications for Carlin-type deposits // Geology. - 1999. - V. 27 (1). - P. 59-62.
- Emsbo P. Gold in sedex deposits // Rev. Econ. Geol. - 2000. - V. 13. - P.427-431.
- Fyfe W.S., Turner F.J., Verhoogen J. Metamorphic reactions and metamorphic facies // Geol. Soc. Amer. Memoirs. - 1958. - V. 73.
- Hadlin J.H. Effect of pore pressure on the experimental deformation on same sedimentary rocks // Geol. Soc. Amer. Bui. - 1958. - № 12. - V. 69. - P.1576-1587.
- Hart S.R. A study of mineral ages in a contact metamorphic zone, U. S. Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Coun. Publ. 1075, Nuclear Sci. Ser. Rep. № 38, - 62 p.
- Hutchinson R.W., Viljoen R.P. Re-evaluation of gold source in Witwatersrand ores // S. Afr. Geol. - 1988. - 91. - № 2. - P. 157-173.
- Henly R. Solubility of gold in hydrothermal chlorid solution // Chem. Geol. - 1973. - № 2. - Vol. 11. - P. 73-88.
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. Multistage Sedimentary and Metamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia // Society of Economic Geologists. Inc. Economic Geology, 2007. - V. 102. - P. 1233-1267.
- Miller S., Urey H.C. Organic compound synthesis on the primitive earth. - Science. - 1959, 130. - N 3370. - P. 245.
- Pishon X.Le. Seffloor spreading and continental drift. // Journ. Geophys. Res., 73, 1968. - N 12. - P. 3661-3697.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. - Chicago, 1952.
- Sigvaldasson G.E. Chemistry of thermal waters and gases in Iceland / Bull. Volcanol. - 1966. - Vol. 29. - P. 589-602.
- Taylor G.H. Carbonaceous matter: a guide to the genesis and history of ores, Soc // Min. Geol. Japan. - Tokyo: spec. Issue 3, 1971.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
	3
	5
Глава 1	7
2.1	7
2.2	12
2.3	17
Глава 2	28
Глава 3	60
3.1	64
3.1.	93
	93
	99
Глава 4	100
4.1	100
4.2	121
Глава 5	127
Глава 6	145
	152
	154
Глава 7	167
	170
	172



**Владимир Фёдорович Проценко**  
**кандидат геолого-минералогических наук**

Основной круг научных интересов – вещественный состав руд и пород, процессы их формирования. Автор десяти монографий, 70-и статей, 37-и научно-производственных отчётов, участник конференций и совещаний: Балхаш, 1974; Владивосток, 1974; Миасс, 1983; Нальчик, 1984; Одесса, 1984; Сыктывкар, 1985, 1987; Орджоникидзе, 1986; Ленинград, 1986, 1991; Фрунзе, 1987; Ташкент, 2012, 2014; Хантымансийск, 2013.

Учителя и наставники: А.С.Уклонский, Т.А.Сикстель, Б.Ф.Василевский, Н.А.Лосев, С.Т.Бадалов, В.Г.Гарьковец, В.В.Козырев.

Основы знаний по геологии Земли получены из трудов *А.Г.Бетехтина, А.Н.Заварицкого, Н.М.Страхова, Н.Л.Глинки, У.А.Дира (с соавторами), Р.Мейсона, К.Мерта.*

В.Ф.Проценко

## АЛГОРИТМЫ РУДОГЕНЕЗА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Утверждено к печати Учёным Советом  
ГП «Институт минеральных ресурсов»

Редактор, технический редактор **Т.Г.Кочергина**  
Корректор **Х.М.Вашурина**  
Вёрстка, оригинал макет, обложка **Н.И.Левина**

Лицензия АИ № 233 от 13.05.2013 г. Подписано в печать 25.02.2020 г.  
Гарнитура «Arial», Кегль 10, 8. Печать трафаретная  
(ризография). Формат 70x108.

Усл. печ. л. – 22, 5. Уч.-изд. л. – 25. Тираж 100 экз. Заказ № 6.

Адрес электронной почты: [info@qrniimr.uz](mailto:info@qrniimr.uz)  
Адрес редакции ГП «ИМР»: Ташкент, ул. Шевченко, 11<sup>а</sup>

Отпечатано в типографии ГП «ИМР»  
Ташкент, ул Шевченко, 11<sup>а</sup>