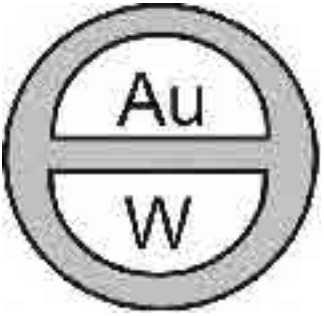
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ
РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН
ПО ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛЬНЫМ РЕСУРСАМ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ»

В.Ф.Проценко

ГИПОТЕЗЫ И ФАКТОГРАФИЯ РУДОГЕНЕЗА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ



Ташкент 2012

УДК 553 (575.1)
ББК 33.3
П 84

Проценко В.Ф.
Гипотезы и фактография рудогенеза в черносланцевых толщах / В.Ф.Проценко; отв. ред. С.Т.Бадалов, М.У.Исоков; Госком РУз по геологии и минеральным ресурсам, Госпредприятие «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов». - Т.: ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов», 2012. - 264 с.: [68] илл., [24] табл., библиогр. - 335 назв.

ISBN 978-9943-364-37-0

В работе обсуждаются причины расслоения и торошения океанической литосферной плиты, формирования поднятий и впадин морского дна, условия формирования металлоносных осадочных пород во взаимодействии пропилитизации вулканокластики и диагенеза осадков, хлора морской воды и продуктов жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов. Структурно-текстурно-минералогическими и геохимическими сопоставлениями руд и пород западной части Южно-Тянь-Шаньской провинции показано решающее значение седиментогенных накоплений рудообразующих элементов в протерозой-раннепалеозойских черносланцевых толщах в формировании крупнейших месторождений золота и вольфрама Средней Азии.

Выявлены седиментогенные минеральные формы Au, Fe, S, As, C (УВ), окисей Si, K, Na, прослежено их участие в преемственно-последовательном формировании апоосадочных метаморфогенно-метасоматических минеральных парагенезисов золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций.

Для специалистов по литологии и петрологии осадочно-метаморфических толщ, теории рудогенеза, прогнозированию и поиску рудных объектов, преподавателей и студентов геологических факультетов ВУЗов.

УДК 553 (575.1)
ББК 33.3

Ответственные редакторы:
докт. геол.-мин. наук, профессор **С.Т.Бадалов,**
канд. геол.-мин. наук **М.У.Исоков**

Рецензенты:
канд. геол.-мин. наук **Ю.Б.Ежков,**
канд. техн. наук **Р.Д.Аллабергенов**

ISBN 978-9943-364-37-0

© В.Ф.Проценко, 2012
© Государственное предприятие
«Научно-исследовательский институт
минеральных ресурсов», 2012

ВВЕДЕНИЕ

«Материя, находясь в вечном движении, непрерывно меняет свой облик. Атомы и ионы в своем движении могут иметь относительные остановки… Эти условные остановки движения атомов или ионов являются этапами исторического развития вещества, они-то и называются минералами».

А.С.Уклонский, 1982, с. 94.

Теоретической и практической геологии принадлежит фундаментальная роль в удовлетворении потребностей человека в минеральном веществе. При снижении вероятности обнаружения новых крупных рудных объектов в освоенной человеком части земной коры и ускоряющемся истощении ресурсов близповерхностных месторождений необходимыми становятся освоение традиционных руд на ранее недоступных глубинах и потребление минерального сырья с низкими содержаниями трудно извлекаемых компонентов. В этих условиях неизмеримо повышается значение теоретических основ прогнозирования и поиска рудных месторождений. В прогнозе принцип структурно-вещественного подобия объектов приобрел решающее значение. Это привело к ослаблению внимания к теории рудогенеза и, как результат, к снижению достоверности прогнозных построений.

В истории открытия, изучения, оценки и освоения золоторудного месторождения Мурунтау в полной мере отразилось общее состояние знаний о генезисе месторождений полезных ископаемых на каждый данный момент времени. Под влиянием гипотез постмагматического гидротермального минерагенеза в середине XIX столетия канавами системно вскрывались кварцевые жилы, разломы и пояса даек. Четких генетических взаимосвязей рудных тел с этими элементами геологического строения рудного поля не выявлено. Промышленное значение объекта выяснилось при оценке крупных штокверковых проявлений золотосодержащей минерализации в измененных породах черносланцевой толщи. Последовавшими переоценками оруденения с учетом его стратиформного развития, подтвержденного глубокими скважинами на восточном фланге рудного поля, запасы благородного металла были многократно увеличены.

Жизненность любой гипотезы, претендующей на роль теоретических основ прогнозирования и поисков, зависит от детальности сведений о функциональных взаимосвязях между ресурсами (источниками) определенных химических элементов и условиями их концентрирования в ограниченном объеме геологического пространства. Для воссоздания общей картины рудогенеза на конкретном месторождении необходимо «добыть» сведения о множестве интенсивных и экстенсивных параметров формирования и преобразования рудовмещающей среды. Неполный их перечень включает температуру, давление, активность химических элементов, количество и устойчивость их минеральных носителей, структуру объекта, длительность и энергетику функционирования процессов.

Программная рекомендация Е.А.Козловского «разработать и внедрить региональный и локальный прогноз на геодинамической основе» в Минске (1985 г.) отразила все возрастающее влияние идей новой глобальной тектоники (тектоники литосферных плит) едва ли не на все дисциплины геологии. Гипотетические процессы глубинного взаимодействия океанической коры с континентами и островными дугами стали лейтмотивом многих частных моделей происхождения месторождений, рудных полей и провинций в осадочно-метаморфических толщах. Ресурсная роль осадочных пород в формировании месторождений в таких моделях учитывается лишь опосредованно, как вероятный источник некоторых рудообразующих компонентов, мобилизуемых потоками флюидов при образовании магмы в астеносферных и мантийных глубинах

сейсмофокальных зон Беньоффа-Заварицкого. Однако, структурно-текстурно-минералогические и геохимические сопоставления руд и рудовмещающих пород Мурунтауского, Даугызтауского, Кокпатасского, Амантайтауского, Сарытауского, Марджанбулакского, Чоринского рудных полей показали прямое участие седиментогенных золотосодержащих минералов в формировании низко-, средне- и высокотемпературных гипогенных минеральных комплексов золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций.

Настоящая работа обобщает результаты петрологических и минералого-геохимических исследований на вышеуказанных рудных полях и месторождениях с использованием дополнительного фактического материала и детализацией многих генетических построений и выводов. Ее фактография собрана автором при выполнении ряда специализированных проектов на золоторудных и вольфрамовых месторождениях Средней Азии, Восточного склона Северного и Полярного Урала. Использованы материалы Н.И.Соловьева по Кокпатасскому рудному полю, М.В.Абдуллаева – по месторождению Асаукак, В.Ф.Чечулина – по месторождению Саутбай, Н.И.Назаровой и В.С.Умарова – по Марджанбулакскому рудному полю, Л.А.Карповой – по месторождениям Чоре и Дуоба, Г.П.Пергат – по месторождениям Амантайтау и Джижикрут, С.Н.Дегтярева – по пиритоносным сланцам Чумкартау, В.И.Осипченко, А.А.Кременецкого – по скважинам МС 1, 2, 3, 4 на Мурунтауском рудном поле, В.Г.Яковлева, В.М.Донского – по скважине СГ-10, Е.А.Светозарского, Б.Б.Василевского, Е.К.Дерюгина – по юрским углисто-глинистым и эоценовым горючим сланцам.

Результаты исследований по отдельным вопросам рудогенеза в черносланцевых толщах обсуждались с З.М.Абдуазимовой, У.Асаналиевым, С.Т.Бадаловым, Ю.Ф.Баскаковым, М.В.Богдановой, Е.М.Брадинской, А.Г.Булахом, И.Б.Волковой, В.В.Голубевым, А.Г.Жабиным, Ю.А.Казаченко, Г.В.Касавченко, С.В.Козеренко, А.А.Кременецким, Н.К.Курбановым, В.К.Панасюченко, А.А.Рубановым, Е.А.Светозарским, Г.Р.Юсуповым. Они же озвучивались на совещаниях и семинарах (Владивосток, 1974; Балхаш, 1974; Миасс, 1983; Нальчик, 1984; Одесса, 1984; Сыктывкар, 1985 и 1987; Орджоникидзе, 1986; Ленинград, 1986, 1991; Фрунзе, 1987), курсах повышения квалификации (Ташкент, САИГИМС), публиковались в статьях и монографиях. В обсуждаемых в данной работе проблемах рудогенеза выявлены ранее неохарактеризованные детали причин и механизмов минерагении в черносланцевых толщах.

В проведении многолетних исследований рудогенеза в черносланцевых толщах неоценимо содействие руководителей территориальных геологических служб Узбекистана – А.А.Абдумажитова, В.А.Арапова, Ф.Г.Бруханского, В.Г.Гарьковца, А.С.Горохова, Ю.Н.Зверева, Г.В.Касавченко, В.В.Козырева, В.Н.Муровцева, В.А.Паздзерского, С.Н.Пака, О.И.Постниковой, И.Б.Турамуратова. Обобщение их результатов проведено в память настоятельных рекомендаций К.Л.Бабаева. Способствовало этому постоянное внимание к результатам работ автора и содействие в их публикации доктора геолого-минералогических наук, профессора С.Т.Бадалова и кандидата геолого-минералогических наук, директора ГП «НИИМР» М.У.Исокова.

ГЛАВА I. К ИСТОРИИ ВЗГЛЯДОВ НА ОБРАЗОВАНИЕ РУД В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

Рудогенез – всего лишь специфичная аномалия в процессах формирования и преобразования пород.

В развитии знаний о материальном мире прослеживается ускоренно повторяющаяся смена гипотез и теорий, не согласующихся с быстро нарастающей суммой фактов, новыми, точнее определяющими место изучаемого явления в причинно-следственных взаимосвязях всех структурных элементов порождающей его системы. В обостренном диспуте сторонников разных гипотез рудообразования сделано одно из итоговых обобщений XX столетия, «узаконившее» представления о полигенности и полихронности большинства месторождений золота в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов. Такое «суммирование» гипотез не дало новых материалов по основополагающим вопросам рудогенеза и не отразилось в комплексах прогнозных и поисковых признаков. Источники вещества, механизмы его мобилизации, переноса и концентрирования по-прежнему обсуждались и продолжают обсуждаться в рамках гипотез минералообразования под воздействием аллогенных металлоносных гидротермальных растворов глубинного происхождения. Изменения пород рудолокализующих толщ, как и сам рудогенез, связывались с воздействием водно-флюидных потоков из конкретных магматических камер или питающих их очагов зарождения и развития магмы на уровнях астеносферы или верхней мантии. Вещество самих черносланцевых толщ рассматривалось преимущественно в качестве субстрата, осаждающего рудообразующие компоненты растворов на путях их миграции. Между тем на всех рудных полях накапливались факты рудоносности и безрудности однотипных метасоматитов, золотоносности и стерильности синхронных кварцевых жил, смены в пространстве и времени низкотемпературных золотосодержащих парагенезисов более высокотемпературными, противоречивых соотношений оруденения с интрузивными образованиями, дайками и разрывными структурами. Поучительна в этом плане история выявления, изучения и освоения месторождений золота и вольфрама на территории Средней Азии.

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 Акшийряк, особенно на площадях, сложенных осадочными породами. И только через 50 лет именно в метаосадочных породах джетымтауской свиты обнаружено крупное вольфрамово-золоторудное месторождение Кумтор. Геологи Фрунзенского политехнического института показали седиментогенную обогащенность отдельных подразделений углеродистых вулканогенно-терригенных осадочных толщ вольфрамом и золотом (Асаналиев, 1984; Шевкунов, Шамшиев, 1986; Шеин, 1986), их зараженность осадочно-диагенетическим пиритом (Саркулов, 1986). И все же в оценке условий формирования руд месторождения Кумтор литолого-стратиграфический фактор отнесен к числу второстепенных (Никаноров, Литвинов и др., 1985).

Шеелитоносные скарны на контактах гранитоидных массивов с карбонатными и карбонатсодержащими породами, золоторудные проявления на относительно небольшом удалении от интрузивов или непосредственно в них первоначально установлены в Нуратинском регионе. Это на долгие годы определило решающее влияние представлений о постмагматическом гидротермальном рудогенезе на прогнозы и поиски месторождений. Многолетние поиски в горах Каратау не привели к обнаружению новых крупных скарновых месторождений, однако, показали широкое распростране-

ние шлиховых ореолов шеелита с золотом. Последовало утверждение о пространственной ассоциации большинства проявлений вольфрама и золота на западе Северо-Нуратинской металлогенической подзоны (Региональная металлогения…, 1979, с.121-122). Позднее В.Д.Отрощенко и Л.М.Крикунова (1974, 1983) показали предпочтительную приуроченность коренных месторождений шеелита в Средней Азии к кремнисто-карбонатным частям разрезов терриогенно-вулканогенных толщ.

Изучение Мурунтау в 60-е годы XX в. базировалось на представлениях о возникновении золото-сульфидно-кварцевого парагенезиса в результате деятельности постмагматических гидротермальных растворов, связанных с гранитоидным массивом, предполагавшимся первоначально на глубине 350-500 м. К 1969 г. запасы золота оценены без учета широкой зараженности рудных тел шеелитом. В немалой степени это было связано с «запретом» Н.В.Петровской (1968, 1973) парагенезиса самородного золота с шеелитом. Обнаружение Кокпатасского и Даугызтауского рудных полей, резко отличающихся от Мурунтауского по составу руд и особенностям их локализации, обострило дискуссию о происхождении рудных концентраций золота в черносланцевых формациях. Координация геолого-съемочных работ, стратиграфических, литологических и структурных исследований в Западном Узбекистане программами комплексного геологического изучения отдельных территорий привела к выявлению решающего значения черносланцевых толщ в локализации золоторудных объектов. Глубокие и сверхглубокая скважины подтвердили стратификацию оруденения на Мурунтауском рудном поле. Разведочные работы с учетом этой особенности оруденения привели к многократному увеличению запасов золота. В монографии Б.С.Вартапетяна показано, какое (порой, абсурдное) влияние оказывали гипотезы связи рудогенеза с интрузиями гранитоидов на выводы по изучению рудных месторождений в 60-70-х годах двадцатого столетия. «…Колчеданные месторождения в большинстве случаев сопровождаются залежами гипса или барита… Гипотеза осадочного происхождения колчеданного оруденения подтверждается фактами, полученными при изучении колчеданных месторождений Армении… Пространственное тяготение колчеданного оруденения к гранитоидным интрузивам… свидетельствует о генетической связи оруденения с гранитоидными интрузиями» (Вартапетян, 1960, с. 62-72).

Исследования месторождений золота разного типа в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов показали их «единство» по источнику вещества и индивидуальность по интенсивности метапреобразований рудолокализующего субстрата. В дискуссиях по рудогенезу вопросы об источниках профилирующих химических элементов наиболее важные. В геологической литературе долго утверждалась вещественная связь золоторудных и вольфрамовых месторождений с гранитоидным магматизмом. Во второй половине XX в. осуществлено беспрецедентное по территориальному размаху и злободневности поставленных вопросов изучение внутреннего строения гранитоидных массивов Казахстана и Средней Азии. Геохимические особенности слагающих их пород привлекали наиболее пристальное внимание. В монографиях и статьях, освещавших результаты таких исследований, фактов обогащения золотом поздних дифференциатов гранитоидной магмы (пегматитов, аплитов) не приведено. Кларковое содержание благородного металла в ультраосновных, основных и кислых интрузивных породах ($5 \cdot 10^{-7}$, $4 \cdot 10^{-7}$ и $4{,}5 \cdot 10^{-7}$% соответственно) указывает на весьма малую вероятность обогащения им остаточных расплавов при кристаллизационной дифференциации. На плагиоклазы и темноцветные минералы, кристаллизующиеся первыми, приходится 40-100% от валовых содержаний цинка, золота, вольфрама в гранитах, адамеллитах и гранодиоритах Чаткальского района (Козырев и др., 1972). Каким же образом в таком случае могут оказаться золотоносными постмагматические растворы? Если при кристаллизации расплава в остаточный «раствор» перейдет количество золота, равное кларковому содержанию в гранитоидах, и если раствор единым потоком «сбросит» металл в одном рудном поле, то объем питающей магматической камеры для формирования запасов золота в Мурунтау должен быть не

менее 6000:($4,5 \cdot 10^{-9} \cdot 2,7 \cdot 10^{9}$) = 493,8 км^3. Условия в природе явно нереализуемые. При таких размерах интрузивной камеры нереален сбор всех флюидов в единый поток, как и «сброс» ими всего золота в пределах конкретного рудного поля. Размеры магматической камеры необходимо увеличить пропорционально «потерям» золота по пути к рудному полю и выносу какой-то его части за его пределы. При миграции из внутренних частей магматической камеры растворы должны преодолеть уже закристаллизовавшиеся породы ее периферических зон. Однако ни в гранитоидах Сардаринского массива, обнаженного к юго-востоку от Мурунтауского рудного поля, ни в лейкократовых гранитах, вскрытых скважиной СГ-10 на глубинах 3700-4200 м, каких-либо специфичных гидротермальных преобразований не выявлено. По тем же соображениям не может быть оправдано и предположение о мантийных источниках рудообразующего вещества.

Многие «основы» гипотезы о постмагматическом гидротермальном происхождении руд золота в черносланцевых толщах заметно ослаблены «полной потерей» уже введенного в эксплуатацию месторождения Мурунтау при первой прогнозной оценке южной части Центральных Кызылкумов по методике уединения и группировки факторов. Поисковыми работами поколеблены не только представления о пространственно-генетических соотношениях месторождений с интрузиями гранитоидов. В Западном Узбекистане обнаружены пересечения шеелитоносных скарнов гранитоидными массивами, почти на всех золоторудных полях новообразования самых важных в рудобалансе минерально-парагенетических ассоциаций пересечены дайками. В крупнообломочном материале базальных конгломератов девонской системы непосредственно на Мурунтауском рудном поле преобладают плохо окатанные гальки пород подстилающей бесапанской толщи, до 30-35% из них представлены крупнозернистым жильным кварцем. Некоторые оказались золотоносными. Гранитоидный магматизм проявился в регионе не ранее карбона. Таким образом, отпадает возможность связывать формирование жил кварца только с деятельностью *постмагматических* гидротермальных растворов.

Дискуссия по вопросам об источниках вещества обострялась всякий раз, когда рудные концентрации выявлялись в ранее неизвестных формах и обстановках. Особой остротой отличался диспут о происхождении рудных концентраций золота в черносланцевых толщах, по многим характеристикам резко отличавшихся от наиболее изученных постмагматических жильных и метасоматических месторождений других металлов. В.И.Смирнов (1970, с. 3), характеризуя господствовавшие в первой половине XX в. представления об эндогенном рудообразовании, пришел к убеждению, что название «стратиформные рудные месторождения … пришло на смену определению той группы рудных месторождений, которые ранее назывались как «телетермальные». Смена понятий была вызвана всеобщим разочарованием в отнесении их к телетермальному подклассу гидротермальных образований, поскольку условия возникновения этих месторождений выглядели сложными, противоречивыми и не могли оцениваться исключительно с позиций их классического магматогенного гидротермального генезиса…». Очень важно его замечание о таких месторождениях: «Как правило, рудообразование начинается с формирования сингенетичных и синхронных с вмещающими породами вулканогенно-осадочных, гидротермально-осадочных и осадочных руд, образующих согласные залежи… Позднее… оно сменяется рудообразованием, связанным с деятельностью горячих минеральных вод, способных к созданию эпигенетических секущих рудных тел…» (Там же, с. 15). Неудовлетворённостью состоянием теоретических основ эндогенного постмагматического рудообразования обусловлено введение в геологическую лексику понятий «сингенетически-эпигенетические месторождения кызылкумского типа», «литогенетические» и «апоосадочные» месторождения (Гарьковец, 1971, 1977). Понятия о стратиформных (Смирнов, 1970; Асаналиев, 1984; Баймухамедов и др., 1986), межпластовых (Кучукова и др., 1977), сингенетически-эпигенетических, литогенетических, метаге-

нетических и апоосадочных (Гарьковец, 1971-1986) месторождениях в геологическую литературу введены без достаточного внимания к рудопродуцирующей роли чернослан цевых толщ. Чернослан цевым толщам в большинстве публикаций второй половины XX в. отводилась лишь роль среды «рудоотложения», благоприятной, но достаточно пассивной, несмотря на четкую геохимическую специализацию многих из них. С «рудоотложением» в гипогенных условиях связывались все интерпретации поисков и оценки конкретных месторождений. Изменения пород в рудных телах и около них считались околорудными, и в каждом проекте ставились задачи разработки поисково-оценочных критериев на основе их изучения. Выводы о глубинном источнике всей серы «обосновывались» особенностями изотопии этого элемента в прожилково-вкрапленных золото-сульфидных рудах без учета уже известного к тому времени широкого распространения в породах рудолокализующих толщ и непосредственно в рудных телах осадочно-диагенетического микро- и макроконкреционного пирита в концентрациях, сопоставимых с количествами новообразованного. Постоянное присутствие в породах чернослан цевых толщ сульфидов интерпретировалось как результат околорудного изменения пород. Механизмам и минеральным формам осадочного и диагенетического накопления рудообразующих компонентов в породах древних чернослан цевых толщ достаточного внимания не уделялось, так как почти всегда постулировался наложенный в гипогенных условиях характер присутствующих в них сульфидов, большинства форм карбонатов и даже углеродистого вещества. На представлениях о гипогенном «рудоотложении» базировалась интерпретация результатов геохимического изучения месторождений. Однако выявленные на типично жильных месторождениях закономерности пространственного поведения рудообразующих компонентов (коэффициенты корреляции содержаний и зональности рудных объектов) мало информативны именно при поисках золоторудных концентраций в чернослан цевых толщах, оказавшихся на большинстве рудных полей полигенными (осадконакопление → диагенез → литификация → неоднократный метаморфизм, в т. ч. и рудных образований) и полихронными.

Представления о связи рудогенеза с основными процессами образования и преобразования горных пород, этапами развития конкретных регионов и источниками рудообразующих компонентов отражены в обстоятельном обзоре принципов выделения формаций золоторудных месторождений (Петровская и др., 1976). Но и в этой работе в формацию объединяются не руды определенного состава и строения, а месторождения в зависимости от глубины их формирования с учетом типов вмещающих пород и их изменений, особенностей состава руд, возраста оруденения и многообразия источников рудообразующего вещества. Полигенность и полихронность рудных концентраций и в этой систематике не учтены, хотя для месторождений среднеглубинной формации указывается, что «накапливающиеся фактические данные указывают на совмещение в ряде золотоносных районов… разноглубинных и разновозрастных образований, безусловно, имеющих различные источники» (Там же, с. 84).

Первые же попытки составления специализированных карт-основ (минералогические, геохимические) для прогнозирования в структурно-формационных зонах и металлогенических провинциях показали недостаточную проработку многих проблемных вопросов рудогенеза, прямо или косвенно связанных с принципами и приемами хронологической, пространственной и генетической параллелизации минеральных ассоциаций. В большинстве предложенных для золоторудных объектов в чернослан цевых толщах Средней Азии схем гипогенного минералообразования (нередко многочисленных) не отражены взаимосвязи рудообразования с процессами формирования и метаморфизма пород самих чернослан цевых толщ, не учтена общая хронология процессов геологического развития региона. В то же время именно визуальная наблюдаемость минералов, парагенезисов и ассоциаций с их трудно читаемой «памятью» о физико-химических условиях своего возникновения и дальнейшего существования широко использовались в типизации геологических

образований вообще, и в рудно-формационном анализе территорий, в частности. Работы А.Г.Бетехтина, С.Т.Бадалова, Д.П.Григорьева, А.Г.Жабина, Н.В.Петровской, Н.П.Юшкина, Н.З.Евзиковой и многих других исследователей не оставили сомнений в необходимости восстановления динамики рудогенеза по особенностям строения и состава минеральных зерен и агрегатов. Роль минералов в формировании гипотез рудогенеза будет только возрастать, если все меньшие навески вещества исследуются более совершенными методами и приборами, полевую документацию ведут одни специалисты, а интерпретируют результаты полевых и лабораторных исследований другие, «новые» геологические карты «составляются» с помощью компьютеров без достаточного объема полевых наблюдений.

В «решении» постоянно дискуссионных вопросов об источниках рудообразующих компонентов неоценима 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 г. предвосхитил современное понимание сути геологических процессов. Руда не может возникнуть в какой-то точке геологического пространства без обеднения рудообразующими компонентами соседствующих (иногда опосредованно) геологических образований. Поведение компонентов осадков и осадочных пород в гипогенных метапреобразованиях подчинено принципу подвижного равновесия А.Ле-Шателье. В регионально или локально проявленных метапреобразованиях пород этот принцип реализуется в перерождении одних минералов в другие при повышении или понижении температуры, давления подвижных фаз, активности минералообразующих компонентов. Преобразования твердых фаз сопровождаются диспропорционированием слагающих их компонентов. Метод актуализма убеждает в седиментогенности ряда минеральных форм рудообразующих элементов в древних черносланцевых толщах Средней Азии. Большинство особенностей минералообразования при гипогенных преобразованиях металлоносных пород закономерны, если и на эти процессы распространить принцип дифференциальной подвижности химических элементов Д.С.Коржинского. В работах автора (Проценко, 2008-2011) подтверждена обоснованность принципа преемственности в формировании рудных формаций Д.В.Рундквиста.

Рудогенез – это всего лишь весьма специфичная аномалия (по концентрированию полезного компонента) в развитии глобальных геологических процессов формирования и преобразования пород (табл. 1). Осадочное породообразование (седиментогенез и диагенез) охватывает все ландшафтно-климатические зоны Земли.

Только осадочное породообразование приводит к дифференциации вещества, масштабно немыслимой для других процессов. Индивидуализация минерального вещества начинается при выветривании пород на континенте, продолжается при переносе материала и его осаждении в бассейнах седиментации, при диагенезе и литификации осадков. Такая дифференциация обусловила формирование обширного комплекса полезных ископаемых. Среди них бокситы, россыпи золота, алмазов, залежи соли и гипса, каменный уголь, месторождения урана, марганца, железа, меди, свинца и цинка. В одном генетическом ряду с ними стоят сульфидные, фосфатные, карбонатные, баритовые конкреции и конкреционные слои, промышленные концентрации золота, меди, цинка в современных осадках морей и океанов.

Важным результатом минералогических исследований на золоторудных месторождениях и полях Центральных Кызылкумов стало выявление неоднократности рудопродуктивного минералообразования от позднего протерозоя до мезозой-кайнозоя при однотипной последовательности основных минерагенических событий на ряде крупных рудных объектов. Другой не менее важный результат – выявление ресурсной роли черносланцевых толщ, в породах которых широко распространены седиментогенные минеральные формы золота, серы, углеродистого вещества, кремнекислоты, щелочных металлов. Углеродистое вещество не случайно упомянуто среди рудооб-

Таблица 1

Соотношения процессов породо- и рудообразования

Главные типы процессов формирования и метаморфизма пород			Важнейшие типы геологических процессов с возникновением рудных и нерудных полезных ископаемых
Выветривание на континентах в разных климатических и ландшафтных обстановках			Элювиальное выветривание (латеритизация); окисление руд; вторичное сульфидное обогащение; концентрирование алюминия, никеля, кобальта; формирование остаточных россыпей золота, платины, алмазов, касситерита, ильменита, рутила, шпинелей и др.
Осадочный	Накопление осадков		Накопление вулканогенного, терригенного, хемогенного, биохемогенного материала в бассейнах седиментации. Формирование остаточных и перемещенных россыпей, фосфоритных, карбонатных, кремнистых, железистых, сульфидоносных осадков, солей, гипса, глин, каустобиолитов
	Литогенез	Литогенез	Цементация обломочного материала при вещественном обмене осадка с водой водоема; образование микро- и макроконкреций, конкреционных линз, слоев и горизонтов (известняки, доломиты, фосфориты, руды железа и марганца, колчеданные залежи)
		Катагенез	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 водоема
Апоосадочный	Метагенез	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 железо-магнезиальными слюдами) Обогащение отдельных слоев или пачек некоторыми компонентами (вынос нерудных из железистых кварцитов); сегрегация подвижных компонентов пород в поры (гнезда) и трещины (жилы); изменение облика пород и минеральных форм многих элементов (в т. ч. рудных), формирование метасоматитов и роговиковоподобных пород Пневмато-гидрометасоматоз (с конвекцией воды и пара в соскладчатых и контракционных полостях) и образование жил
		Метаморфизм градиентно-термальный (контактовый)	Контактовый метасоматоз (скарны с рудами железа, вольфрама), ороговикование пород около интрузии. Биметасоматоз в контактных зонах химически неравновесных в новых условиях пород (скарноиды с рудами железа, вольфрама). Пневмато-гидрометасоматоз (с конвекцией воды и пара в соскладчатых и контракционных полостях) и образование жил
Магматический интрузивный			Переплавление месторождений при коровом формировании гранитоидной магмы или ассимиляционная ее специализация (например, в толщах медистых песчаников). Ликвационная и кристаллизационная сегрегация вещества (хромиты, руды железа, никеля, меди, редкометальные пегматиты, золотосодержащие меднопорфировые руды)
Апомагматический пневматолито-гидротермальный			Автометасоматические изменения интрузивных пород (редкометальные апограниты, грейзены и т. д.). Гидротермальный матасоматоз и образование жил в интрузиве и во вмещающих его породах. Постмагматические гидратационные изменения интрузивных и вмещающих пород

разующих элементов. В гипогенных преобразованиях пород оно не только регулирует окислительно-восстановительные свойства минералообразующей системы, но и буферирует состав подвижных фаз (растворы и пар) сорбцией-десорбцией некоторых металлов, генерацией углекислоты и тепла при окислении.

«Апоосадочное» метаморфогенно-метасоматическое рудообразование осуществляется на основе вещества осадочных пород в них непосредственно или за их пределами. Круг явлений минералообразования, охватываемый понятием «апоосадочное рудообразование», шире метаморфизма осадочных толщ (см. табл. 1). Активный обмен веществом между интрузиями гранитоидов и вмещающими осадочно-метаморфическими толщами обеспечивает формирование контактово-метаморфических месторождений. Примеры – шеелитоносные скарны и роговики на контактах гранитоидов с толщами переслаивающихся карбонатных, кремнистых, вулканогенных и терригенных пород, вольфрамитсодержащие жилы кварца непосредственно в интрузивах, удаленные от интрузий биметасоматические скарны и скарноиды на контактах кремнисто-карбонатных и алюмосиликатных образований.

В Геологическом словаре (1978, т. 1, с. 54) приставка «апо» для образования новых терминов не рекомендуется под предлогом различного их понимания разными авторами. В словаре приведен совершенно неудачный пример «ненужных терминов» – «апопесчаник вместо кварцита». Конечно же «апопесчаником» называть «кварцит», по меньшей мере, некорректно, но не менее некорректно кварцитом (породой метаморфического или метасоматического происхождения) называть кварцевый песчаник на кремнистом цементе. Между тем, приставка «апо» придает определениям смысловые оттенки со значением «от», «из», «после», обозначая ресурсную роль исходной породы (или процесса).

Понятия «апоосадочное рудообразование» и «апоосадочные месторождения», конкретизирующие ряд прогнозно-поисковых признаков рудных объектов, без указания на конкретный процесс гипогенного рудогенеза в пределах толщ осадочных пород остались столь же неопределенными, как и «телетермальные месторождения». И все же полезность их несомненна. Они ориентируют внимание исследователей на ресурсную роль осадочных пород в рудогенезе конкретных регионов, повышают интерес к причинам минерально-геохимической специализации черносланцевых толщ, к выявлению седиментогенных форм рудообразующих компонентов и истории их трансформаций в гипогенных преобразованиях. Используя толщи определенного состава и возраста в качестве важнейшей пространственно-временной координаты месторождения, концепция апоосадочного рудообразования ориентирует на «восстановление» множества деталей накопления и литогенеза их протоосадков, особенностей регионального и контактового метаморфизма, синметаморфического тектогенеза. Снимая, таким образом, упомянутую неопределенность в терминологии рудогенеза, модель апоосадочного метаморфогенно-метасоматического минерагенеза приобретает черты гипотезы, отражающей реально выявляемые источники вещества и механизмы его преобразования в конкретные руды.

В «восстановлении деталей» метаморфизма черносланцевых толщ необходим учет двойственности хронологии (одновременность и неодновременность) одного и того же минерагенического события в геологическом пространстве (Проценко, 2009, 2011). Для метаморфогенно-метасоматических преобразований горных пород хронологический дуализм связан с сильной зависимостью скорости твердофазных минерально-химических реакций от температуры в неоднородных термальных полях. В последующих разделах вновь привлекается внимание к генерации тепла при твердофазной гидратации как осадочных, так и интрузивных пород. Осознание этих феноменов метаморфогенно-метасоматических процессов потребует коррекции содержания таких понятий минерагении, как полигенные, полихронные и полиформационные месторождения, зональность рудных полей и месторождений, геолого-генетические модели рудных формаций.

ГЛАВА II. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

«Ошибки замечать не многого стоит; дать нечто лучшее – вот что приличествует достойному человеку».
М.В.Ломоносов, 1986, т. 1, с. 33.

Сложность вынесенных в заголовок проблем развития Земли диктует необходимость начать их обсуждение с процессов, наблюдаемых в режиме реального для жизни человека времени. Тектоника как одно из проявлений геодинамики активизирует вещественное взаимодействие геосфер Земли в круговороте денудации, седиментогенеза, метаморфизма и магматизма (рис. 1), «частными производными» которых являются осадочные, метаморфические, магматические или полигенные месторождения минерального сырья (табл. 2). В понятие «геодинамика» автор вкладывает историческое взаимодействие всех процессов вещественно-структурных преобразований Земли.

«Рудообразование не является самостоятельным геологическим процессом. Оно реализуется в результате выветривания, осадконакопления, диагенеза, метаморфизма, эффузивного и интрузивного магматизма, когда в охватываемых ими физико-химических системах породопродуктивного минерагенеза создаются условия для фракционирования вещества и концентрирования полезного компонента» (Проценко, 2008_1, с. 29). Многие детали взаимодействия основных геологических процессов в образовании и преобразовании пород земной коры получили относительно полную характеристику в теориях развития геосинклиналей, сформулированных в свете принципа актуализма преимущественно по материалам изучения вещественно-структурных комплексов континентов. Поэтапное нарастание площади континентов от 0,4 до 148 млн. км^2 при увеличении их мощности от 10 до 40 км за период от 3700 млн. лет до современного момента (Тугаринов, 1979, с. 7) и сохранность пород этого возраста означает, что кора континентального типа как геологическое образование была сформирована уже в те времена и никогда в последующем не претерпевала полного плавления. На рис. 1 это схематично отражено вовлечением интрузивных массивов, пород осадочных и метаморфических толщ и созданных в них месторождений в новый цикл выветривания, дезинтеграции, седиментации, диагенеза и метаморфизма, минуя палингенез и анатексис. Полигенность коренных месторождений минерального сырья – одно из основных обобщений результатов изучения его промышленных концентраций в последние десятилетия двадцатого столетия. К моногенным месторождения могут быть отнесены только в абстракции от предыстории накопления полезного компонента. От понимания проблем, связанных с особенностями формирования осадочных пород (металлоносных осадков и россыпей, в частности), зависит корректность многих интерпретаций и выводов по истории геологического развития конкретных регионов, по хронологии возникновения рудных концентраций на конкретных месторождениях минерального сырья.

Детальное рассмотрение абсолютной геохронологии не имеет принципиального значения в выяснении условий накопления протоосадков металлоносных черносланцевых толщ и формирования в них месторождений минерального сырья. Однако влияние окислительно-восстановительного потенциала на минерагенез морской седиментации и концентрацию большинства металлов в протоосадках, несомненно, изменялось в соответствии с динамикой накопления свободного кислорода в воде и атмосфере. Гидросфера и атмосфера Земли, как будет показано ниже, никогда

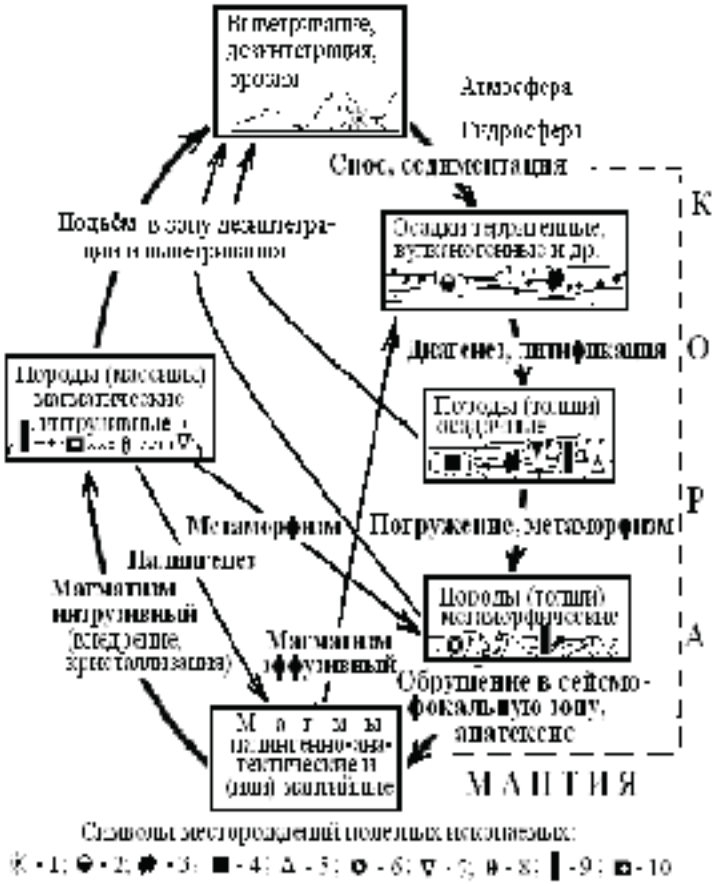


Рис. 1. Круговорот вещества земной коры в процессах образования и преобразования пород и его роль в формировании и локализации руд и нерудных полезных ископаемых. *1* – месторождения коры выветривания (Al, Au, Pt, алмазы); *2* – русловые и прибрежно-морские россыпи Au, Pt, алмазов, ильменита, рутила, монацита; *3* – конкреции окислов железа и марганца, пирита (в черносланцевых толщах с золотом); *4* – пласты, линзы, сложные залежи угля (иногда с U, Ge), солей, гипса, фосфоритов, 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* – ликвационные руды Fe, Ti, V; *8* – медно-порфировые (с золотом) руды в сиенито-диоритах; *9* – контактовые метаморфические (скарновые) месторождения W, Fe; *10* – руды Be, Nb, Ta, Mo, W в пегматитах, апогранитах, гидротермальных жилах.

с момента их образования не были бескислородными. Первые признаки появления кислорода устанавливаются в породах с возрастом 3-3,5 млрд. лет по появлению специфичных сферических образований, относимых к древнейшим формам фотосинтезирующих бактерий. «Таковыми были на первом этапе сине-зеленые водоросли… Длительный период существования сине-зеленых водорослей, выделявших кислород в среде с незначительным содержанием остаточного кислорода, можно считать причиной того, что до сих пор эти водоросли сохранили неприспособленность к существованию в среде с хорошей аэрацией» (Кутюрин и др., 1979, с. 76 и 87).

«Среди растений наиболее древними и примитивными по строению клеток являются сине-зеленые водоросли. Они появились в биосфере еще в архее и достигли массового развития в протерозое. Для современных представителей этих водорослей характерно повышенное содержание железа, цинка, кобальта и никеля. По содержанию железа, достигшему у некоторых видов 1% сухого веса, эти водоросли превосходят все растительные организмы» (Бойченко и др., 1979, с. 63). И.А.Пяновская (1992) в обзоре проявлений биоминерализации отмечает способность цианобактерий существовать в экстремальных условиях, выделять кислород в результате расщепления воды (с. 58, 59) и абсорбировать различные минеральные вещества, в т. ч. золото (с. 68). Следует отметить, что цианобактерии… являются одной из самых примитивных и консервативных групп организмов, практически не претерпевших эволюционных изменений со времени своего появления (примерно 3,5 млрд. лет назад) и до наших дней…» (с. 57). Способность цианобактерий расщеплять воду с выделе-

Таблица 2

Генетические типы и классы месторождений минерального сырья

Тип	Класс	Вид
Осадочный	Терригенный	Россыпи золота, платины, алмазов – речные, морские, остаточные в коре выветривания; глины, мергели, пески, галечники и другие строительные материалы
	Хемогенный	Соли, гипсы, ангидриды, силициты
	Биохемогенный	Торф, болотные руды железа, металлоносные алюмосиликатные породы (осадки) с микроконкрециями сульфидов, железомарганцевые конкреции, силициты, карбонатные породы
	Терригенно-вулканогенно-биохемогенный	Металлоносные осадки (медистые песчаники и сланцы); колчеданные, колчеданно-полиметаллические, золото-колчеданные, железомарганцевые конкреции, конкреционные слои и их серии
Магматический	Собственно магматический	Вулканогенные и интрузивные породы в качестве строительных материалов, редко, в качестве руд некоторых металлов (медно-никелевые, медно-порфировые месторождения?)
	Ликвационно-кристаллизационный	Донные залежи, горизонты окисных или сульфидных руд железа, хрома, титана, никеля, кобальта, меди в расслоенных интрузивных массивах
	Пневматолитовый	Жилы и менее правильные тела керамических и металлоносных пегматитов в гранитоидах и (реже) габброидах
Метаморфический	Метаморфизованный	Представителями могут быть все вышеперечисленные месторождения минерального сырья
	Регионально-метаморфический	Железистые кварциты, титан-циркониевые россыпи в кварцитовидных песчаниках, залежи окисно-марганцевых руд, каменный уголь, нефть, газ (на основе седиментогенного ресурса рудообразующих компонентов), скарново-скарноидные стратиформные месторождения редких металлов в вулканогенно-кремнисто-карбонатных толщах; пегматиты и пегматоиды с редкими металлами, яшма, мраморизованные карбонатные породы
	Контактово-метаморфический	Скарновые месторождения редких металлов, титаномагнетита, граната, мрамора
Гидротермальный	Постмагматический в связи с интрузивами	Жильные вольфрамит-сульфидно-кварцевые сульфидно-полиметал-лические, флюоритовые, баритовые и другие месторождения
	Вулканогенных эксгаляций	Месторождения в пропилитизированных вулканогенных породах
	Метаморфогенно-гидротермальный	Отдельные (редкометально)-золото-кварцевые жилы и штокверки жил в терригенно-вулканогенно-осадочных породах черносланцевых толщ, реже в интрузивных массивах, контактирующих с такими толщами

нием кислорода, как это осуществляется и хлорофиллом значительно позже появившихся наземных растений (Кутюрин и др., 1979), представляется наиболее важной особенностью их жизнедеятельности, приводящей к изменениям среды их обитания. «…В архее, вслед за появлением органического вещества, а затем анаэробной жизни, произошел следующий переворот в составе океанической воды и в океанических реакциях. В процессе эволюции простейших организмов случайно возникло восстановление H_2O с освобождением в качестве отброса жизнедеятельности организмов свободного кислорода. Возникновение этого процесса все изменило в равновесии атмосферы и океана и создало новую окислительную биосферу. Появление свободного O_2 привело к окислению $CH_4 \rightarrow CO_2$ и, следовательно, стабилизации карбонат-бикарбонатной системы в океанической воде. CO_2 из атмосферы практически нацело

было извлечено жизнью, и начали отлагаться биогенные карбонаты. Продукты серы – H_2S, SO_2 и другие перешли в SO_4^{2-}, изменив состав океанической воды. NH_4^{1+}, вероятно, был исчерпан организмами или окислен в элементарный азот. Таким биологическим путем создавалась мощная современная азотная – кислородная атмосфера» (Виноградов, 1967, с. 33). «В глубинах земной коры кислород должен выделяться, так как соединения, богатые кислородом,… содержащие окись железа, образуемые на поверхности, превращаются… в соединения более бедные кислородом и или его не содержащие» (Вернадский, 1934, с. 43). Возможность появления окислов железа без участия свободного кислорода будет показана ниже на примере серпентинизации дунитов и перидотитов с исключительно важной ролью воды в качестве важнейшего окислителя в гипогенных условиях. К этому можно лишь добавить, что и сегодня этот же комплекс биогенных и абиогенных процессов продолжает формирование (преобразование) атмосферы, что и сегодня восстановление водорода воды при фотосинтезе органического вещества – главный механизм генерации кислорода в биосфере. Как показано материалами многих исследователей, появление свободного кислорода помимо прямой фотодиассоциации молекул воды обеспечивалось анаэробными микроорганизмами на глубинах океана, куда солнечный свет не проникал. Только там и могла возникнуть жизнь до появления озоновой защиты от губительного для нее ультрафиолетового излучения Солнца. Деятельность анаэробных (сульфатредуцирующих, в частности) бактерий зафиксирована в застойных зонах (впадинах) во всех «уголках» мирового океана.

Комплексным соединениям Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ni и Cu с липидами придается особое значение в обогащении этими металлами протоосадков углеродсодержащих пород. Среднее содержание липидов в растениях близко к 10% от веса клеток, но они концентрируют 30-60% от суммы металлов в живом организме. Сохраняясь более длительно, липидные комплексы как наиболее устойчивые компоненты клеток обогащают осадки металлами. Кроме очень важной роли в концентрировании металлов из окружающей среды и переносе их в осадки необходимо отметить не меньшее значение комплексных соединений в катализе окислительно-восстановительных процессов, имеющих большое значение в появлении свободного кислорода и формировании окисной минерализации месторождений отдельных многовалентных металлов (Бойченко и др., 1979, с. 66, 67).

Если до рубежа 2500-2200 млн. лет назад свободного кислорода, как предполагали многие ученые, в атмосфере не было, значит, его не было (или было очень мало) и в морской воде. В таком случае физико-химические условия морской седиментации до и после появления свободного кислорода не могли быть одинаковыми. Ряд прямых признаков подтверждает наличие кислорода в допротерозойской атмосфере Земли. Уже в толщах, локализующих меденосные песчаники Удокана, имеются краснокаменно измененные породы и биоорганическое УВ. «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…» (Домарев, 1972, с. 148). Добавим к этому распространенность практически на всех континентах месторождений первично-осадочных окисно-железистых кварцитов и сланцев в толщах 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. «Кремнистые такониты формации Бивабик обычно состоят из… округло-эллипсоидальных зерен или гранул кремнистого кварца, силикатов железа… и карбонатов или окислов железа, погруженных в тонкозернистый кремнисто-кварцевый, силикатный, карбонатный или железистый субстрат… Неокисленные такониты хребта Месаби-Рейндж образовались в резуль-

тате диагенетического и слабого метаморфического изменения первично осадочных образований» (Марсден и др., 1973, с. 33, 50). В докембрийских толщах локализуются железистые кварциты месторождений Кривого Рога на территории Украины и Курской магнитной аномалии в России.

Весьма вероятно, что цианобактериям принадлежит особая роль в формировании мощных толщ углеродсодержащих пород позднего архея, протерозоя, раннего палеозоя, в обогащенности их протоосадков некоторыми металлами. При интерпретациях прямых пропорций (как и их отсутствия) между содержаниями отдельных металлов и органического углеродистого вещества в породах необходимо помнить, что в анализах устанавливается лишь остаточное УВ. Немалая его часть уничтожена еще в протоосадках в результате окисления сапрофитными и сульфатредуцирующими микроорганизмами (Проценко, 2008$_1$). «В анаэробных условиях основной источник сульфида – сульфат-редукция, а не разложение органического вещества» (Хорн, 1972, с. 215). Если результат ферментативной сульфатредукции микроорганизмами описать упрощенными (по сравнению с приводимой Р.Хорном) реакциями $H_2O + SO_4^{2-} + 2C_{орг} \rightarrow H_2S\uparrow + 2CO_2\uparrow + ½O_2\uparrow$ (или $2H_2O + SO_4^{2-} + 3C_{орг} \rightarrow H_2S\uparrow + 3CO_2\uparrow + H_2\uparrow$), то для возникновения 1% пирита из (сухого) осадка должно было исчезнуть 0,2% (или 0,3) углеродистого вещества. К тому же не весь сероводород связывался сульфидами данного осадочного наслоения.

Вопрос об источниках рудообразующих компонентов для рудообразования является наиболее трудно решаемым. В практике металлогенических исследований второй половины XX столетия для ответа на него широко использовались данные по изотопии серы, кислорода, углерода, свинца и других элементов (Виноградов, 1972, 1975; Голубчина,1969; Гриненко, 1974, 1979; Заири, 1977; Овчинников, 1974; Петровская, 1962; Тугаринов, 1965). Однако многообразие причин фракционирования изотопов в природных процессах резко ограничивает возможности однозначной генетической и возрастной интерпретации результатов изотопных исследований. Выводы о глубинных («ювенильных») источниках серы для формирования золоторудных месторождений в черносланцевых толщах основывались на ее изотопии без учета широчайшего распространения весьма специфичных седиментогенных форм пирита во вмещающих породах. Мировой Океан дает множество примеров современного сульфидного рудогенеза в неконсолидированных осадках как вблизи с действующими вулканами и геотермальными полями (курильщики), так и на удалении от них. Структурно-текстурно-минералогические и геохимические особенности золоторудных концентраций в черносланцевых толщах южной части Центральных Кызылкумов несут все необходимые сведения о взаимодействии седиментогенеза, вулканизма, метаморфизма и тектогенеза в возникновении протяженной на сотни километров «цепочки» золоторудных объектов от востока хребтов Нуратау до западной окраины Султанувайса. Для объяснения происхождения каждого из десятков рудопроявлений и гигантских месторождений в этой «цепочке» предлагались геолого-генетические модели (постмагматические гидротермальные – метаморфогенно-метасоматические – собственно осадочные). Соперничество таких моделей теряет всякий смысл, как только восстанавливается история возникновения рудных концентраций не отдельно для каждого объекта, а для всей провинции в целом.

Открытие и первоначальные оценки Мурунтауского золоторудного месторождения совпали с периодом ориентировки мнений большинства геологов на связь эндогенного рудообразования с гранитоидными интрузивами. Эндогенность оруденения обосновывалась приуроченностью руд к высокотемпературным минеральным образованиям и характерными для их штокверковых проявлений брекчиевидными, прожилковыми текстурами, наличием золотоносных жил кварца. Рудолокализующая среда в эндогенном рудогенезе рассматривалась лишь как «партнер», инертный или химически активный в зависимости от изученности этого «партнерства». Собствен-

но рудообразующие компоненты по господствовавшим в то время и не потерявшим привлекательности (Кременецкий, 1992) представлениям привносились преимущественно «аллогенными» растворами. На первых стадиях изучения месторождения не было даже попыток выяснить природу широкой зараженности пиритом пород рудолокализующей толщи на отдаленных флангах рудного поля. Проявления пирита за пределами рудных тел считались результатом околорудного метасоматоза, так как внимание привлекали в первую очередь его метакристаллы с характерными признаками эпигенетического (по отношению к матриксу породы) происхождения. Только к концу семидесятых годов прошлого столетия было обращено внимание на распространенность в породах черносланцевых толщ макро- и микроконкреционного пирита, на связь его массовой генерации с особенностями диагенеза протоосадков, обогащенных вулканогенным материалом (Проценко, 1976-1981).

Сведения об определенной, иногда решающей, роли в рудогенезе процессов вулканогенного и терригенного седиментогенеза и динамотермального метаморфизма осадочных толщ в геологической литературе накапливались медленно (Заварицкий, 1936, 1943; Дзоценидзе, 1960; Тугаринов, 1963; С.Н.Иванов и др., 1966, 1970; Белевцев, 1976, 1979; Проценко, 1972-2009; Кременецкий, 1990, 1992). И они в недостаточной мере учитывались в минерагеническом анализе территорий на основе статистического учета приуроченности месторождений к крупным структурно-стратиграфическим подразделениям земной коры в отдельных регионах. В последние десятилетия XX в. с появлением на геотектонической «сцене» гипотез взаимодействия литосферных плит внимание специалистов по анализу рудоносности территорий было сосредоточено на моделях рудогенеза в связи с интенсивным метаморфизмом и плавлением аккреционных «призм» океанических осадочных пород, глубоко погруженных в астеносферу и мантию по зонам субдукции. В построениях новой глобальной тектоники основным доводом в пользу движения океанической литосферной плиты на огромные расстояния были гипотетические конвекционные перетоки вещества в астеносфере и (твердофазной!) мантии Земли без сколь-нибудь убедительного обоснования горизонтального протяжения конвективных ячеек в ядре и мантии на сотни километров. Повышенный объемный вес пород «холодной» океанической литосферной плиты нередко упоминается в качестве одной из причин ее погружения на глубины до 700 км. Такое мнение плохо согласуется с повышенным тепловым потоком из океанической коры. Он почти в два раза превышает поток из континентальной (Моисеенко и др., 1986). Повышение объемного веса за счет охлаждения вряд ли компенсирует его же снижение при серпентинизации базальтов, пикритов, габбро, пироксенитов, перидотитов (на 25-50% при их полной серпентинизации). Серпентиниты, как выяснилось в результате глубоководного бурения многочисленных скважин в разных частях океанов, довольно широко распространены в первом, втором и третьем слоях океанической литосферы (Рудич, 1983; Грачев, 1987).

Вулканогенная (туфовая) петролого-литологическая специфика осадочного базиса пород рудолокализующих черносланцевых толщ, их седиментогенная углеродисто-золото-сульфидная специализация, преемственно-последовательное формирование руд золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций на основе седиментогенного ресурса рудообразующих компонентов – важнейшие обобщения многолетних исследований автора на золоторудных объектах в Западном Узбекистане. Одна из задач настоящей главы – показать, что уже в седиментогенезе наряду с ресурсом рудообразующих компонентов в протопородах черносланцевых толщ возникали и промышленно значимые их скопления.

Жизненность любой гипотезы, претендующей на роль теории рудогенеза и основы прогнозирования и поисков, зависит от полноты выявления функциональных взаимосвязей между ресурсами (источниками) и условиями мобилизации, транспортировки и концентрирования определенных химических элементов или их сочетаний в

ограниченном объеме геологического пространства – месторождении минерального сырья. Содержание понятия «месторождение полезного ископаемого» постоянно меняется. Немалое значение в этом процессе наряду с истощением ранее известных типов рудных объектов имеет прогресс в технологиях добычи и переработки руд. На примере золоторудных месторождений это проявлено с особой отчетливостью. Не менее 75% запасов золота, выявленных в Тихоокеанском поясе за последние 40-50 лет, приходится на «крупнотоннажные» объекты в вулканогенно-осадочных толщах с невысокими содержаниями благородного металла. Многие из них «вновь открывались» вокруг давно отработанных жил золотоносного кварца (Стружков и др., 2008). Гипотезы постмагматического гидротермального минерагенеза всю массу рудообразующего компонента «получали» из кристаллизующихся на глубине интрузий магмы или питающих глубинных (мантийных) очагов. Отделение металлоносных растворов обычно связывалось с заключительными стадиями кристаллизации расплавов (Кременецкий, 1992; большинство исследователей интрузивного магматизма и эндогенного рудогенеза более раннего времени). Почему именно с заключительными стадиями, как правило, не обсуждается. Нередко обнаруживающаяся пространственная близость месторождений и интрузивных массивов чаще всего связана с положением самих интрузий в толщах металлоносных (сульфидсодержащих, в частности) осадочных пород. Для рудопроявлений золота это с наглядностью проявлено вокруг Алтынтауского гранитного массива в Букантау. Шеелит-скарновые месторождения вольфрама возникают не по всему периметру контактов гранитоидных интрузий, а только в соприкосновении с достаточно специфическими толщами морских осадочных пород. Обычно это толщи, ранее характеризовавшиеся в качестве вулканогенно-карбонатно-кремнистых формаций. Пример тому – Сарытауское рудное поле в Букантау. Многие стратиформные скарново-скарноидные месторождения вольфрама, локализованные в вулканогенно-осадочных толщах, рассекаются массивами гранитоидов (Майбулак в Заилийском Алатау, Биндал в Северной Норвегии, Сангдонг в Корее, Кинг-Айленд в Австралии; Денисенко и др., 1986); в составе их руд существенное значение имеют сульфиды. И.Г.Полянский (2007) показал аналогичные соотношения гранитоидов со стратиформными залежами руд железа на месторождениях Тагило-Кушвинского и Качканарского районов Среднего Урала.

Распространение представлений о полигенности большинства месторождений минерального сырья – это признание необходимости учета роли каждого геологического процесса в создании промышленных концентраций полезного компонента и косвенное признание бесплодности противопоставления гипотез фиксизма и мобилизма. Примеров плодотворности «содружества» противоборствующих гипотез и теорий в истории развития естествознания немало. Яркий пример тому – объединение противостоявших во второй половине XIX в. гипотез электролитической диссоциации С.Аррениуса и гидратации Д.И.Менделеева, объясняющих изменения важнейших характеристик водных растворов неорганических соединений в сравнении с «чистой» водой. «…Учение о растворах… развивалось в остроконфликтной борьбе между сторонниками двух направлений. События порой достигали драматического накала, но возникающие противоречия удалось устранить лишь тем, кто своевременно понял необходимость объединения этих двух направлений» (Синюков, 1987, с. 139). Коллизии некоторых гипотез эндогенного рудогенеза связаны с абсолютизацией значения в нем какого-либо одного геологического процесса.

Часто озвучивается «доказательство» связи оруденения с конкретными геологическими событиями (процессами) на основе «совпадения» радиологического возраста их продуктов без учета предыстории возникновения рудной минерализации. Главные постулаты всех методик определения радиологического возраста – гомогенность системы на момент минералогенеза и ее закрытость в последующее время – могут быть корректно обоснованы только для пород, возникших при быстрой кристаллиза-

ции магматического расплава в небольшом интрузивном теле. В противном случае кристаллизационная дифференциация приведет к нарушению равновесного распределения компонентов между минералами начальных и конечных стадий кристаллизации расплава, с одной стороны, и разными частями интрузивной камеры, с другой. В системах метаморфогенно-метасоматического минералообразования в осадочных толщах состояние гомогенного распределения химических элементов не может быть достигнуто по многим причинам. Неравномерное распределение элементов и их минеральных носителей во всей толще и отдельных ее тонких слоях – главнейшая из них. В эндогенных условиях осадочные породы претерпевают специфичные изменения в зависимости от валового химического состава, его минерального отражения и термодинамических условий метапреобразования. Породы осадочных толщ различаются по содержанию «жидкой» (в порах) и конституционной воды. Резко отличаются слагающие их минералы по растворимости в воде и термохимической устойчивости. Одни минералы перерождаются в другие в условиях пропилитизации и низкотемпературной зеленосланцевой фации, другие (циркон, кварц) устойчивы вплоть до температуры плавления алюмосиликатного матрикса.

Более детально «парадоксальность» хронологии минерагенических событий эндогенных геологических процессов обсуждены автором ранее (Проценко, 2009). Было, в частности, обращено внимание на синхронность-асинхронность одних и тех же эндогенных минеральных ассоциаций в зависимости от изменения температуры процесса в геологическом пространстве. В условиях (фациях) прогрессирующего регионального метаморфизма сера осадочных пород неоднократно меняет минеральную форму своего присутствия. Пирит (осадочно-диагенетический и метагенетический) частично или полностью замещается пирротином. Если в породе дефицит железа, то почти половина присутствовавшей серы должна ее покинуть с непременными изменениями в соотношениях тяжелых и легких изотопов. Пирротинизация на Мурунтауском рудном поле синхронизирована с метабиотитизацией хлорит-серицитовой составляющей твердофазного матрикса. Изохимический в целом (об этом более детально в гл. V) процесс приводит к высвобождению значительного количества конституционной (гидроксильной) воды, неодинаково растворяющей сульфаты, карбонаты и силикаты. Калий и рубидий сосредоточены в слюдах и полевых шпатах, барий и стронций присутствуют в осадочных породах преимущественно в виде карбонатов и сульфатов. В условиях амфиболитовой фации происходят наиболее радикальные термохимические минеральные преобразования – разлагаются сульфиды, окисляется углеродистое вещество. Сера, мышьяк, углекислый газ и водород мигрируют за пределы зоны такого метаперерождения пород. Замещение слюд и кварца калиевым полевым шпатом, нарушая сложившиеся в осадочно-метаморфических породах количественные соотношения изотопов рубидия и стронция, калия и аргона, урана, тория и свинца, приводит к трудно учитываемым изменениям значений абсолютного возраста. Гомогенизации изотопной системы при формировании метаморфогенных и метасоматических минеральных новообразований ожидать не приходится, так как оба процесса не приводят к полному замещению всех минералов исходных пород новыми. Оба процесса характеризуются массовой миграцией (дальней инфильтрационной или сугубо локальной диффузионной) минералообразующих компонентов. Детальные исследования (Hart, 1963) пород фундамента в Колорадо около крупного интрузива гранитов показали, что возраст присутствующего в них биотита по отношениям K/Ar и Rb/Sr устойчиво возрастает по мере удаления от контакта и становится стабильным (1200-1300 млн. лет) лишь на расстоянии более 3 км от интрузива. «Изменение величин абсолютного возраста вмещающих пород при контактовом метаморфизме прослеживается в пределах большой площади, тогда как петрографические, минералогические и структурные изменения в экзоконтактной зоне штока Элдора, явно связанные с термальным метаморфизмом, устанавливаются на расстоянии

не более 10 футов (3 м) от контакта интрузива. Исключением является лишь переход калиевого полевого шпата из триклинной формы в моноклинную, проявляющийся в пределах полосы шириной до 1000 футов (300 м)…» (Мурбат, 1967, с. 254).

К существенным нарушениям изотопного равновесия при метаморфизме приводят и трансформации неравномерно распределенного в осадочных породах углеродистого вещества. Систематическое уменьшение содержания $C_{орг}$ с повышением степени метаморфизма показано на примере зонально-метаморфизованных комплексов Патомского нагорья и связывается с «выгоранием» углерода по реакции $C + 2Fe_2O_3 \rightarrow CO_2 + 4FeO$ (Петров и др., 1973, с. 190-193). По приведенной реакции содержание гематита в породе должно быть в 40 раз выше, чем $C_{орг}$. В природных поликомпонентных средах эта реакция в заданном направлении самопроизвольно развиваться не может, так как энергетически невыгодна. В доменном процессе железо из руд восстанавливается в результате последовательной серии реакций его окислов с окисью углерода – продуктом эндотермического взаимодействия углекислого газа с раскаленным углем при температуре от 450 до 800°С (Глинка, 1978, с. 680). С другой стороны, при этой же температуре железо (металлическое) окисляется кислородом воды с генерацией водорода. «Синтезировав воду, А.Лавуазье вскоре проводит опыт по ее разложению: пропуская водяной пар над раскаленным железом, он получает водород и оксид металла…» (Синюков, 1987, с. 29, 30). Гвозди убеждают, что вода напрямую участвует в окислении железа при низких температурах. В сухом воздухе гвоздь не изменяется годы, во влажном «ржавеет» в течение первых недель. Ржавчина является гидратом окиси железа, ее возникновение при окислении водой должно сопровождаться выделением водорода по реакциям $2Fe + 6H_2O \rightarrow 2Fe(OH)_3 + 3H_2\uparrow$ (или $Fe + 3H_2O \rightarrow FeO_3 + 3H_2\uparrow$). Окисление двухвалентного железа водой осуществляется при осаждении гётита и аморфных окислов железа «…в слое рассолов с температурой 44°С во впадине Атлантис II… в соответствии со следующими частными реакциями: $Fe^{2+} + 3H_2O \leftrightarrow Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^-$, $…2Fe^{2+} + ½O_2 + H_2O \leftrightarrow 2Fe(OH)_3 + 4H^+$» (Бишофф, 1974, с. 186). Экспериментально восстановление водорода воды показано В.И.Молчановым и его соавторами (1968), подчеркнувшими в выводах особую роль окисления двухвалентного железа дуагласита соленосных отложений, пироксенов и оливинов основных и ультраосновных пород и продуктов их тектонической милонитизации. Щелочные металлы при взаимодействии с водой бурно выделяют водород. Одним из главных компонентов доменного газа является водород – продукт взаимодействия раскаленного кокса с водой. К значению воды в качестве окислителя мы будем обращаться еще не раз – при серпентинизации перидотитов в глубинах океанической литосферы, при гипогенном «выгорании» углеродистого вещества в породах черносланцевых толщ, в частности. Заканчивая рассмотрение проблемных вопросов изотопного датирования минерагенических событий, подчеркнем, что при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях осадочных толщ именно миграцией воды обусловлены нарушения в соотношениях не только химических элементов, но и их изотопов.

Говоря о рудогенерирующем ресурсе, нельзя не обратить внимания на лавинно нарастающую информацию о металлоносности осадочных образований, в частности, о металлоносности самых верхних горизонтов неконсолидированных осадков на дне бассейнов современной седиментации. Большинством исследователей отмечаются повышенные содержания многих металлов в наиболее тонких илах глубоководных зон морских бассейнов, где прирост мощности осадков редко превышает 2-3 мм в тысячелетие (Страхов, 1960, т. 1; Виноградов, 1967; Дзоценидзе, 1969; Хорн, 1972; Мигдисов и др., 1979). Каждый новый микрослой осадков длительно находится в активном взаимодействии с практически неограниченными массами морской воды, концентрации растворенных форм Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Mo, Zn, Au, W, Ba в которой превышают насыщающую растворимость их же сульфидов (для бария – сульфатов).

Поведение бария в процессах морского седиментогенеза заслуживает особого внимания. «Большинство солей серной кислоты довольно хорошо растворяется в воде. К практически нерастворимым относятся сульфаты бария $BaSO_4$ стронция $SrSO_4$ и свинца $PbSO_4$. Сульфат бария нерастворим не только в воде, но и в разбавленных кислотах» (Глинка, 1978, с. 389). В этой цитате – ключ к пониманию нередко упоминаемых фактов повышения содержаний барита в морских металлоносных осадках. Они известны в осадках Восточно-Тихоокеанского поднятия, что И.И.Волковым с соавторами (1976$_2$) связывается с наличием эксгалятивной деятельности. Характеризуя «основные черты минерального состава пелагических осадков», А.П.Виноградов (1967, с. 163) особо отметил: «Из сульфатов было обнаружено нахождение в илах… $BaSO_4$, который иногда собирается в значительных количествах и образует пелагическую провинцию, например, на дне Тихого океана». На Учкулачком рудном поле «практически все породы вулканогенно-терригенно-карбонатного комплекса ($D_2 gv_1$) в той или иной степени содержат вкрапленность и прожилки диагенетических сульфидов, концентрация которых резко увеличивается в рудоносных горизонтах… На Дальнем участке Учкулачского месторождения более 80% запасов барит-галенит-сфалеритовых руд сосредоточено во второй рудной залежи, имеющей зональное строение. Отчетливо выделяется наиболее богатая центральная часть, сложенная брекчиевидными барит-галенит-сфалеритовыми рудами… Месторождение Хандиза представлено Главной рудной залежью, заключенной в нижнем горизонте вулканогенной пачки, и серией рудных тел в доломитах терригенно-карбонатно-вулканогенной пачки… Особенность руд вулканогенной пачки – их тонкозернистое строение, колчеданно-полиметаллический и существенно полиметаллический состав… Выделяются две основные генетические разновидности руд: гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические… К первой относится большая часть сплошных пластообразных и линзовидных рудных тел небольшой мощности (0,2-2 м), но значительной протяженности… Для них характерна градационная ритмичность, признаки преобразования первоначально колломорфных выделений рудных минералов в зернистые агрегаты, глобули и фрамбоиды дисульфидов железа…» (Панкратьев и др., 1981). Барит в ассоциации с пиритом упомянут в качестве главной акцессорной примеси в составе туфов разного (в основном, липарито-дацитового) состава Залужской площади Закарпатья (Малеев, 1964, с. 31) В развитии тортон-сарматского вулканизма в пределах Холмогорья и Косино-Беганьских возвышенностей Закарпатья Е.Ф.Малеев намечает девять этапов накопления туфов, катастрофических взрывов вулканов, метасоматических процессов и перерывов между ними, осуществлявшихся в морских и наземных обстановках. Особый интерес представляет сжатая характеристика проявлений метасоматоза, связанного, по его мнению, с последними стадиями жизни вулканов. «Наиболее четко здесь выделяются четыре фации метасоматизма: 1) альбит-адуляр-кварцевая; 2) каолиновая; 3) алунитовая и 4) кварцевая. Альбит-адуляр-кварцевая фация развита преимущественно в липаритовых туфах нижнего горизонта… К этому горизонту приурочена свинцово-цинковая минерализация, причем, чем больше адуляризация, тем выше концентрация рудных минералов… Наиболее интенсивному метасоматизму подверглись вулканокластические породы; лавы (липариты), как наиболее плотные породы, почти не подвержены изменениям… » (Малеев, 1964, с. 57, 58). Охарактеризованные фации метасоматизма вполне соответствуют преобразованиям слабо консолидированных вулканогенных осадков в геотермальных системах, описываемых обобщающим термином «пропилитизация».

Присутствие пирита в тех или иных количествах и формах в породах древних углеродсодержащих толщ устанавливается относительно легко. Мелкие выделения барита в таких породах с трудом распознаются в проходящем и отраженном свете, а наличие его в концентратах из протолочек пород и руд чаще всего связывается с новообразованиями зоны окисления. Парагенез пирита и барита в осадках застойных зон

морского бассейна, обогащенных биоорганическим УВ, вполне понятен. Цеолитизация пирокластики, поглощая натрий из морской воды, нарушает электролитическую нейтральность хлора. «Свободный» хлор, образуя легко растворимую соль с барием, стронцием и железом, выщелачивает их из кластогенного алюмосиликатного осадка (особо активно – из туфогенного), а сульфатный ион и сероводород воды застойных зон переводят их в практически нерастворимые минералы – барит, целестин и пирит, конкреции которых встречаются в песчаниках, мергелях и гипсоносных глинах. Барий представлен в вулканогенных осадочных образованиях не только баритом, но и изоморфной примесью элемента в полевых шпатах и цеолитах, а иногда и собственно бариевыми их аналогами. «Цеолиты образуют… группу водных силикатов алюминия и щелочей или щелочных земель; … они характеризуются молекулярным соотношением Al_2O_3: (Ca, Sr, Ba, Na_2, K_2)O = 1 и отношением O: (Al + Si) = 2» (Дир и др., 1966, с. 389)… Что касается щелочных полевых шпатов с большим содержанием бария…, то наиболее правильной считается точка зрения, согласно которой они представляют собой члены четырехкомпонентной системы: $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$, $CaAl_2Si_2O_8$ и $BaAl_2Si_2O_8$… (Там же, с. 191-195). Цельзиан и парацельзиан встречены в виде прослоя в глинистых сланцах и песчаниках, ассоциирующих со слоями марганцевой руды на руднике Беналлт в Северном Уэллсе» (Там же, с. 202).

А.А.Мигдисов и др. (1979, с. 128) указывают на «необычно высокое накопление ряда редких элементов – Cu, Ni, Co, Zn, Pb, V, Th, U, Zr, Ti и др.» в современных металлоносных осадках на активных хребтах и Восточно-Тихоокеанском поднятии. Обогащение пелагических осадков широким набором элементов логично связывается с «уменьшением до исчезающей малой величины привноса терригенного материала и увеличением времени контакта поверхности осадка с океанической водой… Значительное поступление терригенного материала не позволяет в заметной степени проявиться процессам поступления элементов из морской воды на границе вода–осадок. Но их содержание увеличивается в геометрической прогрессии при малых скоростях седиментации (как правило, меньших 3 мм/1000 лет, т. е. в пределах собственно пелагических скоростей) (Там же, с. 136, 140). «…Многие геохимические особенности металлоносных осадков и их аналогов находят… объяснение с точки зрения скоростей поступления эксгалятивного вещества и накопления осадков. Металлоносные осадки океанов и, особенно, Восточно-Тихоокеанского поднятия характеризуются минимальными скоростями терригенной седиментации и максимальным взаимодействием с морской водой» (Там же, с. 197). «Медленные темпы аккумуляции пелагических осадков, особенно при наличии придонных течений, способствуют концентрации эксгаляционного рудного вещества… Благоприятными для устойчивого выпадения сульфидов и предохранения их от окисления должны быть условия относительно ограниченного придонного водообмена…» (Мурдмаа, 1987, с. 278, 279).

Гораздо раньше и не менее четко обогащенность металлами осадков на дне морей увязана со скоростью их накопления Н М.Страховым. «… В подавляющем большинстве случаев рудонакопление осуществляется на базе ослабленного поступления в бассейн терригенного материала, т. е. при более или менее пассивном тектоническом режиме седиментационной области... Указаны и еще, по крайней мере, два дополнительных фактора, имеющих отношение к формированию рудных тел: диагенетическое перераспределение веществ и перемывание рудного осадка в процессе его накопления… В диагенезе имеет место образование микро- и макроконкреций, в которых содержание рудного компонента повышено сравнительно с вмещающей стяжения основной массой рудного пласта» (Страхов, 1960, с. 72, 73).

«Пирит является основным и наиболее устойчивым аутигенным сульфидным минералом, встречающимся в морских и океанских осадках, подверженных сульфатредукции… Содержание серы пирита в осадках Калифорнийского залива достигает 1,5%, …что является… величиной, сопоставимой с содержанием пирита в осадках

таких стагнирующих водоемов, как Черное море, содержащих сероводород в наддонной воде» (Волков и др., 1976, с. 145). Указанное содержание пиритной серы в современных осадках сопоставимо с содержанием пирита до 3-5% (в пересчете это 1,5-2,7% серы) в пачках туфогенных углеродистых метаалевролитов и сланцев пестробесапанской толщи в Центральных Кызылкумах (Проценко, 2010). Роль туфогенной пирокластики как наиболее вероятного источника реакционноспособных форм железа и марганца для образования железомарганцевых конкреций в «современных» осадках Тихого океана подчеркивается многими исследователями. Показана отчетливая зависимость Fe/Mn отношения в конкрециях от соотношения реакционных форм этих элементов во вмещающих осадках (Волков и др., 1976 $_{2}$). Сравнение содержаний некоторых металлов в металлоносных осадках юго-восточной части Тихого океана (табл. 3; Мигдисов и др., 1979) с их кларками в осадочных породах (Виноградов, 1962) 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. Обращает на себя внимание содержание бария в металлоносных осадках, десятикратно более высокое, чем в красных глинах. Стоит в связи с этим отметить пониженные против кларковых содержания лития и рубидия, 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), являющихся доминирующим типом пород на дне океанов, и в высокой растворимости и устойчивости сульфидных и сульфатных соединений всех щелочных металлов. В типично глубоководных железомарганцевых конкрециях, локализованных в пелагических красных глинах с цеолитами и пеплами, марганца больше, чем железа. В конкрециях полигона вблизи Гавайских островов, наследующих часть железа, привносимого в осадки в результате выветривания базальтового материала, величина Fe/Mn > 1. В этой же работе приводятся сведения об аномально высоких содержаниях Mn, Fe, Mo, Cu, As, Ni, Co, W, V, Ba в осадках некоторых участков Тихого океана (станция 655 в относительной близости к Калифорнийскому полуострову, в частности). И надо отдать должное очень низкому содержанию сульфидов в современных окисленных осадках глубоководных зон с заметным развитием железомарганцевых конкреций. В составе обогащенных сульфидами пород древних черносланцевых толщ железомарганцевые конкреции практически не упоминаются. Это, несомненно, связано с восстановительными условиями накопления и диагенеза их протоосадков, обогащенных углеродистым веществом в результате массовой гибели биоты при извержениях вулканов в мелководном море.

Таблица 3

Содержания некоторых элементов в металлоносных осадках и красных глинах юго-восточной части Тихого океана

	Кларк в осадочных породах	Металлоносные осадки	Красные глины
% массы			
Si	23,8	16,19	21,17
Ti	0,45	0,1	0,53
Al	10,45	3,32	8,1
Fe	3,33	16,86	6,8
Mn	0,067	5,07	1,5
г/т			
V	130	428	126
Cr	100	29	40
Ni	95	826	412
Co	20	218	185
Cu	57	1041	307
Pb	20	155	66
Zn	80	411	238
Sn	10	1,0	3,6
Mo	2	75	56
Sb	2	14,3	2,5
La	0,7	160	45,6
Ce	50	114	145,2
Sm	6,5	29,3	14,5
Eu	1	7,7	4,0
Ba	800	12300	1400
Zr	200	456	174
Sc	10	36,9	27,0
Li	60	32	45
Rb	200	33	64

«…Количество первоначально растворенного органического вещества в морской воде должно находиться в обратной зависимости от количества взвеси… Кривые содержания взвешенного фосфора и хлорофилла почти параллельны… После того как содержание растворенного кислорода падает ниже 0,1 мг/л и запас NO_3^- и NO_2^- кончается, происходит бактериальная сульфатредукция. В результате реакции $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 53SO_4^{2-} \rightarrow 106CO_2 + 53S^{2-} + 16NH_3 + 106H_2O + H_3PO_4$ образуются сероводород и аммиак, между содержаниями которых наблюдается четкая корреляция. В анаэробных условиях основной источник сульфида – сульфат-редукция, а не разложение органического вещества... O^{18}, входящий в состав иона SO_4^{2-} не находится в изотопном равновесии с морской водой. Следовательно, круговорот серы в океане происходит настолько быстро, что равновесие не успевает установиться… Помимо денитрификации, своеобразный химизм анаэробных вод приводит и к другим заслуживающим внимания последствиям. Первое из них – понижение окислительно-восстановительного потенциала. В результате… ограничения окислительных свойств воды наблюдается тенденция к накоплению органического вещества в анаэробных водах и находящихся ниже донных осадках. Пониженный окислительно-восстановительный потенциал влияет также на валентность ионов металлов; например, железо в анаэробных условиях обычно восстанавливается до двухвалентного. Помимо этого, сульфид-ион является чрезвычайно сильным комплексообразующим лигандом. А многие сульфиды металлов характеризуются весьма слабой растворимостью. Однако даже при этих условиях концентрации металлов в морской воде могут быть столь малыми, что величина произведения растворимости не достигается…» (Хорн, 1972, с. 203-216). Из этих сведений особого внимания заслуживает стабильное снижение величины SO_4^{2-}/Cl, как и окислительно-восстановительного потенциала с ростом глубины Черного моря от 50 до 2000 м (табл. 4), подтверждающее выводы И.И.Волкова и соавторов (1960, 1968, 1971) о максимальной продуктивности сульфатредуцирующих микроорганизмов в самых верхних слоях осадка. Резкое снижение количества бактерий в донных осадках связано с расходом ими SO_4^{2-}, имевшегося в захороненной воде (табл. 5). Этой особенностью жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов вполне объясняется обогащенность микроконкрециями пирита медленно накапливавшихся наиболее мелкозернистых осадков (углеродисто-хлорит-серицитовые сланцы), которые длительно взаимодействовали с морской водой.

Таблица 4

Некоторые свойства бескислородных вод Черного моря
(Хорн, 1972, с. 216)

Глубина, м	Окислительно-восстановительный потенциал, мВ	Содержание, мл/л		SO_4^{2-}/ Cl, ‰
		кислорода	сернистых соединений	
0	395	5,60	-	0,1408
25	408	7,06	-	-
50	404	6,35	-	0,1418
100	340	1,08	-	0,1408
150	-26	0,25	0,02	0,1402
200	-88	0,08	0,67	0,1400
300	-139	0	1,74	0,1394
500	-170	0	3,60	0,1387
750	-152	0	5,29	0,1377
1000	-144	0	6,15	0,1380
1500	-129	0	6,34	0,1378
1750	-	-	-	0,1378
2000	-	-	-	0,1361

Приведенные выше данные позволяют говорить об особой роли бактериальной сульфатредукции не только в переводе металлов в осадок, но и в их экстракции из кластогенного материала осадков хлором морской воды. Появление в слабо аэрируемых зонах морского бассейна продуктов жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий (сероводород, углекислота) неминуемо приведет к сульфидному (сульфатному

и карбонатному) осаждению металлов. Вода в самом осадке и приграничном к нему слое станет ими «ненасыщенной». Диффузионное выравнивание химического потенциала в растворе (мгновенное в геологическом масштабе времени) организует приток металлов в зону сульфидонакопления из окружающих водных пространств. Анионами сильных и слабых кислот (Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{--}), электролитическая нейтрализация которых нарушается осаждением железа, магния, кальция в виде сульфидов и карбонатов, а натрия цеолитами, морская вода (становясь растворами кислот) дополнительно экстрагирует их из осадочного материала и во взаимодействии с бактериальным сероводородом вновь переводит в сульфидную форму (см. рис. 2). Особо интенсивно процесс развивается в пирокластических осадках из-за их резкой химической неравновесности с морской водой. Становится более понятной обогащенность тонкозернистых пород черносланцевых толщ с высокой долей пирокластического материала не только микро- и макроконкрециями пирита, но и менее распространенными сульфидами мышьяка, меди, цинка, свинца. М.Д.Троянов (1966) был убежден, что полосчатые пиритовые и пирит-сфалеритовые руды месторождений Западного Узбекистана – «типично осадочные образования». Детальные исследования (Панкратьев и др., 1978) подтвердили осадочно-диагенетическое формирование руд месторождения Учкулач (участок Дальний). На значимость в формировании этого месторождения вулканогенных процессов указывал И.Х.Хамрабаев (1958).

Таблица 5

Содержание (г/кг) некоторых ионов в морской воде с соленостью 35‰

	Хорн, 1972, с. 121	Крамбейн и др., 1960, с. 76
Cl^-	19,353	19,34
Na^+	10,76	10,72
SO_4^{2-}	2,712	2,70
Mg^+	1,294	1,30
Ca^{2+}	0,413	0,42
K^+	0,387	0,38
HCO_3^-	0,142	
Br^-	0,067	
Sr^{2+}	0,008	

О более активной экстракции металлов из пирокластики свидетельствуют тепловыделяющие процессы сольфатарной пропилитизации вулканокластических и эффузивных отложений Камчатки, Курильских и Японских островов, Новой Зеландии. В работе А.Дж.Эллиса (1970, с. 403) ясно обозначена приуроченность большинства площадей Земли с горячими источниками к районам современного андезитового вулканизма побережий Тихого океана. Обращено внимание на выделение тепла при гидротермальных изменениях, «особенно стекловидных вулканических пород, характерных для многих вулканических гидротермальных областей. Теплота раскристаллизации кремневого стекла в кварц и альбитового стекла в альбит составляет 83 и 46 кал/г соответственно… Для стекловатого игнимбрита или пемзы, типичных для вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии, нормальная теплота девитрификации и изменения должна составлять около 75 кал/г» (Там же, с. 415). В списке новообразованных минералов в каждой из семи охарактеризованных геотермальных площадей (Уайракей, Уайтану, Паужетск, Хверагерди, Рейкьявик, Стимбот, Солтон-Си) цеолиты, калиевый полевой шпат, альбит, кальцит, монтмориллонит, реже упоминается пирит. На площади Уайракей установлено, что «последовательность смены минералов, начиная с монтмориллонитовых глин на тех уровнях, где происходили основная потеря пара и охлаждение воды…, проходит через четыре зоны, состоящие из низкотемпературного цеолита – морденита, более высокотемпературного цеолита – уайракита (кальциевый аналог анальцима), к зонам адуляра и гидрослюд, которые типичны для вод с наиболее высокими температурами…» (Там же, с. 412). На теплогенерирующую особенность процессов гидратации указывают П.Тулмин III и С.П.Кларк мл. (1970, с. 372). «…В большинстве своем процессы изменения являются экзотермическими… Хемлей… установил, что $\Delta H°$ реакционного преобразования калиевого полевого шпата в ассоциацию мусковита и кварца равно -16 ккал/моль H^+; близкие значения стандартной теплоты (-13,7 и -12,2 ккал/моль H^+) показывают реак-

ции аргиллитизации мусковита... Натровые аналоги этих реакций также показывают экзотермический эффект, причем, по-видимому, того же порядка». В качестве примера значительного экзотермического эффекта гидротермальных преобразований туфов дацита и андезибазальта В.П.Зверев (1971, с. 352) рассматривает Паужетское месторождение парогидротерм, где С.И.Набоко (1963) выделены сменяющие одна другую зоны современной пропилитизации – серицитизации, цеолитизации, альбитизации. С.Ф.Главатских (Вулканизм, гидротермальный процесс…, 1974, с. 150) подчеркивает, что «интенсивная аргиллизация и цеолитизация здесь развиты, в основном, по пеплово-пемзовому материалу». А.П.Лисицин, Ю.А.Богданов, Е.Г.Гурвич (1990, с. 190) пишут: «Судя по материалам, полученным в Исландии, переход от цеолитовой к зеленосланцевой фации метаморфизма происходит в температурном интервале 200-300°С… Цеолиты присутствуют в породах при температурах преобразования не выше 230°, хотя анальцим и небольшие количества вайракита устойчивы и при более высоких температурах».

Для замещения минералов с более устойчивой кристаллической решеткой (выделившей при своем образовании больше тепловой энергии) минералами с меньшей энергией связи атомов, необходимо использование энергии окружающей среды. Обратный процесс приведет к выделению этого тепла. Минералогия новообразований коры выветривания в гумидных обстановках показывает практически полное замещение магматических силикатов и алюмосиликатов гидрослюдисто-глинистыми и окисными минералами с появлением бокситов и алунитов. Каолинизация – одно из наиболее распространенных преобразований гранитоидов в коре выветривания. Простейшая из реакций – каолинизация анортитовой составляющей плагиоклазов $2CaAl_2Si_2O_8$ (2008,6) + $4H_2O$ (273,2) + $2CO_2$ (188,1) + Q (66,1) → $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ (1959,2) + $2CaCO_3$ (576,8) – показывает, что при образовании 1 моля каолинита во внешнюю среду выделяется 66,1 ккал, а 1 г – 128,1 кал тепла. (Теплота образования участвующих в реакции компонентов в ккал/моль с учетом мольных коэффициентов приведена в скобках за формулами). Стандартную теплоту образования некоторых важных для обсуждаемой проблемы минералов можно найти в справочнике (Наумов и др., 1971). Если реакция проходит в термостатированных условиях, то ею будет обеспечен прогрев этого 1 г не менее чем на 300°С. Естественно, что это приведет в конечном итоге к обратному ходу реакции. Глинистые минералы (каолинит, диккит, галлуазит), цеолиты и альбит постоянно упоминаются в числе главных новообразований в приповерхностной зоне гидротермального преобразования туфогенных осадочных пород в геотермальных полях современного континентального вулканизма с весьма характерными для них выходами хлоридно-натриевых вод. Этот же набор минералов характерен для образований коры выветривания горных пород и зон окисления сульфидсодержащих руд. Комплекс возможных взаимодействий для варианта совместного возникновения глинистых минералов и цеолита может быть охарактеризован равенством: $3CaAl_2Si_2O_8 + 7H_2O + 3CO_2 + SiO_2 + 2NaCl \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + Na_2[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 2H_2O + 3CaCO_3 + 2HCl$ (анортит + вода + углекислый газ + кремнекислота + соль → каолинит + натролит + кальцит + соляная кислота). В этом процессе наиболее значимым для обогащения осадков тяжелыми металлами является переход хлора из электролитически нейтральной поваренной соли в соляную кислоту, одну из наиболее агрессивных. Если представить себе, что весь натрий морской воды, заключенной в осадке, израсходован на образование цеолитов, то вода приобретет свойства 0,5-нормального раствора соляной кислоты. И этот процесс – не единственный способ появления соляной кислоты в природных процессах. Более продуктивной в этом отношении является серпентинизация фаялита (см. реакцию 10 в табл. 6), для осуществления которой необходимо поступление с водой магния (его в воде современного океана 0,13%). Она показывает возможность

Вещественные, объемные и тепловые эффекты минерально-химических реакций метаморфогенно-метасоматического преобразования пород

1	2	3	4
$2CaAl_2Si_2O_8 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2CaCO_3$ Анортит 556 72 88 Каолинит 516 Кальцит 200	+38,3	+66,1	[1]
$CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2 + 3H_2O \rightarrow Ca[Al_2Si_3O_{10}]\bullet 3H_2O$ Анортит 278 60 54 Сколецит 392	+41	?	[2]
$2NaAlSi_3O_8 + 2H_2O \rightarrow Na_2[Al_2Si_3O_{10}]\bullet 2H_2O + 3SiO_2$ Альбит 524 36 Натролит 380 180	+18,4	?	[3]
$CaAl_2Si_2O_8 + 4SiO_2 + 2NaCl \rightarrow 2NaAlSi_3O_8 + CaCl_2$ Анортит 278 240 116 Альбит 524 110	+4,1	-13	[4]
$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2KAlSi_3O_8 \rightarrow 2K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + 4SiO_2 + 2H_2O$ Каолинит 516 К-шпат 556 Мусковит 796 240 36	-8,8	±0	[5]
$KAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8 + H_2O + CO_2 \rightarrow K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + CaCO_3 + 2SiO_2$ К-шпат 278 Анортит 278 18 44 Мусковит 398 Кальцит 100 Кварц 120	+7,3	-27	[6]
$Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + CaAl_2Si_2O_8 + 3KAlSi_3O_8 + CO_2 \rightarrow 3K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + CaCO_3 + 6SiO_2 + H_2O$ Каолинит 516 Анортит 278 Ортоклаз 834 44 Мусковит 1194 Кальцит 100 360 18	-3,3	+25	[7]
$6KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 2(Mg,Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 \rightarrow 6KAlSi_3O_8 + 3(Mg,Fe)_4[Al_4Si_2O_{10}](OH)_8 + 2SiO_2 + 2H_2O$ Мусковит 2388 Талькохлорит 1296 К-шпат 1668 Корундофилит 1860 Кварц 120 36	+2,2	?	[8]
$3Mg_2SiO_4 + SiO_2 + 4H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ Форстерит 420 60 72 Серпентин 552	+ 41	+38	[9]
$6(Mg,Fe)_2[SiO_4] + 6H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Fe_3O_4 + 2SiO_2 + 2H_2\uparrow$. Оливин 1032 108 Серпентин 552 464 120 4	+34	?	[10]
$Fe_2SiO_4 + 3SiO_2 + 6MgCl_2\cdot H_2O + 2H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2FeCl_2 + 8HCl$ Фаялит 204 180 672 36 Серпентин 552 252 288	+82	?	[11]
$3Fe_2[SiO_4] + 2H_2O \rightarrow 2Fe_3O_4 + 3SiO_2 + 2H_2\uparrow$ Фаялит 612 36 232 180 4	-18	?	[12]
$6(Mg,Fe)_2[Si_2O_6] + 6H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Fe_3O_4 + 8SiO_2 + 2H_2\uparrow$. Гиперстен 1392 108 Серпентин 552 464 480 4	+23	?	[13]
$3Mg_2Si_2O_6 + 4H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2SiO_2$ Энстатит 600 72 Серпентин 552 120	+ 40	+27	[14]
$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + CaCO_3 + 2SiO_2 \rightarrow KAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8 + H_2O + CO_2$ (Дир,., т.4, 1966, с. 99) Мусковит 398 Кальцит 100 Кварц 120 К-шпат 278 Анортит 278 18 44	-6,4	-27	[15]

Продолжение табл. 6

$2KAlSi_3O_8$ + $(Mg,Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 \rightarrow 2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 4SiO_2 + 2H_2O$ К-шпат 556 Талькохлорит 648 Биотит 928 Кварц 240 36	-8,5	?	[16]
$4K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 4CaAl_2Si_2O_8 + 8H_2O + 4CO_2 \rightarrow 2(Mg,Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 4K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + 4CaCO_3$ Биотит 1856 Анортит 1112 144 + 176 Талькохлорит 1296 Мусковит 1592 400	+9,5	?	[17]
$2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 2CaAl_2Si_2O_8 + 2CO_2 + 4H_2O \rightarrow 2K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + (Mg,Fe)_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2CaCO_3$ Биотит 928 Анортит 556 88 72 Мусковит 796 Талькохлорит 648 Кальцит 200	+12,9	?	[18]
$KAiSi_3O_8 + 3CaMg(CO_3)_2 + H_2O \rightarrow KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 3CaCO_3 + 3CO_2$ (Дир и др., т.3, 1966,с. .65) К-шпат 278 Доломит 552 18 Флогопит 416 300 132	-13	±0	[19]
$4K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 9CaAl_2Si_2O_8 + 11CO_2 + 3H_2O \rightarrow 4Ca_2(Fe,Al)Al_2[O\|OH\|SiO_4/Si_2O_7] + 4K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 +$ Биотит 1856 Анортит 2502 484 54 Эпидот 1874 Мусковит 1592 $+ 11(Ca_{0,09},Mg_{0,55},Fe_{0,36})CO_3 + 6SiO_2 + H_2\uparrow$ Анкерит 1068 360 2	+4,6	?	[20]
$4K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 8CaAl_2Si_2O_8 + 2NaFlSi_3O_8 + 4H_2O + 2CO_2 \rightarrow 2Ca_2(Al,Fe)Al_2[O/OH/Si_2O_7] + 4K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 +$ Биотит 1856 Анортит 2224 Альбит 524 72 88 Эпидот 938 Мусковит 1592 $+ 2NaCa_2(Mg,Fe)_4(Al,Fe)[(OH)_2/Al_2Si_6O_{22}] + 4SiO_2 + 2MgCO_3 + H_2\uparrow$ Гастингсит 1824 240 168 2	-7,7	?	[21]
$FeTiO_3$ + $CaAl_2Si_2O_8$ + $KAlSi_3O_8$ + CO_2 + $H_2O \rightarrow KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + CaFe(CO_3)_2 + TiO_2 + 2SiO_2$ Ильменит 152 Анортит 278 Ортоклаз 278 88 18 Мусковит 398 Анкерит 216 Рутил 80 120	+15,5	-96	[22]
$CaAl_2Si_2O_8$ + $K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 4CO_2 \rightarrow K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + CaCO_3 + 3(Mg,Fe)CO_3 + 2SiO_2$ Анортит 278 Биотит 464 176 Мусковит 398 Кальцит 100 Сидероплезит 300 120	+20	-148	[23]
$2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + (Mg,Fe)_5[Al_2Si_3O_{10}](OH)_8 + 11CO_2 \rightarrow K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + KAlSi_3O_8 + 11(Mg,Fe)CO_3 + 3SiO_2 + 5H_2O$ Биотит 928 Пеннин 634 484 Мусковит 398 К-шпат 278 1100 180 90	+23,7	?	[24]
$2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 3CaAl_2Si_2O_8 + 6CO_2 \rightarrow 2K[Al_3Si_3O_{10}](OH)_2 + Fe_3Al_2Si_3O_{12} + 3MgCa(CO_3)_2 + SiO_2$ Биотит 928 Анортит 834 264 Мусковит 796 Альмандин 498 Доломит 552 180	+7,9	?	[25]
$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ + $K(Fe,Mg)_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$ + $3SiO_2 \rightarrow 2KAlSi_3O_8 + (Fe,Mg)_3Al_2Si_3O_{12} + 2H_2O$ Мусковит 398 Биотит 464 180 К-шпат 556 Альмандин 450 36	-12,6	?	[26]

Примечание. Во вторых строках первой колонки – стехиометрия реакций в эквивалентах массы. Во второй колонке – прирост (+) или уменьшение (-) объема твердых фаз продуктов реакции по отношению к их объему в исходном материале. Средние значения объемного веса минералов взяты по (Дир и др., 1965, 1966). В третьей колонке – тепловой эффект реакции (ккал), рассчитанный по теплоте образования минералов и соединений; ? – нет данных по некоторым минералам. В четвертой колонке – номер реакции (для ссылок).

появления 288 кг кислоты при переработке всего лишь 204 кг фаялита. И основной вклад в подобный результат вносит морская вода (хлора в ней около 2%).

Приведенные сведения о теплоэнергетике процессов изменения вулканической пирокластики важны для понимания циклического взаимодействия процессов пропилитизации и диагенеза (рис. 2), обогащавших тяжелыми металлами и сульфидной серой неконсолидированные протоосадки терригенно-вулканогенных черносланцевых толщ. В зоне, где циркуляция воды уже затруднена, охлаждающее ее воздействие на осадки ограничено, термоаномалия может возникнуть в результате генерации тепла при взаимодействии пирокластики с водой. Генерацию тепла показывают реакции метаморфогенно-метасоматических преобразований пород (см. табл. 6). Для понимания сути схемы не обязателен подогрев системы «извне», хотя он, несомненно, способствует интенсификации процессов – система, в принципе, саморазогревающаяся. Такому обобщению способствовали результаты изучения геотермального бассейна Уайракей вулканической зоны Таупо в Новой Зеландии Дж.Эллисом (1965) и упомянутые особенности Паужетской и Узон-Гейзерной геотермальных систем. Косвенно генерацию тепла при метапреобразованиях осадочных пород подтверждают измерения температуры в глубоких скважинах, пробуренных на платформах. «Судя по геотермическим измерениям в глубоких и сверхглубоких скважинах, значения температуры в осадочном чехле мощностью 8-10 км могут достигать 200-300°С и выше, а в гранитно-метаморфическом слое на той же глубине 100-150°С» (Моисеенко и др., 1986, с. 105). Такие флуктуации температуры на одной и той же глубине связываются «…с неравномерным распределением источников радиогенного тепла и наличием теплоизолирующих горизонтов осадочных толщ», хотя работы по генерации тепла процессами гидратации были опубликованы десятилетием раньше.

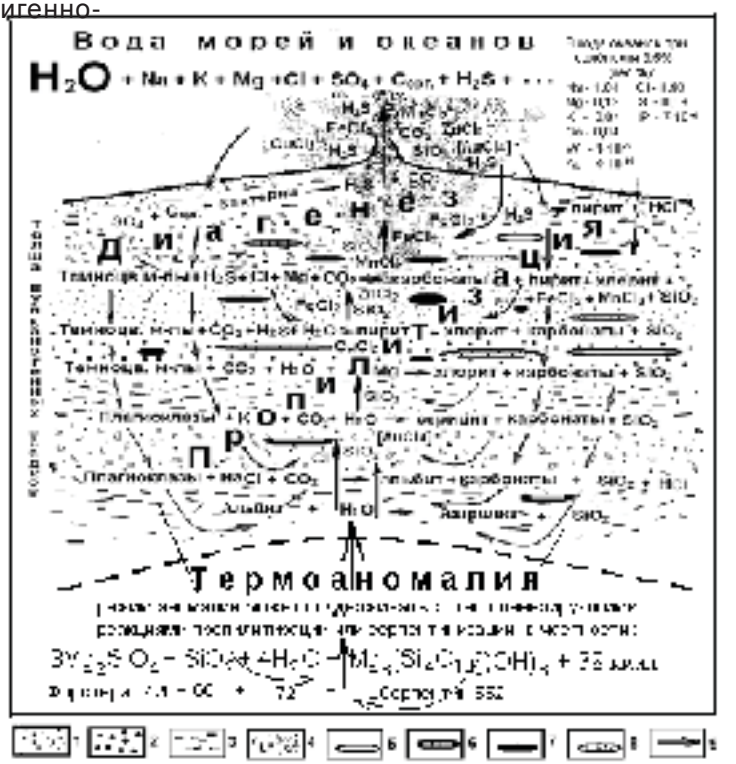


Рис. 2. Принципиальная схема взаимодействия процессов пропилитизации и диагенеза в формировании металлоносных осадков и минерально-геохимической специализации пород терригенно-вулканогенных морских толщ, обогащенных биоорганическим углеродистым веществом. Переслаивание слабо консолидированных пирокластических и терригенных осадков разной гранулометрии: *1* – алевритов, *2* – песков, *3* – пелитов, *4* – гравелитов; макроконкреции и конкреционные слойки: *5* – карбонатов, *6* – кремнистого вещества, *7* – пирита. *8* – слойки и линзы тонкообломочных осадков (пород), обогащенные микроконкрециями (глобулями) пирита. 9 – инфильтрационные потоки холодной и подогретой воды с растворенными в ней компонентами.

Для конвективных систем массопереноса изменения гидростатического давления в толще неконсолидированных осадков в зависимости от их мощности не менее зна-

чимы, чем градиенты температуры. С ростом давления повышаются растворимость большинства минеральных веществ и интенсивность (скорость) анионно-катионного взаимодействия твердых фаз осадка с морской водой. В результате, в нижних ярусах геотермальных систем пропилитизации морская вода, омывающая осадок, насыщается растворимыми хлоридами тяжелых металлов. С выносом их в верхние горизонты осадков тепловой конвекцией водных растворов растворимость этих соединений падает, а в зоне активного развития сульфатредуцирующей биоты тяжелые металлы в соединении с серой вновь переводятся в твердую фазу. Подобное же значение давление имеет при метаморфизме осадочных пород.

Хлоридно-натриевая специфика воды, изливающейся на поверхность в геотермальных системах, дает основание в отраженном на схеме (см. рис. 2) партнерстве процессов пропилитизации и диагенеза отдать хлору первенство в экстракции и миграции многих металлов. Сколь существенной может быть роль хлора в процессах пропилитизации, можно судить по альбитизации основных плагиоклазов (см. реакцию 4 в табл. 6). В кальдере Узон для всех фаций измененных пород типичны глинистые минералы, цеолиты, опал, кварц, реальгар, пирит и сера, часто присутствуют алунит и гипс. Обобщить смысл рисунка можно таким образом. Пропилитизация переводит в подвижную форму ряд металлов и кремнекислоту, диагенез, видоизменяя минеральную форму, переводит их снова в осадок. Следует лишь учитывать предельно упрощенное отображение сути метаморфогенно-метасоматических преобразований приведенными в таблице реакциями. Конечно же, основное количество переведенного в раствор кальция тут же вновь будет переведено в твердую фазу углекислотой с образованием карбонатов. Об этом свидетельствует наличие наряду с глобулями пирита микроконкреций карбонатов Ca, Mg, Fe, Mn в сланцах пестробесапанской толщи Даугызтауского рудного поля (см. рис. 39 в главе IV). Взаимосрастания глобулей пирита и микроконкреций карбонатов распространены в рудовмещающих породах месторождения Сухой Лог (Вуд и др., 2006; Гаврилов и др., 2008). Содержание SO_4^{2-} в морской воде 0,27%; при наличии органики сера этого комплекса полностью восстанавливается в верхних слоях осадка. Это, по-видимому, объясняет отсутствие гипса в породах древних черносланцевых толщ. Основное значение в электролитической нейтрализации комплекса SO_4^{2-} в морской воде принадлежит магнию, который связывается хлоритом, присутствующим во всех типах пород черносланцевых толщ.

Литературные сведения о накоплении сульфидов в торфяниках паралических и вершинных болот (Кизильштейн, 1975), в четвертичных и современных илах Черного и других морей (Волков и др., 1960, 1968), высокая продуктивность седиментогенного сульфидонакопления в туфогенных толщах «раннего докембрия Балтийского щита» (Рыбаков, 1987) в сопоставлении с реально наблюдающимися особенностями распределения микро- и макроконкреций пирита в протерозой-палеозойских черносланцевых толщах Средней Азии (Проценко, 1981, 1991, 2008, 2010; Панкратьев и др., 1981), Казахстана (Марченко, 2007), Урала (Заварицкий, 1943; Иванов и др., 1970; Арифулов и др., 2006), Сибири (Вуд и др., 2006; Large at al, 2007; Гаврилов и др., 2008) и Северной Америки (Klein at al) подтверждают ведущую роль морской воды в седиментогенном обогащении сульфидной серой, золотом и другими металлами отдельных слоев и пачек углеродсодержащих осадочных пород на огромных территориях (Проценко, 2010, с. 71). В этом убеждает наличие месторождений золота в сульфидоносных осадках многих площадей Срединно-Атлантического хребта. Это не противоречит сделанному А.П.Виноградовым (1967, с. 163) обобщению о связи повышенных содержаний золота «в донных отложениях морей и океана вдоль восточного побережья Евразии… с дренированием реками областей золотоносных районов, в частности, Дальнего Востока и Восточной Сибири». Не ставя под сомнение прозвучавшее в цитате утверждение, лишь подчеркнем особое значение растворенных в морской воде форм золота в обогащении им сульфидоносных пород

черносланцевых толщ, морское происхождение которых не вызывает сомнений. Поступление терригенного материала на эти территории явно ничтожно. В сносимом в бассейн седиментации терригенном материале золото присутствует не только в виде крупиц металла. Значительная часть его «вымывается» из зрелых кор выветривания и зон окисления рудных месторождений на континентах в виде коллоидов, взаимодействие которых с хлором морской воды переводит металл в растворимые устойчивые комплексы. Преимущественно хемогенную садку золота в протоосадки зеленокаменных поясов подчеркивает М.М.Константинов в резюме к статье (Hutchinson и др., 1988): «Существует большое сходство между архейскими золоторудными месторождениями зеленокаменных поясов и рудами Витватерсранда… Возраст обоих групп месторождений 2,8-2,5 млрд. лет. Субпластовые залежи пирита присутствуют в виде стяжений в Витватерсранде и эксгалятов в вулканитах… Обогащение золотом ряда стратиграфических уровней позволяет предполагать, что химическое отложение преобладало над обломочным… Вулканические породы вместе с подстилающими архейскими зеленокаменными толщами и гранитами опускаются под воздействием тектоники и взаимодействуют с проникающими морскими водами. Возникают гидротермальные системы, сходные с современными, и происходит выщелачивание кремнезёма, железа и золота».

«Высокая диэлектрическая постоянная объясняет феноменальную способность воды растворять в себе буквально все вещества, существующие в природе. Самый распространенный «раствор» на поверхности Земли – морская вода. В каждой ее капле, по крайней мере, 70 химических элементов таблицы Менделеева, в том числе и самых редких» (Фрадкин, 1983, с. 58). Много ли воды на Земле? На это вопрос Б.З.Фрадкин (1976, с. 12) отвечает: «Объем воды, находящейся в океанах, составляет 1370 млн. км^3». При среднем содержании (растворенного) 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 т. В каждом кубометре воды золота должно быть около 0,004 мг. Это очень мало для чувственного восприятия, но очень много для обстановок сероводородного заражения бассейнов седиментации с приростом мощности осадков 2-3 мм в 1000 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 растворенного золота. Возможное количество золота, переведенного 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 мг. Максимальная масса осадка при плотнейшей упаковке твердых фаз (что вполне возможно при их цементации диагенетическими сульфидами, карбонатами и кремнеземом) – $1 \cdot 0{,}003 \cdot 2{,}7$ = 0,0081 т. Содержание золота в осадке составит 0,4:0,0081 = 49,4 г/т. Цифра вполне сопоставимая с содержанием золота в «современных» осадках некоторых площадей срединноокеанических хребтов (Андреев и др., 2008). Цифру можно умножить на два ежедневных прилива и отлива, не считая других течений, и на 365 дней в году. При всей кажущейся наивности подобные расчеты подтверждают, что океаническая вода – главный источник благородного металла для возникновения повышенной седиментогенной золотоносности пород черносланцевых толщ.

Неограниченному обогащению их золотом препятствуют весьма невысокое содержание золота в морской воде и вулканокластике, снижение продуктивности сульфатредуцирующих бактерий при активной аэрации зоны седиментогенеза, повышение растворяющей активности хлора и устойчивости его комплексных соединений с золотом в результате связывания натрия цеолитами и альбитом, магния карбонатами, хлоритом, серпентином. 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 еще раз

заметить, что ряд химических элементов донных отложений обменивается с придонной водой, и таким образом они участвуют в длительном круговороте». При снижении скорости осадконакопления полученная в вышеприведенном расчете цифра пропорционально возрастет, что, по-видимому, и отражено в многочисленных сообщениях о росте содержания золота в породах черносланцевых толщ по мере уменьшения размерности частиц кластогенного материала. Появляется все больше сообщений о килограммовых концентрациях золота в седиментогенных конкреционных образованиях пирита в породах древних черносланцевых толщ (Large at al, 2007; Ким, 2010). Рудные концентрации золота выявлены в илах некоторых площадей срединно-океанических хребтов и подводных вулканических построек, где пирит часто присутствует в виде конкреций, глобулей, рассеянной вкрапленности (Андреев, 2008, с. 90). Аналогичные сведения можно найти в литературе по колчеданным месторождениям в зеленокаменных толщах Урала (Иванов и др., 1970; Арифулов и др., 2006).

Заслуживают внимания сведения о количественных соотношениях терригенного и вулканогенного материала в составе древнейших осадочно-метаморфических толщ раннеархейских массивов. Вулканиты составляют 85-95% разреза верхнеархейской конско-верховцевской серии на Украинском щите, терригенные осадки – 5-15% ее объема. Мощность серии в отдельных структурах от 4,5 до 8,2 км, возраст вулканизма, по данным Е.В.Бибиковой и Н.П.Щербака, не менее 3,25 млрд. лет. В разрезе гимольской серии Балтийского щита на долю терригенных пород приходится не более 25-30%. Сходная картина устанавливается для михайловской серии КМА (Шуркин и др., 1984). Можно не сомневаться, что вулканогенные осадочные породы объемно преобладают над терригенными во всех зонах шельфа и континентального склона с активной вулканической деятельностью. Это тем более так, если учесть, что основная масса терригенного материала представлена продуктами дезинтеграции вулканитов континента и островов. В осевой зоне Восточно-Тихоокеанского поднятия осадки состоят из четвертичных биогенных (фораминиферовых, кокколитовых и диатомовых) глин с большим количеством обломков вулканического стекла (Грачёв, 1987, с. 30). Эта общая тенденция седиментогенеза особое значение имеет при восстановлении петрологической природы кластогенного материала пород флишевых черносланцевых толщ. «Доказательства» высокой значимости пирокластического материала в седиментогенном обогащении морских вулканогенно-осадочных толщ металлами, образующими сульфиды, можно завершить не потерявшими значимости краткими положениями из работы К.В.Краускопфа (1970, с. 23, 24). «Как хорошо известно, содержание рассеянных элементов в вулканогенном материале, часто входящем в состав осадочных толщ, превышает содержание этих же металлов в интрузивных породах… Вопрос о том, является ли мантия возможным источником рудных компонентов или нет, еще далек от своего решения. Недифференцированный базальт внедрялся в земную кору в течение всей геологической истории Земли. Это установлено достаточно твердо. И в то же время сколь-нибудь основательных доводов за или против возможности миграции отдельных металлов из мантии пока еще никто не приводил». Это обобщающее положение об обогащенности пирокластических осадочных пород металлами вторит замечанию Е.Ф.Малеева (1964) о подобных особенностях металлоносности вулканитов Карпат. Справедливость обобщения подтверждают содержания молибдена и ванадия в породах вулканогенной толщи ауминзинской (бывшей) свиты Коспактауского рудного поля в горах Ауминзатау (см. рис. 33 в главе III), существенно превышающие их концентрации в гранитоидах этого же региона.

Единообразие форм седиментогенного накопления пирита (микро- и макроконкреции, конкреционные линзы и слои) и других сульфидов в морских осадочных породах разных регионов, удаленных друг от друга глобально в пространстве и эпохально в геологическом времени, достойно особо пристального внимания, так как свидетельствует о малых изменениях в условиях океанского седиментогенеза от позднего

протерозоя до наших дней. Поэтому в вышеприведенном расчете возможного содержания золота в обогащенных биоорганическим углеродистым веществом и диагенетическими сульфидами осадках использованы сведения о содержании золота в воде современного океана (Виноградов, 1967, с. 193). Одним из главных условий седиментогенного образования сульфидов (важнейшие концентраторы золота) является формирование своеобразных анаэробных застойных обстановок накопления и диагенеза осадочного материала с повышенными количествами биоорганики. Это плохо аэрируемые углубления в морском дне или водоемы с ослабленными связями с открытым морем. Образование подобных структур может быть обусловлено тектоникой эвгеосинклиналей и литосферных плит, тектоникой расширяющейся и сжимающейся Земли.

О малом изменении условий седиментогенеза на протяжении последних 2000 млн. лет пишет и В.С.Домарев: «…Нет оснований утверждать, что Удоканское месторождение, возраст которого определяется величиною более 2000 млн. лет, является самым первым в истории Земли и что до этого медистые песчаники не возникали… В медистых толщах от третичного до раннепротерозойского возраста оруденение приурочено к породам одних и тех же фаций и близкого литологического состава. Состав и условия концентрации рудных минералов, морфология рудных залежей, их число и размеры не обнаруживают какого-либо направленного изменения в зависимости от времени образования. Условия осаждения меди и других металлов, по-видимому, не претерпели существенных изменений на продолжении рассматриваемого интервала времени. Наличие красноцветных или первично красноцветных слоев в медистых толщах всех возрастов, включая Удокан, позволяет считать, что нередко высказываемые соображения о развитии кислородной атмосферы лишь на границе протерозоя и кембрия требуют корректив, и представления о существовании кислородной атмосферы уже в архее… больше согласуются с приведенными данными. Об этом же может свидетельствовать и постоянная связь медной и вообще сульфидной минерализации в осадочных породах с присутствием материала биогенного происхождения» (Домарев, 1972, с. 154). Невозможно оспорить один из важнейших выводов А.П.Виноградова (1967, с. 196): «Все в океане эволюционировало – характер дна, берегов, количество воды, солевой состав, взаимосвязь с континентом, атмосферой, с живым веществом». Поэтому, говоря о постоянстве условий океанического седиментогенеза, следует помнить об относительности этого постоянства. И все же главные различия подразделений позднепротерозойско-раннепалеозойского ауминза-бесапанского структурно-формационного комплекса в Центральных Кызылкумах определены не изменениями содержания кислорода в атмосфере, а соотношениями эффузивных и пирокластических производных магм основного, среднего и кислого состава с терригенным материалом. Повышенная золотоносность характерна пестробесапанской толще метаалевролитов, метапесчаников и сланцев с доминирующей ролью андезитовой и дацитовой пирокластики, хотя протоосадки всех толщ комплекса образованы в морских бассейнах с повышенной биопродуктивностью при неравномерном развитии сульфатредуцирующих микроорганизмов. Можно, по-видимому, утверждать, что концентрации свободного кислорода в гидросфере остаются относительно постоянными, близкими к насыщающей растворимости на протяжении последних 2,5 млрд. лет. У автора нет сомнения в том, что жизнь, зародившись в океане, дополнительно насыщала кислородом в первую очередь его воду. В атмосферу кислород массово переходил только после насыщения воды. Возможности окисления железа в глубинах земной коры кислородом воды будут показаны ниже на примере серпентинизации дунитов и перидотитов.

Относительное постоянство условий континентального седиментогенеза от протерозоя до палеогена можно проиллюстрировать на примере формирования титан-циркониевых россыпей. На Северном и Южном Урале «особое место среди рудопро-

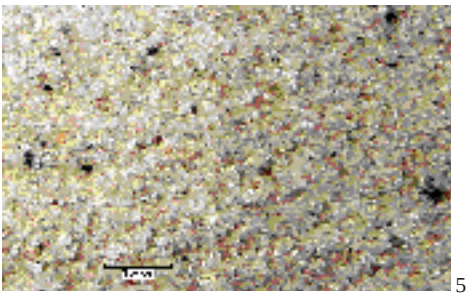
явлений редких металлов занимают метаморфизованные прибрежно-морские рутил-цирконовые россыпи среди отложений зильмердакской, уйташской и ослянской свит верхнего рифея, а также конгломераты рифея и нижнего палеозоя. Первые представлены кварцито-песчаниками с тонкими прослоями и линзами, обогащенными ильменитом, рутилом, цирконом и гематитом… Максимальные содержания циркона в них 83 кг/т, ильменита – 250 кг/т… Рудные минералы тонкозернистые. На Южном Урале циркон-рутиловая минерализация в песчаниках зильмердакской свиты… концентрируется в тонких прослойках (доли мм – несколько мм) и изредка в слоях мощностью 0,2-0,6 м… Подавляющая часть зерен циркона и рутила имеет размеры меньше 0,074 мм» (Золоев и др., 2004, с. 46-48). «Цирконовые россыпи Вишневых гор исторически стали первыми промышленными месторождениями этого минерала в бывшем Союзе… В цирконсодержащих отложениях постоянно встречается золото (5-100 мг/м^3, в среднем около 50 мг/м^3). Золото окатано, имеет пластинчатую форму; размер зерен до 1 мм» (Там же, с. 121-122). Вполне аналогичны особенности распределения ильменита, рутила, циркона в потенциально промышленных россыпях в тонкослоистой толще совершенно несцементированных мелкозернистых алевритистых кварцевых песков куртамышской свиты позднего палеогена (рис. 3) на тер-

1

2

3

4



5

Рис. 3. Особенности напластования алевритистых песков в позднепалеогеновой куртамышской свите ХМАО – Югры и распределения слойков, обогащенных ильменитом (темно-серые на фото 2, 3, 4). На фото 5 показана структура слоя кварцевого песка с относительно равномерным распределением крупных зерен ильменита (черные) в мелкозернистом песке, но основная масса минерала в россыпи представлена зернами с поперечником менее 0,1 мм.

ритории Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО) – Югры в западной части Западно-Сибирской низменности. Одинаковые условия высвобождения, переноса и длительной обработки зерен минералов титана и циркония в волноприбойной зоне морского бассейна привели к гранулометрической сортировке обломочного материала в зависимости от объемного веса, близости их форм (рис. 4) и установлению прямой корреляции содержаний ильменита, рутила и циркона в песках куртамышской свиты (рис. 5).

Окислительный режим осадконакопления в мелководных интенсивно аэрируемых морских бассейнах для накопления сульфидов неблагоприятен. Примером бессульфидных малоглинистых алеврито-песчаных осадков, накопленных в подобных бассейнах, является куртамышская свита позднего палеогена в юго-западной части Западно-Сибирской низменности. В концентратах из титан-циркониевой россыпи в

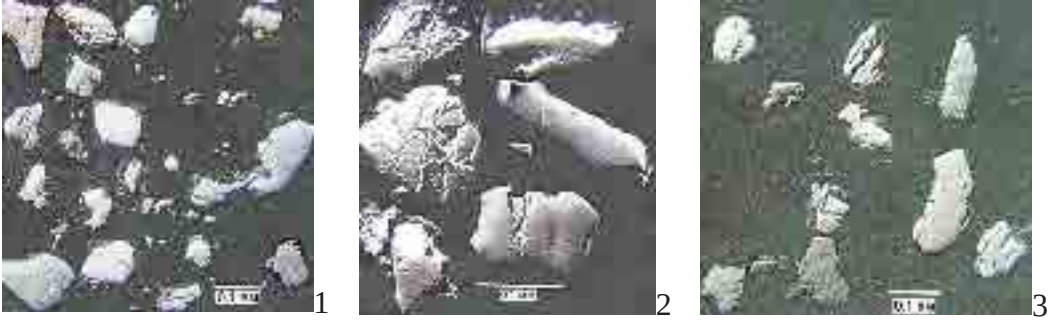


Рис. 4. Морфология зерен рудных минералов в россыпях Умытьинской площади ХМАО – Югры: *1* – ильменит; *2* – рутил; *3* – циркон.

этой свите обнаружены весьма характерные клубневидно-комковатые зерна высо-

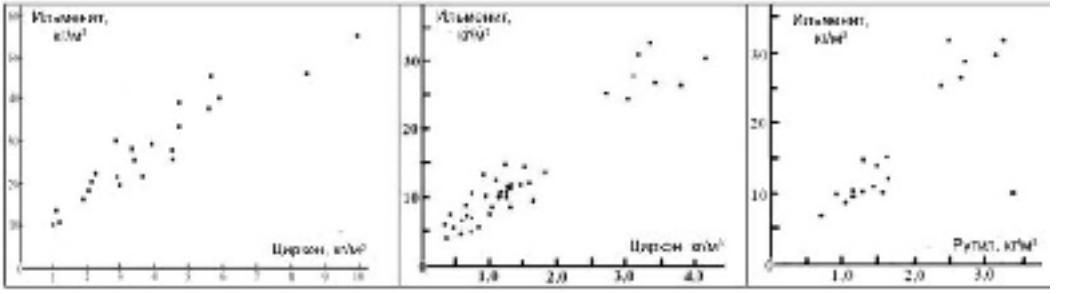


Рис. 5. Соотношения содержаний ильменита, циркона и рутила в кварцевых песках куртамышской свиты ХМАО – Югры.

копробного самородного золота без признаков их окатывания (рис. 6, фото 1-3), соразмерные с зернами (0,0n – 0,25 мм) главных рудных минералов. Это дает повод сомневаться в терригенном происхождении золота: оно в 5-6 раз тяжелее кварца и полевых шпатов, составляющих объемную основу песков, в 3-4 раза тяжелее ильменита, рутила, анатаза, сфена и циркона. Бугристо-ямчатая поверхность выявленных С.В.Яблоковой (ЦНИГРИ) зерен самородного золота (рис. 6, фото 2-6) и их ячеисто-мелкоблоковое внутреннее строение (рис. 6, фото 1, 7-10) свидетельствуют об отсутствии их шлифовки в береговой зоне мелководного моря. Морфоструктурное подобие зерен (рис. 6) комковатым и глобулярным микро- и макроконкрециям пирита, карбонатов и фосфатов в породах древних черносланцевых толщ и палеогеновых горючих сланцах Центральных Кызылкумов позволяет говорить об аутигенном конкреционном их происхождении. Этому вполне соответствует высокая проба самородного золота. Серебро переходит в осадок автономно от золота в прибрежной зоне морского бассейна в связи с низкой растворимостью его хлорида.

Месторождения и проявления золота в домезозойских образованиях Урала, их выветривание и пенепленизация в преддевонское, предмеловое и более позднее время были основными факторами поступления в континентальные морские бассейны Восточного Зауралья терригенного материала. Золото мигрировало с терригенным материалом как в виде самостоятельных зерен, отставших в пути от легких минералов, так и в коллоидно-дисперсном состоянии. Об ограниченных возможностях дальнего переноса водными потоками относительно крупных зерен самородного золота свидетельствуют особенности строения россыпных месторождений в долинах рек, промывающих восточный склон Северного и Полярного Урала. «На ряде участков наблюдается расположение россыпей низких уровней и поймы в створе друг с другом и реликтами золотоносного аллювия террас среднего комплекса в направлении, поперечном к долине. Это является, вероятно, свидетельством того, что основ-

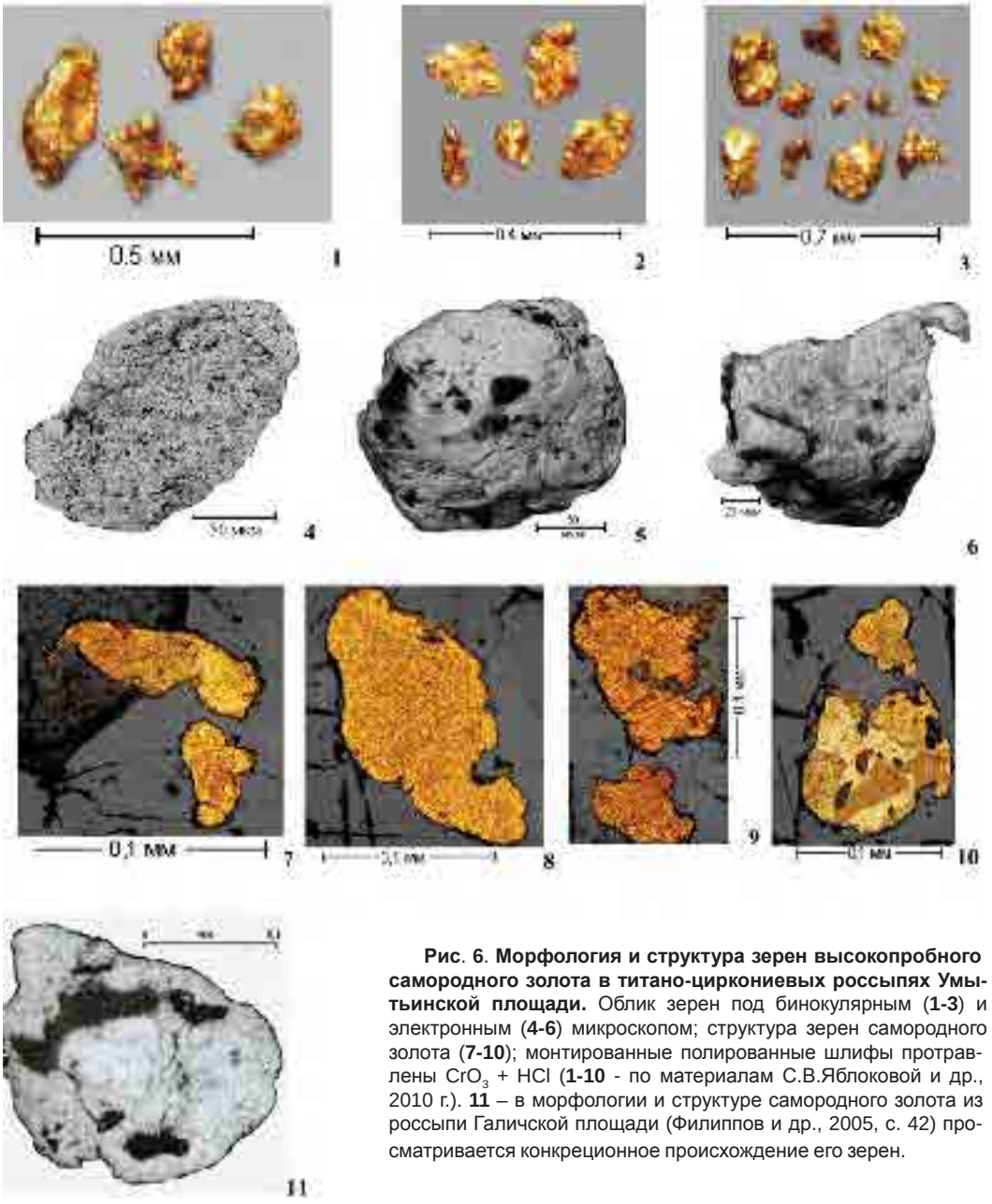


Рис. 6. Морфология и структура зерен высокопробного самородного золота в титано-циркониевых россыпях Умытьинской площади. Облик зерен под бинокулярным (**1-3**) и электронным (**4-6**) микроскопом; структура зерен самородного золота (**7-10**); монтированные полированные шлифы протравлены CrO_3 + HCl (**1-10** - по материалам С.В.Яблоковой и др., 2010 г.). **11** – в морфологии и структуре самородного золота из россыпи Галичской площади (Филиппов и др., 2005, с. 42) просматривается конкреционное происхождение его зерен.

ная масса золота (за исключением тонкого «плавучего») в ходе последовательного углубления долины и переработки отложенных здесь ранее осадков претерпела главным образом вертикальное перемещение без значительного горизонтального переноса» (Генералов и др., 1976_1, с. 103). Однако по поводу мелкого чешуйчатого золота эти же авторы пишут: «…В течение позднего кайнозоя из пределов горного обрамления, в т. ч. с Урала, на Западно-Сибирскую равнину вынесены значительные массы кластогенного мелкого и пылевидного золота, высвобожденного при размыве кор выветривания. Дальность его переноса составляет сотни километров» (Генералов и др., 1976_2, с. 110-111).

Обобщив пространственно-генетические соотношения россыпей золота и их коренных источников, В.Н.Сазонов с соавторами (2001, с. 570) пришли к заключению,

что «… месторождения колчеданного типа не являются россыпеобразующими из-за очень мелких (тысячные доли миллиметра) размеров золотин. Такое золото «плывет» в ковше. Эрозия колчеданных месторождений приводит к образованию около них «невидимых» шлейфов золота…». К этому утверждению можно лишь присоединиться, добавив, что и у многих месторождений золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и даже золото-кварцевой формаций в черносланцевых толщах Западного Узбекистана россыпных шлейфов не обнаружено (промышленной значимости, по крайней мере). До 80-85% валового золота в главных рудных телах Мурунтау представлено вкрапленностью его самостоятельных зерен не крупнее 0,1 мм в проявлениях метаморфогенно-метасоматического шеелит-золото-хлорит-карбонат-калишпат-кварцевого минерального комплекса, формировавшегося в условиях начальных субфаций амфиболитового метаперерождения пород рудовмещающей толщи. Другая часть золота рассредоточена в пирите и арсенопирите более ранних осадочно-диагенетического и метаморфогенно-метасоматического минеральных комплексов (хлорит-серицитовая субфация зеленых сланцев).

Относительное постоянство условий океанского седиментогенеза существует, несмотря на миграцию береговых линий самих океанов, морей и обнаженных частей континентов, объясняемую для последних 200 млн. лет, в частности, гипотезами спрединга океанической литосферной плиты (Diets, 1961; Morgan, 1968; Pishon, 1968). Своеобразно характеризует «возможности» новой глобальной тектоники Е.К.Мархинин (1985, с. 27, 28). «Разгадка образования всех… структур на границах континентов и океана дана теорией движения литосферных плит: все эти структуры представляют собой зоны субдукции – зоны поддвига «океанических» литосферных плит под «материковые»… Здесь расположено большинство известных действующих вулканов Земли. (*«На дне центральной части Тихого океана, как и в других океанах, расположены… многие тысячи древних вулканов… Действующих – около 500»; Виноградов, 1967, с. 22; примечание В.Ф.П.*)… Самые сильные взрывные извержения приурочиваются к этой зоне… Основным продуктом вулканических извержений является *андезитовый материал, состав которого очень близок к среднему составу континентальной земной коры* (курсив В.Ф.П.)… Девять десятых общей массы извергаемого материала приходится на пирокластические продукты, главным образом андезитовый вулканический пепел…». Видимо, именно поэтому андезитовая пирокластика постоянно упоминается в составе осадков всех, даже предельно удаленных от материков и вулканических островов, площадей дна океанов. Приведенные выше обобщения о характере вулканизма зон рифтогенеза важны тем, что в сочетании со стабильностью содержаний главных ионов в водах мирового океана (см. табл. 5) подтверждают относительное постоянство условий осадконакопления на дне морей и океанов, безусловно, в равновесии с составом атмосферы.

Принципиально важно, что многие (Na, Ca, Mg, Cl, SO_4 и др.) необходимые для пропилитизации и вулканогенно-гидротермально-осадочного рудообразования компоненты в воде океана находятся в подвижных ионно-растворенных формах, легко вступающих во взаимодействие с вулканогенным осадочным материалом и продуктами его гальмиролиза. Примером могут быть часто описывающиеся частные проявления пропилитизации вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава – альбитизация, цеолитизация, хлоритизация, карбонатизация, пиритизация. В фациальном анализе пропилитов практически не отмечается серпентинизация – явление, как теперь выяснилось, широко распространенное в эффузивных и пирокластических производных основных и ультраосновных магм, слагающих океаническую кору, в т. ч. и ее первый (осадочный) слой. Слабо обсуждаемым в геологической литературе феноменом этих изменений являются генерация тепла и приращение объема твердых фаз (см. табл. 6), несомненно, имеющих большое значение в развитии не только самих процессов минерально-химического преобразования, но и в тектони-

ческой перестройке литосферных плит. Привлекают внимание максимальные значения прироста объема твердых фаз и генерации тепла при альбитизации и серпентинизации основных и ультраосновных пород в результате их взаимодействия с (морской) водой, основу солености которой составляют Cl, Na, Mg, SO_4^{2-}, SiO_2 (см. табл. 5). А.П.Виноградов (1967, с. 184) так характеризует изменения морской воды в процессах диагенеза осадков на дне океана и окраинных морей. «Основным фактором, направляющим изменения этих вод, является количество захороненного с илами органического вещества… Иловые воды донных отложений океана… мало отличаются от нормальной морской воды. Основные изменения касаются щелочного резерва, который несколько уменьшается, что связано с большим содержанием гидроокисей MnO_2 и Fe_2O_3.. Совершенно иное дело – захороненные воды илов морей, богатых органическим веществом, где развиваются восстановительные процессы…, происходит частичное или полное восстановление… SO_4^{2-} до H_2S».

Материалы изучения керна скважин глубоководного бурения однозначно свидетельствуют о широком распространении цеолитов в осадочном слое коры пелагических зон океанов. В северной части Северо-Американской котловины Северо-Западной Атлантики «…в точке 9 обнаружена монотонная толща плейстоцен-позднемиоценовых илов и глин мощностью около 270 м. Ниже лежат… цеолитовые глины (270-678 м), под которыми в интервале 678-682 м в красных цеолитовых глинах встречена среднеэоценовая фауна. С глубины 764 до 831 м вскрыты сенон–кампанские цеолитовые глины, наноилы и мел… В южной глубоководной части Канарской котловины Северо-Восточной Атлантики цеолитовые алевролиты и глины вскрыты скв. 137 в интервалах 165-173 и 209-225 м; в призабойной части на глубине 397 м скважина вскрыла силл щелочного базальта… В южной части Бразильской котловины скважинами 515А и 515В вскрыты 180 м терригенных илов, 440-метровая пачка глин и илов с фораминиферами, 21-метровый горизонт известковистых цеолитовых алевролитов… Очень интересные разрезы были вскрыты на подводном Фолклендском плато. В точке 327 глауконитсодержащие пески, гравий и глины плейстоцена подстилаются… нижнеэоценовыми цеолитовыми глинами с глауконитом… На Мадагаскарском хребте скважиной 246 в интервале 135-194 м вскрыто переслаивание полевошпат-карбонатных ракушняковых песков с глауконитом, глауконито-ракушняковых косослоистых песков, ракушняково-цеолитовых туфопесков, содержащих прослои вулканических брекчий» (Рудич, 1983, с. 25, 67, 85, 91, 195). В двух первых примерах цеолитсодержащие осадки соседствуют с красными глинами. Присутствие филлипсита в осадках пелагических зон океана отмечено А.П.Виноградовым (1967, с. 162).

Еще большего внимания заслуживают данные по присутствию вулканогенных и вулканомиктовых образований в составе осадочного слоя, вскрытого глубоководным бурением в 510-ти точках Тихого, Атлантического и Индийского океанов и их окраинных морей (Рудич, 1983). Во многих из них наряду с глинами, песчано-известковистыми и песчаными осадками и осадочными породами, часто содержащими глауконит, вскрыты горизонты и толщи пузырчатых пиллоу-лав, плотных или выветрелых и брекчированных базальтов, наноилов с галькой и гравием базальтового состава, брекчии, сложенные обломками стекол основного состава. В целом, вулканогенные образования количественно сопоставимы с глинисто-гидрогенными и глинисто-биогенными осадками. Если учесть, что глины и глауконит являются продуктами био-гидрогенной переработки алюмосиликатного материала подводных и наземных извержений, то можно с уверенностью говорить о доминирующей роли вулканогенного материала в сложении осадочного слоя на дне океанов и окраинных морей. Значительную часть терригенного материала в прибрежных районах активизированных континентальных окраин представляют эффузивы и вулканокластика наземных извержений. «В основном, считается, что глаукониты образовались из различных исходных материалов при диагенезе в мелкой морской воде в условиях медленной седиментации… Пос-

кольку глауконіты содержат как трехвалентное, так и двухвалентное железо, можно предположить, что они образовались в умеренно-восстановительных условиях, которые могли возникнуть, по крайней мере, в некоторых случаях, при воздействии серобактерий на разлагающиеся организмы. Это предположение подтверждается частой ассоциацией глауконита с сульфидами железа или фораминиферами…» (Дир и др., 1966, т. 3, с. 53). В составе слабо метаморфизованных пород черносланцевых толщ глауконит почти не упоминается, и это, возможно, связано со слабыми его отличиями от хлоритов.

Образование цеолитов за счет плагиоклазов может быть описано достаточно простыми реакциями: $CaAl_2Si_2O_8 + SiO_2 + 3H_2O \rightarrow Ca[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 3H_2O$ (замещение анортитового компонента плагиоклазов сколецитом) и $2NaAlSi_3O_8 + 2H_2O \rightarrow Na_2[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 2H_2O + 3SiO_2$ (замещение альбита натролитом). Постоянным присутствием натрия в морской воде (и в воде горячих источников Узон-Гейзерной площади) обусловлено предпочтительное распространение натрийсодержащих цеолитов. Проблема кремнекислоты для этих реакций решается заимствованием ее из морской воды (Si в ней – 3 мг/л; Хорн, 1972, с. 123), или самими реакциями цеолитизации: одна из них поглощает SiO_2, другая выделяет в тройном размере. И это, может быть, не менее важный источник поступления кремнекислоты в морскую воду, чем растворение спикул отмерших губок, встречающихся в осадках на любых глубинах, или прямое выщелачивание кремнекислоты из алюмосиликатного матрикса осадков. Приведенные реакции цеолитизации помогают понять широкое совместное распространение цеолитов и кремнистых образований (силицитов) в толщах тонкообломочных вулканогенных пород (Набоко, 1963; Страхов, 1965; Дзоценидзе, 1969; работы многих других исследователей современных гидротермальных полей Камчатки и дальневосточных островов). «Главный процесс преобразования океанической коры – ее гидратация… В процессе гидратации базальтов возникает широкий спектр цеолитов кальциевого (ломонтит, гейландит) и натриевого (филлипсит, клиноптилолит) ряда…» (Далимов и др., 2005, с. 173). Альбит, цеолиты, опал и халцедон – главные новообразования пропилитизации вулканогенно-осадочных образований основной и ультраосновной магм. «Спилит… – палеотипная базальтовая порода из группы альбитизированных диабазов, образовавшаяся в результате подводных излияний… Альбитизация… очень характерна для процессов соссюритизации, пропилитизации, зеленокаменного перерождения, спилитизации и формирования зеленых сланцев» (Геологический словарь, 1978). Альбитизация пирокластических образований в султанувайсской свите привела к возникновению слоев и линз альбитофиров, чаще, чем другие породы, локализующих повышенные концентрации золота на Урусайском рудном поле (горы Султанувайс). Она является наиболее эффектным частным проявлением пропилитизации рудолокализующих игнимбритоподобных плагиоклазовых метаалевролитов и песчаников золоторудных месторождений Амантайтау (рис. 7) и Аджибугут в Центральных Кызылкумах. Широко проявлена альбитизация в зеленых сланцах восточного склона Полярного Урала (рис. 8).

В литературе по изменениям пород верхних ярусов океанической коры достаточно подробно обсуждается участие в них морской воды. «О возможности проникновения воды на большие глубины свидетельствуют и прямые наблюдения. Для Исландии указывается проникновение морской воды в кору до глубины 3 км (Bjornsson et al., 1972). По данным изотопно-кислородного анализа, морская вода участвовала в метаморфических процессах не только базальтов, но и габброидов. Даже процессы серпентинизации пород третьего слоя океанской коры происходят при участии океанской воды. В офиолитах массива Троодос (о. Кипр) морская вода взаимодействовала не только с базальтами, но и с нижележащими слоями габбро» (Лисицин и др., 1990, с. 166). «Для интерпретации вариации скоростей сейсмических волн в слое 2 большое значение имеет скв. 504B, пробуренная в 200 км южнее рифта Коста-Рика…

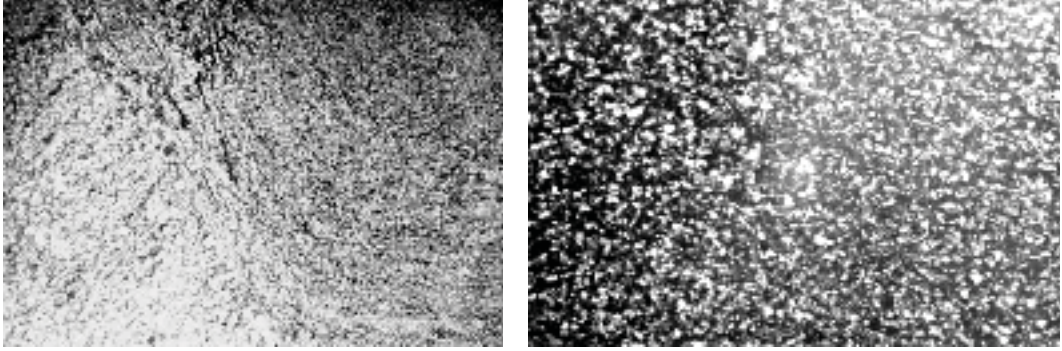


Рис. 7. Флюидально-тонкополосчатые текстуры альбитизированных лейкоксен-хлорит-плагиоклазовых метатуфоалевролитов (игнимбритов). Амантайтау, рассечка 8-3-18, 9,5 м. Прозр. шл. с одним (слева) и двумя (справа) николями, ×30.

Данные бурения впервые дали возможность увязать сейсмические характеристики с реальными изменениями физических свойств и состава пород верхней части океанической коры, типичной для флангов срединных хребтов… Необходимо обратить внимание на появление зоны низких скоростей ниже границы Мохо для древней океанической коры, что подтверждает справедливость гипотезы Г. Хесса о серпентинизации ультраосновных пород» (Грачев, 1987, с. 47, 48).

Выше уже приводился пример заметного распространения серпентинитов в первом (осадочном) слое океанической коры. При образовании 1 моля (504 г) серпентина за счет форстерита, морской воды и растворенной в ней кремнекислоты выделяется 38 ккал тепла (см. табл. 6). Это 68,8 калорий на каждый грамм серпентинита, это вероятность подъема температуры новообразований на 200-300°С. При серпентинизации пикритов (стекла) дунитового состава к этому количеству тепла прибавится неизрасходованная на кристаллизацию часть теплоты образования (теплота образования форстерита 519,2 ккал/моль, или 3708,6 кал/1 г). Такое количество тепла не только нагреет воду для поддержания реакции в цепном режиме, но и энергетически обеспечит ее длительное интенсивное обращение между зоной серпентинизации и водным бассейном. В конвективно-цикличном варианте она может привести к существенному разогреву реакционной зоны, но не выше 500°С, так как при этой температуре сам серпентин «разлагается на форстерит, тальк и пар» (Дир и др., 1966, т. 3, с. 213). К тому же реакция лимитирована количеством кремнекислоты, привносимой водой. «Среднее значение экзотермического эффекта реакций серпентинизации около 75 кал/г. Охват этим процессом толщи ультраосновных пород объемом 1 км^3 приведет к выделению тепла в количестве $2{,}3 \cdot 10^{17}$ кал. Р.Шулинг (Schuiling, 1964) считает, что этот процесс может служить причиной установленного увеличения теплового потока на срединно-океанических хребтах, в рифтовых ущельях которых глубоководным драгированием обнаружены серпентинизированные породы» (Зверев, 1971, с. 351).

Второй феномен серпентинизации перидотитов – часто упоминаемое в геологической литературе приращение объема твердых фаз – практически не используется для объяснения расслоения океанической коры и ее торошения на все более мелкие блоки. При полном замещении форстерита серпентином по приведенной в табл. 6 реакции объем твердой фазы должен возрасти на 40% по отношению к исходному. Здесь и далее расчеты эффектов реакций проведены для стандартных условий. Трещиноватость зерен оливина и пироксена (рис. 9, 10, 12) в слабо серпентинизированных пироксенитах и перидотитах восточного склона Полярного Урала это подтверждает. «Когда серпентиновые минералы образуются за счет 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.,

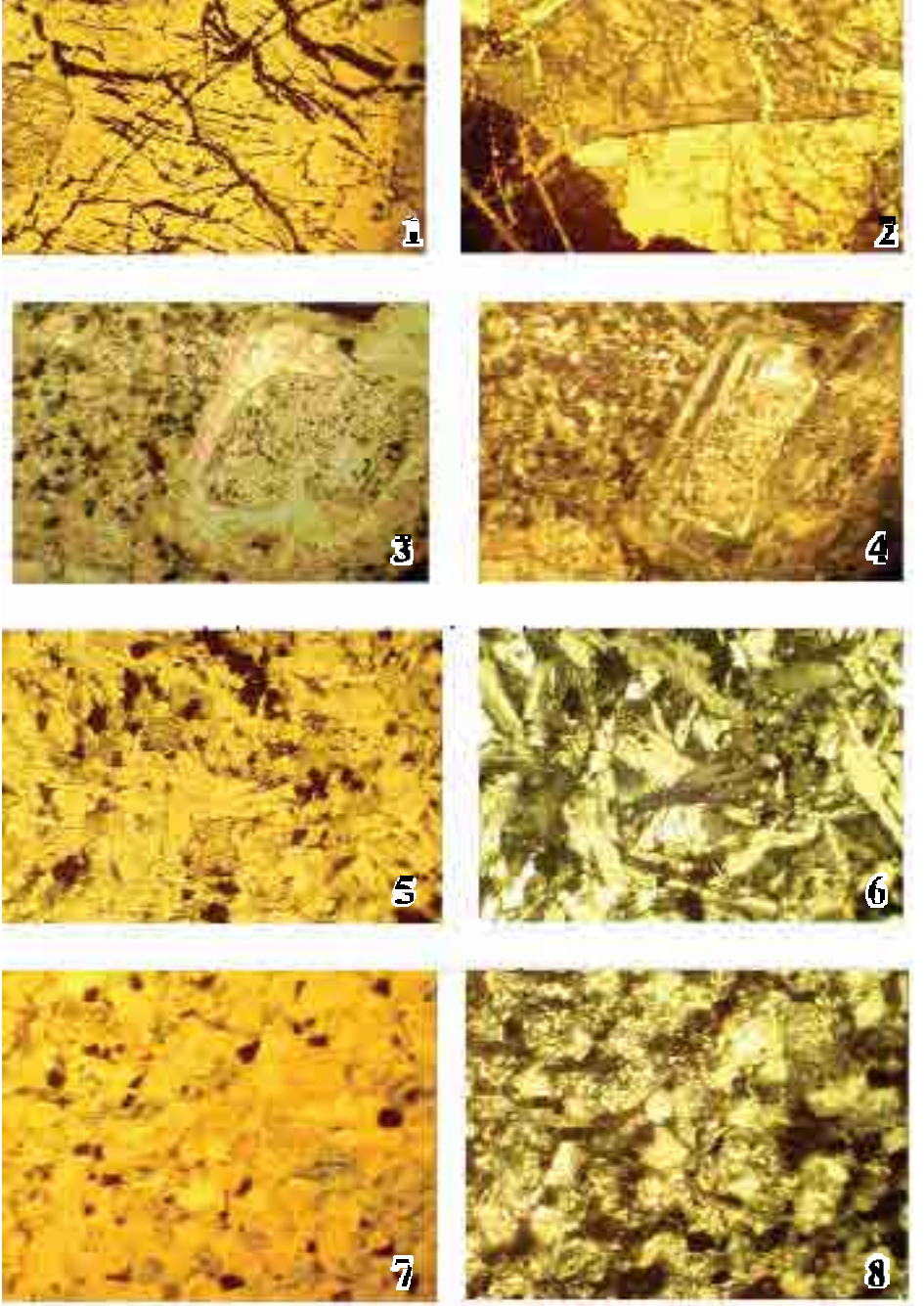


Рис. 8. Альбитизация пород основного состава на восточном склоне Полярного Урала сопровождается равномерно распределенными новообразованиями магнетита и лейкоксена. *1* – габбро-пироксенит: сеть прожилков магнетита в зерне альбитизированного плагиоклаза, прозр. шл. с одним николем, ×50; *2* – габбро-пироксенит: сеть прожилков кальцита, серицита и магнетита в простом двойнике пироксена, прозр. шл. с двумя николями, ×30; *3,4* – равномерное распределение магнетита и лейкоксена (черное на м-фото 3) в основной массе альбитизированного и хлоритизированного монцопорфирита, прозр. шл. с одним (фото 3) и двумя (фото 4) николями, ×50); *5,6* – распределение магнетита в интенсивно альбитизированном диабазе, прозр. шл. с одним (фото 5) и двумя (фото 6) николями, ×50); *7, 8* – интенсивно альбитизированный плагиоклазовый (андезитовый) туфопесчаник с равномерно распределенными зернами магнетита (черные на фото 7), прозр. шл. с одним (фото 7) и двумя (фото 8) николями, ×50).

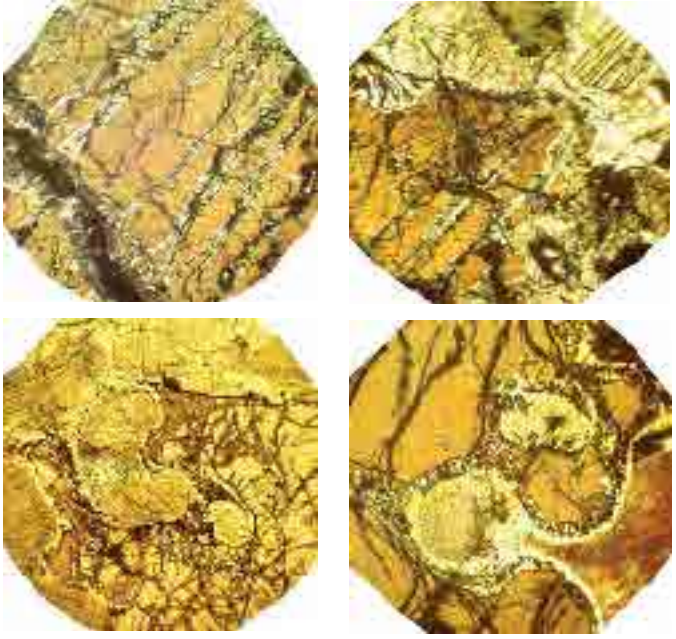
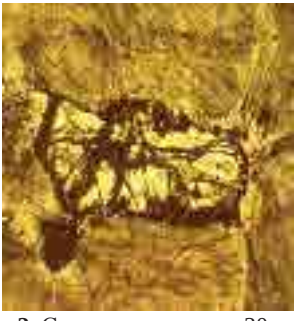


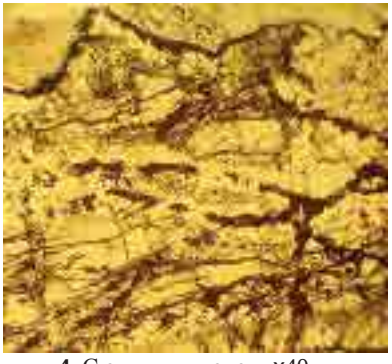
Рис. 9. **Характерные формы развития микротрещиноватости при серпентинизации и опацитизации** (черное – магнетит + гематит) оливина в перидотитах восточного склона Полярного Урала. Прозр. шл. с одним николем, ×50.

1. С одним николем, х50.



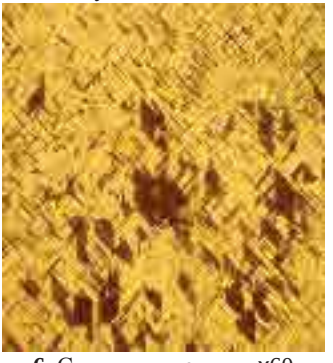
2. С одним николем, х30.

3. С двумя николями, х50.



4. С одним николем, х40.

5. С двумя николями, х30.



6. С двумя николями, х60.

Рис. 10. Каемчато-сетчатые новообразования опацитового магнетита (черное) в серпентинизированных перидотитах, пироксенитах и габбро восточного склона Полярного Урала. Скопления зерен (фото 1), алотриоморфные выделения оливина (в центре фото 2), псевдоморфоз хлорита и талька по форстериту (фото 3) окружены оторочками или иссечены микропрожилками опацитового магнетита. Опацитовым магнетитом с краев зерен или по трещинам спайности нередко замещаются пироксен (черное на фото 4 и 5) и уралитовая роговая обманка (черное на фото 6).

1966, т. 3, с. 205). На рис. 9, 10 и 12 это отражено с предельной ясностью. Заострим на этом внимание, так как опацитизация оливинов и пироксенов, как результат окисления присутствующего в них железа, не может осуществляться без кислорода. На километровые глубины в океаническую кору кислород может поступить только в виде воды. При серпентинизации оливина – $3(Mg,Fe)_2[SiO_4] + 3H_2O \rightarrow Mg_3[Si_2O_5](OH)_4 +$ $+ Fe_3O_4 + SiO_2 + H_2\uparrow$ – происходит, как показывает реакция, не только восстановление водорода, но и окисление силикатного железа. В серпентините месторождения Никел-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). Пересчет приведенных данных на металл указывает на «вынос» при серпентинизации 1,82% железа от массы перидотита. Нет причин сомневаться, что вынос осуществлен конвективными потоками морской воды, подогретой в зонах серпентинизации или цеолитизации, в виде хлоридов при вхождении нейтрализующих хлор магния и натрия в серпентиниты, хлориты или цеолиты. И это один из главных источников железа для формирования железо-марганцевых конкреций на обширных участках дна Океана, удаленных от континентов и островов. С хлоридным перераспределением железа в толщах андезитоидных пород К.Руис и его соавторы (1971, с. 182) связывают формирование железорудных месторождений мезозойского возраста на территории Чили. Весьма вероятно, что подобным же образом вещественно обеспечивалось формирование железисто-кремнистых осадков в мощных толщах осадочных пород с доминирующей ролью вулканокластического материала (Курская магнитная аномалия, Кривой Рог, Балтийский щит). Таков же, вероятно, механизм эксгаляционного поступление бария в «современные» осадки обширных территорий дна Тихого океана с повышенной плотностью баритового конкреционного оруденения (Виноградов, 1967; Богданов с соавторами, 1979). Крупные конкреции барита распространены в вулканогенно-осадочных толщах кумбулакской и тубабергенской свит западной части Северного Букантау (Рубанов и др., 1983). Однако слабые растворы соляной кислоты практически не растворяют железосодержащие алюмосиликаты. Экстракция ею железа осуществляется, очевидно, растворением его окислов (магнетит и гематит), присутствующих в породах повышенной основности в значительных количествах. Способствуют этому окислительно-гидратационные изменения оливинов, пироксенов, амфиболов, биотита с появлением минерально индивидуализированных окислов железа и титана. Сопровождается дополнительным окислением алюмосиликатного железа (с появлением водорода) и эпидотизация плагиоклазов, пироксенов, амфиболов, биотитов. В эпидоте железо трехвалентное (Дир и др., 1965, т. 1, с. 214). Эпидот – одно из главных минеральных новообразований в продуктах пропилитизации, зеленосланцевого метапреобразования алюмосиликатов магматических пород основного и среднего состава и гидратации контактовых скарнов (Проценко, 2008_1; см. реакции 20 и 21 в табл. 6), где нередко ассоциируется с гематитом и магнетитом. Окислительная термохимическая деструкция углеродистого вещества и сульфидов при взаимодействии с водой в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (температура 650±50°С) привела к резкому снижению их содержаний в рудолокализующих породах Мурунтау (Проценко, 2010).

Таким образом, предположение, что системы гипогенного минерагенеза для дополнительного окисления железа (силикатного) могут использовать кислород воды, не лишено оснований. И это окисление способствует хлоридной экстракции и миграции не только железа, но и других металлов. Окислительная функция воды в горячих глубинах земной коры известна давно. «Но эти глубины, богатые перегретым водяным паром, который является сильной кислотой, остаются вне непосредственного нашего изучения» (Вернадский, 1934, с. 91).

Приращение объема при серпентинизации форстерита (на 40% при полном замещении) означает увеличение хотя бы одного из линейных параметров на ~10%

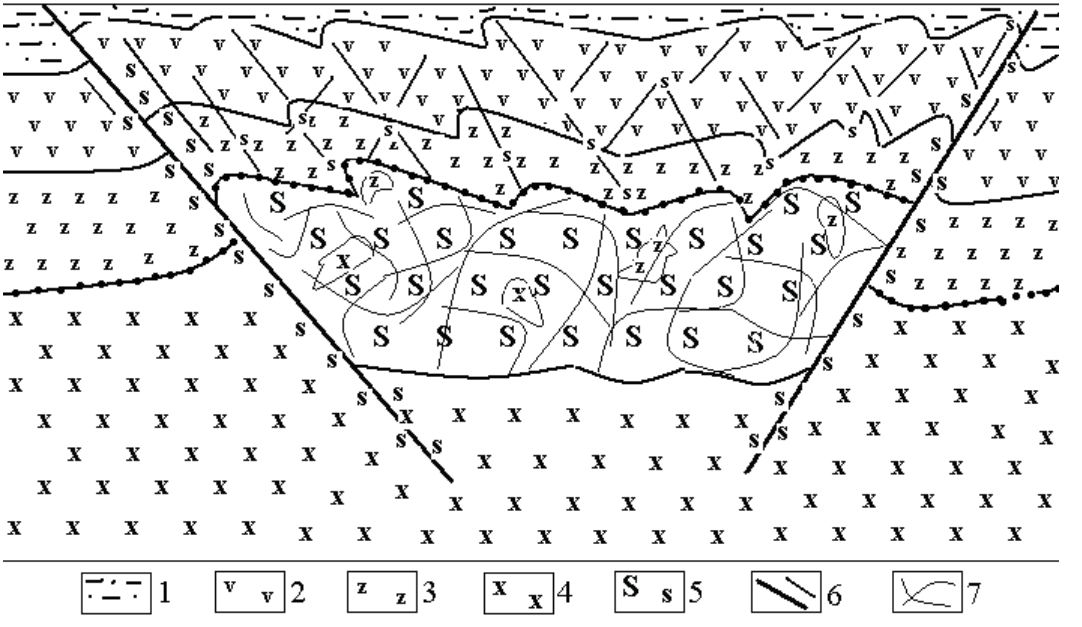


Рис. 11. Схема твердофазной офиолитизации с развитием структур «раздвига» и торошения океанической литосферы вследствие неодинаковой интенсивности серпентинизации в слабо и интенсивно нарушенных блоках третьего слоя океанической литосферы. *1* – песчано-алеврито-глинистые осадки; горизонты: *2* – базальтовый, *3* – с преобладанием пироксенитов, *4* – с преобладанием перидотитов и дунитов, *5* – твердофазной серпентинизации с реликтами исходных пород; *6* – разломы и крупные проницаемые для воды трещины; *7* – трещиноватость твердофазного субпластического «течения» серпентинитов.

или ~100 м на каждый километр дунитов. Еще более значительным ростом объема твердой фазы (на 82%) сопровождается серпентинизация фаялита под воздействием компонентов, растворенных в морской воде – $Fe_2SiO_4 + 8H_2O + 3SiO_2 + 6MgCl_2 \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2FeCl_2 + 8HCl$. Весьма вероятно, что с серпентинизацией пород океанической коры связано состояние горизонтального сжатия значительной части литосферы, напряженность которого «…существенно превосходит величины горизонтальных и вертикальных напряжений, вызванных литостатической нагрузкой» (Грачев, 1987, с. 69). Горизонтальная протяженность габбро-пироксенит-перидотитового слоя океанической литосферы, доступного для проникновения воды, измеряется сотнями и тысячами километров – от срединноокеанических хребтов до окраин континентов. Но у срединно-океанических хребтов этот слой наиболее близок к воде океана. «Состав ультраосновных пород в разных зонах трансформных разломов различается мало; преобладают гарцбургиты, лерцолиты, дуниты, реже встречаются пироксениты и верлиты. По данным Л.В.Дмитриева, среди ультраосновных пород хребтов Индийского океана неизмененных разностей нет, а более половины всех образцов серпентинизировано на 70-80%» (Там же, с. 71). Серпентинизация дунитов, перидотитов, пироксенитов и базальтов может прогрессировать только в условиях роста пространственных параметров соответствующего геологического образования (третий слой океанической коры, например). Оно не может расширяться равномерно во всех направлениях. В этом случае приращение объема приведет к векторным напряжениям, достаточным для взламывания верхних слоев океанической коры, ее коробления с формированием «торосов» и принудительного «сползания» крупных блоков к вулканически активным сейсмофокальным зонам и глубоководным желобам, проталкивания их друг под друга или к островным дугам, континентам или одиночным вулканам. Торошение верхних горизонтов океанической литосферной плиты не только способс-

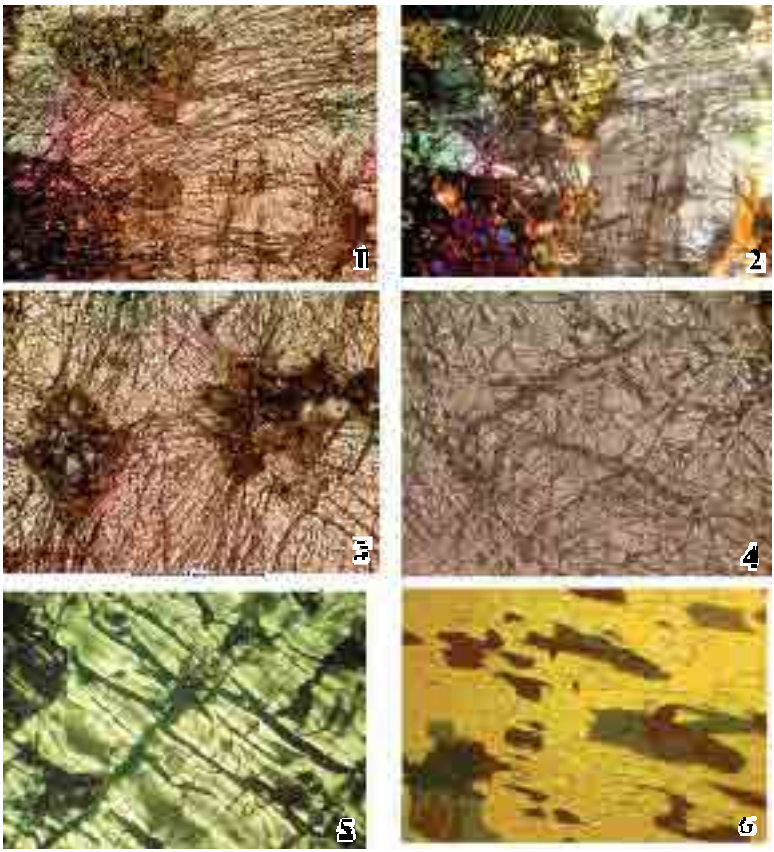


Рис. 12. Рост дислоцированности габбро и пироксенитов восточного склона Полярного Урала при их серпентинизации и опацитизации. *1-4* – при серпентинизации и опацитизации габбро все зерна оливина и пироксена превращены в микро-блоково-петельчатую брекчию, а в окружающих зернах плагиоклаза развивается сфероидный ореол трещиноватости с сохранением их первичных очертаний (1, 3, 4 – с одним николем, 2 – вид 1 с двумя николями, *1-3* – ×25, 4 – ×100); *5, 6* – опацит-хризотил-антигоритовая псевдоморфоза (5) и зарождение гомоосевой уралитовой (6) псевдоморфозы по зернам пироксена, прозр. шл. с одним (3) и двумя (4) николями, ×25.

твует проникновению в зону серпентинизации новых порций воды, но и предохраняет ее от перегрева кондуктивным выносом тепла встречными «струями» нагретой воды. Тем самым обеспечивается длительное функционирование минерагенической системы зоны серпентинизации, гидротермальной и энергетически самообеспеченной. Протрузивным подвижкам способствует повышение температуры в горизонтах серпентинизации. Если учесть площади океанической коры (тысячи тысяч квадратных километров), то деформации пород (шарьяжи, торосы, надвиги и поддвиги) на площадях в сотни километров, упоминаемые во многих работах по тектонике литосферных плит, перестанут поражать воображение. Торошение океанической литосферы может выразиться и в формировании шарьяжей, «перекрывающих» структуры крутопадающих разрывных нарушений (горсты и грабены), поставлявших воду в зону серпентинизации. Развитию подобных преобразований (формирование офиолитов) способствуют невысокая прочность и повышенная в связи с этим пластичность серпентинитов. При развиваемых в этих процессах давлениях сам серпентинит первым отреагирует на изменение напряжений формированием полосчато-струйчатых псевдофлюидальных текстур обтекания жестких глыб дунитов, пироксенитов, габбро и диабазов.

Вырисовывается одна из весьма вероятных причин расслоения океанической литосферной плиты на огромных пространствах. Ю.С.Гентшафт с соавторами (1975, с. 37), обсуждая вопросы генерации магм андезитового состава, записали: «Идеи субдукции океанической литосферы были подвергнуты серьезной критике (Белоусов, 1970), в которую включились даже те, кто поддерживает представления о спрединге океанического дна (Зоненшайн, 1971; Хаин, 1973)». А.М.Жирнов (2011, с. 90) прямо говорит о мифичности горизонтальных перемещений литосферных плит на тысячи километров. Не менее резко отвергает саму возможность перемещения океанических литосферных плит А.И.Образцов (2010, с. 90): «Как в рамках тектоники литосферных

плит объяснить направление «движения» Тихоокеанской плиты в настоящую эпоху в сторону Японо-Курильско-Камчатского или Алеутского желобов, на запад или на север? Где место приложения и направление «толкающей» силы? Где области спрединга, симметрично-дополнительные одновременной «субдукции» в Курильском и Алеутском жёлобах? Никто не ответил на эти вопросы, но упорно продолжается навязывание насквозь противоречивой и несбалансированной гипотезы». Ответить на эти вопросы может механизм протрузивного («текучего») расползания серпентинизируемого «слоя» от наиболее проработанного (прогретого) участка во все стороны, дающий понимание тектонического расслоения литосферной плиты с формированием мощных структур меланжа на огромных территориях при относительно скромных односторонних перемещениях. Скорость такого расползания полностью зависит от интенсивности серпентинизации пород третьего слоя, неравномерной в соседствующих блоках. «Мелкие» относительно монолитные блоки при этом могут выталкиваться вверх или погружаться вниз под воздействием давления со стороны соседних, интенсивно серпентинизирующихся. П.П.Кузнецовым (1990, с. 36, 37) приводится характеристика одной из таких структур. «Впервые такое образование было описано в Турции И.Бейли и У.Маккэлиеном в 1952-1954 годах. Описанный ими меланж состоял из пестрых по цвету горных пород: ультрабазитов, габброидов, диабазов (раскристаллизованных базальтов), спилитов (гидратированных вулканических пород), туфов (пепловых вулканических образований), розовых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов (органогенных кремнистых пород) и экзотических глыб известняков и метаморфических (глубоко преобразованных) пород. Глыбы всех этих разностей пород были хаотически перемешаны и раздроблены. *Обломки горных пород различного состава присутствовали как бы «взвешенными» в интенсивно дислоцированной серпентинитовой массе. Нижняя граница меланжа всегда имеет разрывный характер, а суммарная мощность его образований достигает нескольких километров*» (курсив В.Ф.П.).

«В 1982 г. в седьмом рейсе НИС «Профессор Штокман» был выполнен сейсмопрофиль, пересекающий Срединно-Атлантический хребет по 20° ю. ш. … В средней части профиля в третьем слое имеется серия пологих поверхностей, по-видимому, представляющих собой плоскости срыва. Вкрест простирания хребта они прослежены на 200 км. Наиболее вероятное истолкование структуры – тектоническое скучивание в третьем слое, не затрагивающее верхних горизонтов. Очевидно, деформациям способствовало более пластичное состояние глубинных масс…» (Пейве и др., 1987, с. 21). Интенсивность серпентинизации дунитов, перидотитов, пироксенитов и габбро зависит от их состава, температуры и проницаемости для морской воды. Наиболее легко, при прочих равных условиях, серпентинизируются дуниты. В составе небольшого по площади Тебинбулакского интрузива в горах Султанувайс выявлены дуниты, перидотиты, габбро. Весьма вероятно, что этот интрузив «выдавлен» в верхние этажи земной коры по глубинному разлому. Ю.С.Савчук писал о наличии конгломератов по сужающимся книзу границам Тебинбулакского интрузива в качестве довода опрокинутого его залегания во вмещающих толщах. Формирование тектонических «псевдоконгломератов» можно наблюдать не только в структурах шарьирования (связанных, например, с протрузивным формированием офиолитов), но и в долгоживущих зонах крупных крутопадающих разломов (в Южном разломе Мурунтау, в частности).

Серпентинизация, развиваясь в породах разного состава с неодинаковым приростом объема твердой фазы, обусловит тектоническое обособление соответствующих блоков. На рис. 11 показано вероятное объяснение развития двустороннего надвига («раздвига») блока пород над мощной зоной серпентинизации на относительно монолитные блоки океанической литосферы при практическом отсутствии смещений в ее нижележащих слоях. Жилковато-сетчатые опацит-серпентиновые псевдоморфозы по оливину и пироксену в перидотитах и пироксенитах (см. рис. 9, 10, 12) и «сферои-

ды» повышенной микротрещиноватости в плагиоклазе вокруг зерен пироксена и оливина в габбро (рис. 12 (1-4)) дают представление о росте внутренней напряженности в основных и ультраосновных породах океанической коры при их серпентинизации. Габбро, как показано на рис. 12, иногда превращается в микрокатаклазит, в котором сохраняются форма и границы исходных таблитчатых зерен плагиоклаза. Разрядка напряжений, возрастающих за счет увеличения объема твердых фаз при серпентинизации и опацитизации оливинов и пироксенов основных и ультраосновных магматических пород с повышением трещиноватости во всем объеме и во всех направлениях возможна, по-видимому, лишь на небольших глубинах.

К значимому приращению объема твердых фаз приводят серицитизация и хлоритизация темноцветных минералов и полевых шпатов (см. реакции 17 и 18 в табл. 6). В туфопроизводных андезибазальтовой магмы они сопровождаются массовыми микровыделениями лейкоксена (на Восточном склоне Полярного Урала до 3-5% равномерно распределенных комковатых зерен с поперечником 0,01-0,1 мм; см. рис. 15). Обилием лейкоксена отличаются и игнимбритоподобные плагиоалевролиты месторождения Амантайтау, углеродисто-хлорит-серицитовые сланцы Мурунтау и Даугызтау. В глубоких горизонтах месторождения Мурунтау в кристаллических разностях хлорит-кварц-биотитовых сланцев появляются кристаллы сфена и ильменита (см. рис. 56 в главе V).

«Геологическая мода сложилась так, что в последнее время интерпретация структурного положения и внутреннего строения геологических тел, образованных офиолитами, считается одним из основных аргументов при решении задач геодинамики – науки о процессах, протекающих в системе «Земля», и о силовых (энергетических) полях, появляющихся в этих процессах… Связь с зонами разломов позволяет, независимо от исходной концепции, мобилистской или фиксистской, сделать вывод о том, что зоны разрывов служат определяющим фактором при образовании офиолитов… Во всех случаях для объяснения офиолитогенеза приемлемо представление о сквозном расколе литосферы, который можно представить себе в виде образования рифтовых структур различного типа. Вариации зависят в основном от характера субстрата, то есть континентального или океанического типа коры, участвующей в строении расходящихся блоков… В структурах, содержащих офиолиты, повсеместно наблюдается надвигание, как правило, одностороннее, крупных тектонических блоков друг на друга с образованием чешуйчато-надвиговых структур… Проведенные 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 отражает условия интенсивного растяжения коры на этапе активного образования офиолитов…» (Кузнецов, 1990, с. 9, 46, 51-53). Не трудно заметить, что в субгоризонтальном расслоении офиолитовых комплексов существенную (считаю, что доминирующую) роль играет серпентинизация ультраосновных пород – процесс уже не магматический и «не только тектонический», хотя серпентиниты и являются продуктом магматизма, метаморфизма и активизированного ими же тектоногенеза. Серпентинизация развивается субгоризонтально в связи с растеканием воды вдоль расклинивающих самой серпентинизацией нарушений в субстрате. Процесс может начаться только на глубинах с температурой, достаточной для преодоления порога активации реакции 300-350°С в соответствии с законами физической химии. Для блоков океанической коры с повышенным температурным градиентом это возможно уже на глубинах 3-5 км, к тому же серпентинизация – теплогенерирующий процесс. Он не может охватить всю толщу ультраосновных пород (вплоть до астеносферы). Это следует из теплогенерирующего характера реакции и неустойчивости серпентина (его превращение снова в форстерит) при температурах, превышающих 500°С

(Дир и др., 1966, т. 3, с. 213). При нормальном геотермическом градиенте (20-30°С/км) оптимальные для начала серпентинизации температуры в третьем слое океанической коры (дуниты и перидотиты) появляются (сохраняются) на глубине 10-15 км. С этим, по-видимому, и связано присутствие серпентинитов на этих глубинах в вертикальных «разрезах» офиолитовых поясов некоторых регионов, сопоставленных с океанической корой (рис. 13). Выявление серпентинитов в собственно осадочном

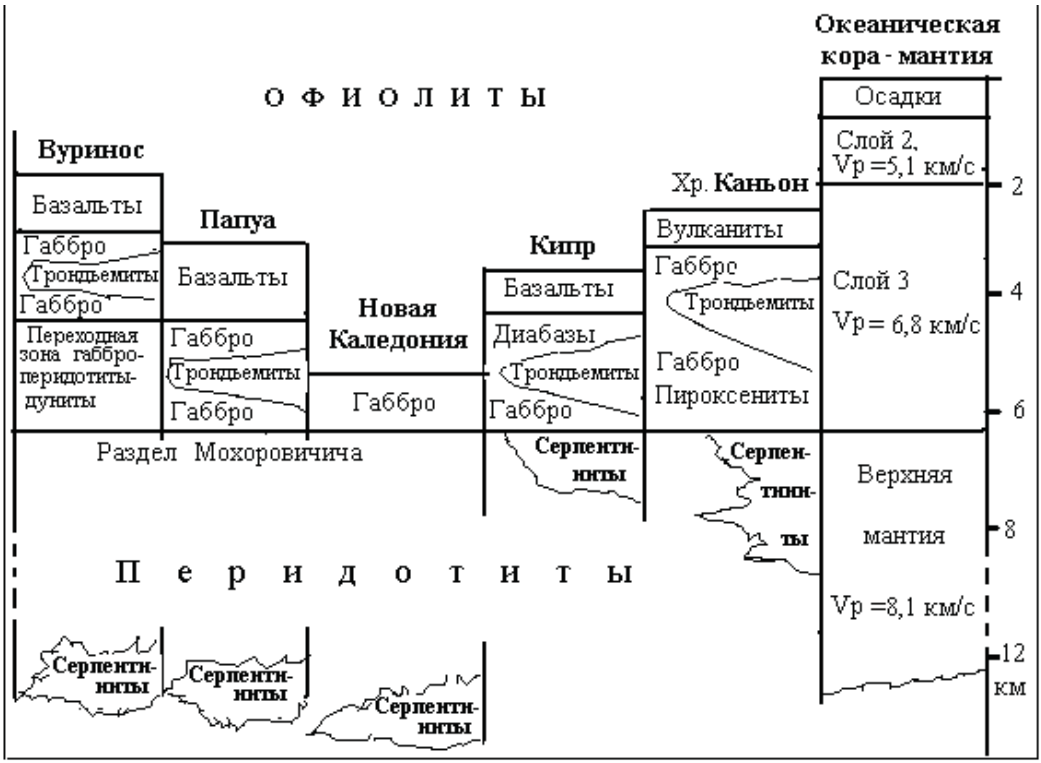


Рис. 13. Сопоставление разрезов офиолитовых комплексов отдельных регионов с геофизическими оценками мощности слоев океанической коры (Кузнецов, 1990).

слое океанической коры показывает, что процесс может идти не только на больших глубинах. В приосевой зоне западного фланга Срединно-Атлантического хребта скважинами 395 и 395А вскрыта 664-метровая толща осадочных образований. В скв. 395 они представлены «…фораминиферовыми и нановыми илами плейстоцен-раннеплиоценового возраста с редкими обломками выветрелых серпентинитов. С глубины 74 м начинаются раннеплиоценовые наноилы, чередующиеся с глинами. На уровне 83 м они сменяются позднеэоценовыми наноилами со скоплениями галек и обломков базальтов, базальтовых стекол, габбро и серпентинитов, прослеживающихся до 93 м. Осадочная толща подстилается пузырчатыми пиллоу-лавами, содержащими редкие прослои осадочных брекчий. Мощность этой серии равна приблизительно 70 м. Ниже, в интервале 163-184 м залегают серпентинизированные габбро и перидотиты, два тела которых разделены прослоем известняка. В призабойной части скважины гипербазиты сменяются плотными плагиоклаз-оливин-клинопироксеновыми базальтами. В скв. 395А серпентинизированные перидотиты обнаружены … в составе осадочной брекчии... между 87 и 110 м, в виде пластового тела – в интервале 172-174 м. Гипербазиты подстилаются мощной, почти 500-метровой толщей, сложенной преимущественно пузырчатыми пиллоу-лавами, которым подчинены потоки плотных плагиоклаз-оливиновых и плагиоклаз-оливин-клинопироксеновых базальтов» (Рудич, 1983, с. 15).

Расклинивающее воздействие серпентинизации, с одной стороны, способствует проникновению воды в перидотит и растеканию ее вдоль возникающих нарушений, с другой – препятствует этому: реакция приводит к увеличению объема твердых фаз. Остается лишь подчеркнуть еще раз доминирующую роль серпентинизации ультраосновных пород в тектоническом расслоении океанической коры, несмотря на «возражения» Геологического словаря (1978, т. 2, с. 151) против протрузивного механизма формирования офиолитов. Строение офиолитового пояса в Султанувайсе менее значительной мощности по сравнению с описанным в Турции, характеризуется слоисто-блоковым чередованием серпентинитов с крупными реликтами габбро, перидотитов, дунитов в разрезе и по простиранию. В некоторых местах наряду с серпентинитами появляются и крупные скопления талька с карбонатами.

С резким ростом объема дунитов, перидотитов, гарцбургитов, габбро и базальтов при их серпентинизации, вероятно, связано не только становление офиолитовых «смесей», но и формирование голубых сланцев, содержащих глаукофан, лавсонит, арагонит и кварц. «Встречаются они обычно у внешнего края орогена, ближе к желобу. Лабораторные эксперименты позволили получить эту минеральную ассоциацию в условиях относительно низкой температуры и очень высокого всестороннего давления… В этих экспериментах использовались статическое всестороннее давление и изменяющаяся температура. Но голубые сланцы – это сланцы. Само название подразумевает не статическое всестороннее давление, при котором разность напряжений равна нулю, а очень большую разность напряжений, т. е. очень высокое давление в одном направлении, но гораздо меньшее в направлении, перпендикулярном максимальному, так что породы текут в этом направлении и кристаллизуются в виде сланцев» (Кэри, 1991, с. 223). Подобную обстановку рассланцевания создает теплогенерирующая серпентинизация (гидратация) мафитов и ультрамафитов. Но серпентинизация (см. реакции 8 и 10 в табл. 6) – не единственный процесс обогащения изменяющихся ультраосновных и основных пород водой и, что не менее важно, кремнекислотой. Наряду с серпентинизацией в пироксенитах и перидотитах Восточного склона Полярного Урала с разной интенсивностью проявлена амфиболизация (уралитизация) пироксена (см. рис. 10, 12), проходящая с поглощением воды. Если в пироксенах магматических и метаморфических пород содержание воды колеблется в пределах 0,09-0,69% (Дир и др., 1965, с. 23-31), то в роговых обманках ее от 0,69 до 2,31% (Там же, с. 297-306). Серпентиниты и амфиболиты, таким образом, являются важным «поставщиком» воды в очаги магматических выплавок, развивающиеся на глубинах астеносферы. На вероятную высокую значимость плавления амфиболитов в формировании андезитовой магмы указывают Ю.С.Гентшафт и соавторы (1975). Однако амфиболы характеризуются максимальной теплотой образования (энтальпия тремолита -2953,7 ккал/моль) среди главных породообразующих алюмосиликатов. Для их плавления потребуются особо большие затраты тепла.

Практически во всех гипотезах происхождения Земли утверждается или подразумевается появление гидросферы на самых ранних стадиях ее расслоения на геосферы. С момента появления жидкая вода, проникая в зоны «первичной» литосферы с температурой более 200°С, приводила к серпентинизации дунитов, перидотитов, пироксенитов, габбро, диабазов, базальтов и пикритов. У.А.Дир и соавторы (1965, с. 24) говорят о понижении необходимой для серпентинизации оливина температуры при росте содержания в нем железа. При давлении паров воды около 1050 кг/см^2 оливин с 10 мол. % Fe_2SiO_4 замещается серпентином при 340°С, а с 52 мол. % Fe_2SiO_4 при 295°С. Даже при нормальном геотермическом градиенте на континенте такие температуры сохраняются на глубине около 10 км. В гораздо более тонкой литосфере под океанами серпентинизация, естественно, может происходить ближе к ее поверхности, так как и проникновение воды на эти глубины более вероятно. Процесс со значительным увеличением объема твердых фаз на глубинах 5-15 км – одна из

главных причин торошения коры на блоки разной величины. В мелкие блоки воды поступало относительно больше, серпентинизация в них проходила быстрее и полнее. Неравномерное «разбухание» блоков способствовало развитию структур надвига-поддвига. Под крупными блоками при относительно повышенных температурах (с минимальными потоками тепла вверх) возрастала интенсивность выплавления базальтовой магмы, которая обогащалась сиалическими компонентами как при плавлении, так и при кристаллизации. Кристаллизуясь в верхней части зоны расплава, щелочно-земельные базальты наращивали мощность коры крупных блоков. Определенное значение в этом имело «отсутствие» под ними воды, выносящей тепло. В «борьбе» за геологическое пространство блоки, сложенные относительно легкими породами (минералами), изостатически поднимались, тогда как другие (несерпентинизирующиеся) опускались. У.И.Моисеенко (1986, с. 84) указывает, что землетрясения более характерны для океанической части геодинамической системы зоны Беньоффа-Заврицкого, *«в то время как наиболее высокие значения температуры и теплового потока смещены в стороны континента…»* (курсив В.Ф.П).

Проведенный анализ роли серпентинизации основных и ультраосновных пород различных слоев океанической литосферы позволяет предметно понять причины ее раздвига в срединноокеанических хребтах, являющихся сложно построенными глобальными разломными структурами разуплотнения и облегченного проникновения морской воды в глубинные слои вплоть до астеносферы, выделяемой по резкому снижению скоростей сейсмических волн. Такое же снижение скоростей характерно и серпентинитам. В некоторых обобщающих результаты геофизических исследований работах указывается на отсутствие глобально-непрерывной астеносферы под океанической корой. Серпентинизация дунитов, перидотитов, пироксенитов, как показано выше, приведет не только к расклиниванию океанической литосферной плиты, но и к дальнейшему расталкиванию ее блоков. Те же явления характерны и для глубоководных желобов у островных дуг. Неравномерность серпентинизации порождает в таких структурах своеобразные «окна» разуплотнения, где на поверхность литосферной плиты прорываются расплавы из астеносферных очагов, пересыщенные парами воды и другими газами, о чем свидетельствуют пузырчатые подушечные базальты в океанической литосферной плите. Их взаимодействие с морской водой по тем же механизмам продолжит расклинивающее и расталкивающее воздействие на соседствующие блоки. Не случайно, по-видимому, срединные хребты в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах по простиранию разбиты на многочисленные блоки трансформными поперечными разломами (Андреев и др., 2008, с. 243), а сами осевые зоны их отражены на карте ступенчато ломаными линиями. Тектоническим развитием океанической коры под воздействием напряжений, возникающих при серпентинизации ее пород, можно объяснить необычно высокую сейсмическую активность в срединноокеанических хребтах и малую глубину очагов землетрясений. «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, причем 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. В качестве примера можно привести рой землетрясений, зафиксированный на мысе Рейкъянес…, где в течение 8 дней произошло около 14600 толчков с глубиной очагов от 1,5 до 5 км» (Грачев, 1987, с. 66). Такие особенности проявления тектонической активности в структурах срединных океанических хребтов позволяют сопоставить объ-

емно-термические эффекты серпентинизации основных и ультраосновных пород и гашения обожженного известняка. Реагируя с водой с выделением тепла, крупные куски обожженного известняка растрескиваются на все более мелкие, а вода закипает. Это лучшая из иллюстраций теплогенерации при гидратационных преобразованиях пород и минералов.

Проникновение в астеносферу и верхнюю мантию серпентинизированных и амфиболизированных пород – главный механизм поставки на эти глубины воды, давлению паров которой во многих моделях формирования андезитовой магмы приписывается большое значение (Гентшафт и др., 1975). Только структурно связанной воды в серпентине 13% от массы. В блоке серпентинитов объёмом 1 млн. $м^3$ такой воды около 357 тыс. тонн. Она высвобождается в результате десерпентинизации океанической плиты и ее плавления. Давление газов в очаге анатектического плавления океанической коры качественно можно оценить по могуществу эксплозивных извержений наземных вулканов с выбросом миллионов тонн пирокластики, нередко в виде палящих туч (Мерапи, Кракатау и др.). Эффектны и фреатические извержения, в которых главным компонентом вырывающихся из недр газов является водяной пар. Гарун Тазиев (1987, с. 7-20) в качестве свидетеля, более чем рисковавшего жизнью, описывает начало, развитие и конец фреатического извержения. «Самое страшное испытание я пережил 30 августа 1976 г. на вершине вулкана Суфриер на острове Гваделупа… Вдруг я заметил, как, прорезая лениво курившиеся над кратером белые облака пара, в небо со страшной силой ударила узкая прозрачная струя. На высоте она разошлась вширь, превратившись в колонну, причем с полминуты-минуту она оставалась прозрачной, а затем стала наливаться трагической чернотой. То были мириады кусков породы, вырванные потоком пара из стен питающего жерла где-то на глубине. Взлетев на сотни метров у нас над головой, они щедро посыпались вниз… Каждую минуту в моем поле зрения падали один-два громадных обломка и тридцать-сорок кусков, которые я квалифицировал как «крупные» (дождь мелких осколков я не учитывал). Из кратера на высоту двадцать-двадцать пять метров с ревом вырывалась колонна пара диаметром десять-пятнадцать метров». И так продолжалось «тринадцать долгих минут». Это не совсем лирическое отступление сделано, чтобы показать значение и «силу воды» не только в морском седиментогенезе, но и магматизме земных недр. Гарун Тазиев абсолютно прав, утверждая, что без огромных количеств газов (основа – водяной пар) базальтовая (тяжелая) магма не смогла бы подняться на поверхность континентов из-под относительно легких пород их коры.

Полная десерпентинизация океанической плиты в сейсмофокальной зоне Беньоффа приведет к сокращению ее объема. Реакция теплопоглощающая. Сокращение объема океанической плиты будет поддерживаться длительно выносом тепла флюидными потоками воды, высвобождающейся из серпентинитов при их преобразовании снова в перидотит. И это – дополнительный фактор движения блоков океанической коры к сейсмофокальным зонам обрушения и плавления. «Сверху» блок океанической плиты «подталкивается» спредингом с его базальтовым магматизмом и серпентинизацией мафитов и ультрамафитов. Погружение вниз стимулируется сокращением его объема, повышением объемного веса при десерпентинизации и резким снижением давления в очагах плавления при извержениях вулканов, выбрасывающих на «поверхность» миллионы тонн твердых продуктов и магматических расплавов, миллиарды кубических метров газов.

Значение серпентинизации пироксенит-перидотитового слоя океанической коры и мантии в изменениях радиуса Земли пока также не получило освещения в геологической литературе. Даже в «блестящем историческом очерке» зарождения, развития и борьбы основных геотектонических идей, относящихся к эволюции Земли (предисловие Е.К.Милановского в работе Кэри, 1991, с. 5), серпентинизация упоминается исключительно редко. В то же время твердофазные преобразования кварца,

плагиоклазов, пироксенов и оливинов в зависимости от температуры и давления, приводящие к изменению объемного веса пород одного и того же состава (эклогитизация габбро и базальтов; Грин и др., 1968), широко используются для объяснения погружения блоков океанической литосферы в мантию. Если же слой завершенной серпентинизации под океанами достигает нескольких километров, вспучивание океанической коры (увеличение радиуса Земли в данном месте) на сотни метров можно считать реальностью. Изменение радиуса Земли на значительных площадях океанов не может не привести к изменению момента инерции соответствующих участков со всеми последствиями (иногда катастрофическими) динамической перестройки их структуры. Изменением радиуса в геологическом времени объясняются многие особенности тектонического развития геосфер планеты, заложение и развитие геосинклинальных структур морского седиментогенеза, в частности. Гипотезы геотектоники «расширения и пульсации Земли» способны, по мнению их авторов, снять противоречия между «фиксистскими и мобилистскими концепциями». Автор настоящей работы не видит ничего непримиримого в этих противоречиях. Заложение геосинклиналей хорошо объясняется как гипотезами тектоники литосферных плит (для эвгеосинклиналей), так и гипотезами расширения и пульсации Земли (для миогеосинклиналей, закладывающихся на коре континентального типа). А.В.Дулин (2004, с. 76) геосинклиналью считает «сверхглубинную зону в поясе проекции сейсмофокальной зоны на дневную поверхность….». Прогибание геосинклиналей в его схеме связывается с проседанием океанической литосферы над сейсмофокальными зонами в результате сокращения объема мантии в ходе твердофазных преобразований минералов, слагающих ее породы. Отвергая модель расширения Земли на основании господства сжимающих напряжений в породах всех континентов, А.В.Дулин, по-видимому, не учел, что этот феномен легко объясняется и в рамках гипотезы расширяющейся Земли. В модели У.Кэри (1991) при увеличении радиуса Земли поверхность крупных блоков коры должна приспособиться к меньшей кривизне. Отсюда и сжимающие напряжения у поверхности, и растягивающие усилия в глубинных частях таких блоков литосферы. При проседании миогеосинклинали, по модели А.В.Дулина, в верхних зонах будут господствовать сжимающие усилия.

Особенности седиментогенеза наиболее полно вскрываются в результате сопоставительного изучения геосинклиналей и платформ. Фиксистские и мобилистские концепции тектонического развития земной коры потому и кажутся противоречивыми, что далеко не в полной мере учитывают взаимозависимость причин и следствий. Минерально-химические трансформации пород в глубоких горизонтах провоцируются тектоническими структурами, но сами становятся весьма существенным (если не главным) фактором дальнейшего их развития. Серпентинизация ультраосновных пород в связи с огромным приростом объема твердой фазы расклинивает субстрат. В трещины, возникающие по мере продвижения фронта гидратации, вновь поступает вода. Особенности серпентинизации показывают возможность развития надвигов в результате ее неодинакового протекания в разных блоках субстрата (см. рис. 11). Постепенно накапливающиеся напряжения по мере развития серпентинизации пироксенитов и дунитов в третьем слое океанической литосферы рано или поздно реализуются тектоническими нарушениями в вышележащих слоях. Изменения в объеме твердых фаз характерны и для других метаморфогенно-метасоматических изменений, приводящих к повышению дислоцированности пород в пределах месторождений и рудных тел (Проценко, 2008$_1$, 2010). Морфология некоторых «зон декрептоактивности» пород на Мурунтауском рудном поле свидетельствует о возможном значении метаморфогенно-метасоматических преобразований алюмосиликатных пород в формировании структур разуплотнения с локальными проявлениями меланжа. Положение подобных структур (рис. 14) в пространстве связано с субгоризонтальным «растеканием» гидротермальных растворов (морской воды, в частности) в

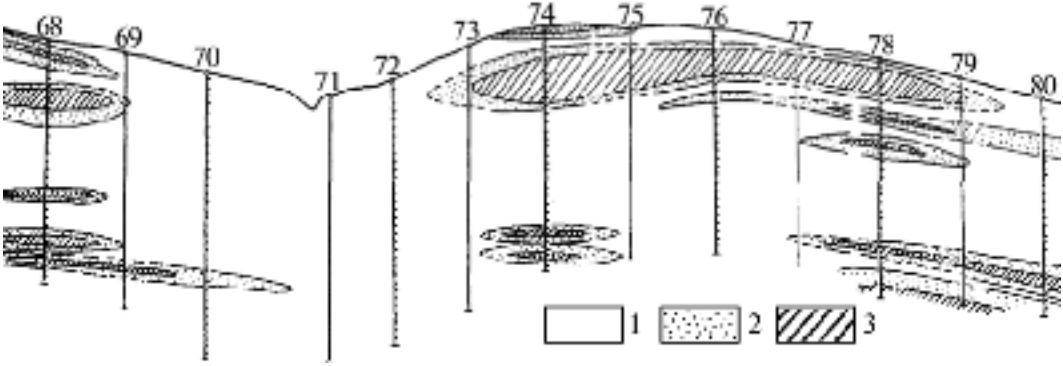


Рис. 14. Декрептоактивность пород пестробесапанской толщи на Южно-Тамдытауской поисковой площади Мурунтауского рудного поля (по В.С.Полыковскому, Ю.А.Умерову). Декрептоактивность стандартной пробы в интервале температур от 0 до 700°С: *1* – 0-270, *2* – 270-430, *3* – более 430.

пористых средах в полном соответствии с принципом геоида (Рундквист, 1983). Ознакомление с основными положениями конкурирующих геотектонических концепций создает впечатление, что совершенствование «теоретического» содержания является самоцелью их развития без попыток найти точки соприкосновения для плодотворного взаимодействия. «На дне Мирового океана все больше обнаруживаются крупные опущенные блоки континентальной коры, все больше со дна океана появляются образцы древних докембрийских гранитов, кимберлитов, гранулитов, амфиболитов и других метаморфических пород, явно принадлежащих материковой коре. Все это говорит о гораздо более сложной геологической истории Мирового океана, чем рисуется ортодоксальными сторонниками так называемой «новой глобальной тектоники» (Барсуков и др., 1984, с. 35). Без привлечения идей базификации континентальной коры «появление» блоков континентов в батиальной зоне океана не нашло объяснения в тектонике литосферных плит. Базификация «гранитоидной» коры – всего лишь гипотеза, скептическое отношение к которой А.П.Виноградов (1967, с. 24) обосновывает отсутствием следа этого процесса в составе абиссальных океанических базальтов, подобного «тому, который… несут андезибазальты периферии Тихого океана и других окраин материков, или риолиты, происхождение которых, очень вероятно, связано с поглощением сиалического материала континентов». Серпентинизация океанической коры без тектоники литосферных плит не объясняет линейную протяженность сложно дислоцированных офиолитовых поясов на сотни километров в пределах отдельных регионов современных континентов. Назрела необходимость «объединения» доминирующих геотектонических гипотез с учетом их влияния на вещественное развитие литосферных плит или отдельных блоков в конструктивно-деструктивном круговороте процессов магматизма, седиментогенеза, метаморфизма, дезинтеграции и выветривания (континентального и морского). «Для современных прогнозно-металлогенических исследований характерны преимущественно эмпирический подход и ограниченная роль петро- и рудогенетических моделей и учет главным образом благоприятных рудолокализующих факторов в пределах земной коры без глубокого анализа рудогенерирующих систем верхней мантии… Развитие идей в русле тектоники литосферных плит в той или иной мере затронуло почти все проблемы металлогенического анализа. Усилия специалистов были направлены прежде всего на реконструкцию геодинамических обстановок прошлого. При этом предполагалось, что каждому типу обстановок соответствует специфический металлогени-

ческий профиль… По мере накопления опыта региональных реконструкций становилась все более очевидной недостаточность одного этого подхода: дальше выявления эмпирических закономерностей или их подачи в новой формулировке дело не пошло» (Клушин и др., 1987, с. 69). Ясно, что общие гипотезы рудогенеза, сформулированные без учета конструктивного «единения» теоретических основ хотя бы основных дисциплин геологического знания, не обеспечат надежным прогнозом решение практических задач геологии. Автор этих строк не в первый раз упоминает затянувшееся на десятилетия (и более) ослабленное внимание «вещественников» к роли вмещающих пород в создании локализованных в них руд. Особо отчетливо это проявилось в изучении «постмагматических» гидротермальных месторождений; их формирование связывалось с обогащением растворов «нужными металлами» по мере кристаллизации магмы в пределах конкретных интрузивных тел или в питающем их магматическом очаге.

Негативные последствия недоучета концепциями геотектонического взаимодействия геосфер Земли структурно-вещественных (структурно-минералогических) преобразований в литосфере можно показать и на примере представлений о появлении свободного кислорода в атмосфере преимущественно в результате биологического фотосинтеза, принципиальных сомнений не вызывающих. «Второй главный компонент атмосферы – кислород – своим происхождением обязан жизнедеятельности фотосинтезирующих растений, в ходе которой благодаря диссоциации углекислого газа при участии воды формируются живое органическое вещество и свободный кислород. Фотосинтез является не единственным источником свободного кислорода. Под действием ультрафиолетового излучения Солнца в атмосфере на высоте 70-80 км от поверхности Земли происходит диссоциация водяного пара с образованием свободного кислорода и водорода… В настоящее время скорость продуцирования кислорода за счет фотодиссоциации паров воды составляет лишь 4% от общего потока кислорода. Однако в глубоком докембрии этот процесс был единственным…» (Далимов и др., 2005, с. 457). О.Г.Сорохтин (1990, с. 321-326) характеризует детали возникновения атмосферы Земли, исходя из предположения, «…что CO_2 и азот дегазировались непосредственно из мантии, а кислород в прошлые геологические эпохи освобождался из CO_2 биологическим путем при захоронении в осадках $C_{орг}$, а также за счет фотодиссоциации воды и реакций галогенеза». Под эту гипотезу проведены непростые расчеты для «подтверждения» зарождения и развития атмосферы в результате «химико-плотностной дифференциации земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию…», наиболее бурно развивавшуюся, как сказано, в архее. Если не было свободного кислорода, как можно понять «дифференциацию земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию»? Вместе с тем, В.М.Кутюрин, А.С.Фохт (1979) вскрыли весьма важную «деталь в механизме» продуцирования кислорода растениями (которых в архее, по убеждению многих, еще не могло быть). Углекислый газ целиком используется для прироста биомассы, а кислород высвобождается при разложении воды хлорофиллом. И этот процесс, энергетически весьма невыгодный, по сути своей, является также процессом фотодиссоциации воды с поглощением квантов солнечного излучения. Без освещения растения кислорода не выделяют. И только высокая энергия активации высвобождаемого при низких температурах кислорода (без катализаторов он весьма слабо реагирует с водородом вплоть до температуры 300°С; Глинка, 1978) дает ему возможность перейти в гидросферу, а после ее насыщения и в атмосферу. Высокая энергия активации взаимодействия кислорода с водородом, углеродом и метаном (для инициации их горения нужна «спичка») позволяет и фотохимической диссоциации молекул воды в холодной атмосфере быть активным генератором свободного кислорода. Водород, как наиболее легкий газ, и кислород, как один из тяжелых, будут накапливаться в разных слоях атмосферы, как бы медлен-

но этот процесс не осуществлялся. Автор разделяет доводы А.П.Виноградова (1967, с. 10) о невозможности существования «тяжелой» атмосферы, по мнению многих, состоявшей на ранних этапах геологического развития Земли только из паров воды, метана и углекислого газа. Жизнь возникла в круговороте образования, преобразования и разрушения минеральных ассоциаций химических элементов в море. «Важной термодинамической характеристикой всякого тела является его энтропия. Если бы живое вещество представляло собой замкнутую (т. е. термодинамически изолированную) систему, в нем непрерывно увеличивалось бы содержание энтропии… Поэтому живое вещество должно непрерывно обмениваться с окружающей средой энергией и энтропией, что достигается при помощи обмена веществ» (Шкловский, 1965, с. 130). Жизнедеятельность микроорганизмов должна быть обеспечена энергетически. Для этого они окисляют кислородом из внешней среды главные свои «энергоносители» – восстановленные атомы углерода и водорода. Но для самосохранения и дальнейшего развития простейшие микроорганизмы должны восполнять их потерю. Потребляя углекислый газ и разлагая воду с помощью ферментов, микроорганизмы и хлорофилл зеленых растений воспроизводят белки, углеводы, другие органические соединения. «О том, что растения выделяют кислород, известно уже свыше 200 лет, но только в 1941 г. стало известно, что он выделяется из воды» (Кутюрин и др., 1979, с. 75).

Упомянутая выше «геологическая мода» и проведенный анализ возможных механизмов формирования офиолитов позволили автору этой работы обратить внимание на процесс серпентинизации ультраосновных и основных пород как на вероятный способ абиогенного высвобождения кислорода в глубинах литосферы. Как показано выше, в спрединге и движениях океанической литосферы весьма значима роль процессов серпентинизации и десерпентинизации пород, химизм которых отражен в табл. 7. Необратимость (знак →) реакций обусловлена их осуществлением в неодновременных, пространственно разделенных, и термодинамически резко отличающихся минерагенических системах. Каждая тектоническая подвижка может изменять как интенсивность, так и направление реакций, активизируя поступление воды или препятствуя ее проникновению в реакционную зону, повышая или понижая положение самой зоны в океанической коре. Реакцией 6 в табл. 7 можно описать и перерождение осадочно-метаморфических руд железа соответствующего состава (железистые кварциты архейских толщ Кривого Рога и Курской магнитной аномалии, например). При вовлечении подобных пород в анатексис в глубинах сейсмофокальных зон могут формироваться разности основных и ультраосновных пород типа лейкократовых норитов с содержанием кварца, ильменита, оливина, роговой обманки, биотита или флогопита в зависимости от состава переплавляемого материала (Геологический словарь, 1978, т. 2, с. 19). Для обсуждаемой проблемы важен геохимический результат этой реакции – абиогенное высвобождение 128 кг кислорода при преобразованиях 824 кг железистого кварцита с вполне реальным весовым соотношением магнетит/кварц, равным 1,29 (объемное – около 0,68). Для этого преобразования вода не требуется.

Миграция водорода (проникающего при повышенных температурах даже через стенки платиновых и стеклянных сосудов) из глубинных зон серпентинизации ультраосновных и основных пород земной коры и мантии происходила по структурам растяжения в срединноокеанических хребтах, сейсмофокальных зон у островных дуг и ативизированных окраин континентов. Водород в составе вулканических газов – обычный компонент. О его высоком содержании в современных гидротермах Исландии в связи с магмами и вулканическими процессами писал В.И.Вернадский (1954-1960, т. 4, кн. 2, с. 1490). Конкретные данные по максимальному содержанию водорода в этих гидротермах – до 64 об. % – приводит G.E.Sigvaldasson (1966). Водородные термы в Исландии локализованы только в районах активного современного

Таблица 7

Потребление воды и производство свободного кислорода процессами серпентинизации и десерпентинизации минералов основных и ультраосновных пород в литосфере Земли

Серпентинизация	$3Mg_2SiO_4 + SiO_2 + 4H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ Форстерит 420 60 72 Серпентин 552	[1]
Десерпентинизация	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 \rightarrow 3MgSiO_4 + SiO_2 + 4H_2O$ Серпентин 552 Форстерит 420 60 72	[2]
Серпентинизация	$6(Mg, Fe)_2[SiO_4] + 6H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Fe_3O_4 + 2SiO_2 + 2H_2\uparrow$. Оливин 1032 108 Серпентин 552 464 120 4	[3]
Десерпентинизация	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Fe_3O_4 + 2SiO_2 \rightarrow 6(Mg,Fe)_2[SiO_4] + 4H_2O + O_2\uparrow$. Серпентин 552 464 120 Оливин 1032 72 32	[4]
Разложение фаялита при серпентинизации	$3Fe_2[Si_2O_6] + 8H_2O \rightarrow 2Fe_3O_4 + 6SiO_2 + 8H_2\uparrow$. Фаялит 696 144 464 360 16	[5]
Образование фаялита при десерпентинизации	$2Fe_3O_4 + 6SiO_2 \rightarrow 3Fe_2[Si_2O_6] + 4O_2\uparrow$. 464 360 696 128	[6]
Серпентинизация	$6(Mg, Fe)_2[Si_2O_6] + 6H_2O \rightarrow Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Fe_3O_4 + 8SiO_2 + H_2\uparrow$. Гиперстен 1392 108 Серпентин 552 464 480 4	[7]
Десерпентинизация	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2Fe_3O_4 + 8SiO_2 \rightarrow 6(Mg, Fe)_2[Si_2O_6] + 4H_2O + O_2\uparrow$. Серпентин 552 464 480 Гиперстен 1392 72 32	[8]

вулканизма. В работе В.П.Гаврилова (1986) вынос водорода в рифте острова Исландия оценивается 1 тыс. м^3/сут.

Если, как сказано выше, водород покинул зону серпентинизации, то десерпентинизация обязана привести к высвобождению кислорода в количестве 32:1136 = 3,17% от веса нацело измененного дунита. Каждый кубический метр серпентинита (по дунитам) при десерпентинизации даст около 4000×0,0317 = 126,8 кг (или 126,8 : 32 = 3,96 кг/моль) кислорода (для расчета объемный вес дунита взят равным 4 т/м^3). Это может привести к генерации – $4O_2 + 4C \rightarrow 4CO_2$ – 176 кг углекислого газа, если в расплаве был углерод, что не исключено, но редко фиксируется собственными его выделениями в основных и ультраосновных породах. Более вероятен расход кислорода, новообразованного непосредственно в магматическом «резервуаре», на окисление железа, титана, марганца, хрома, обычно рассеивающихся в силикатах и алюмосиликатах. По одной из реакций ($4O_2 + 6FeO_{силикатн.} + 6TiO_{силикатн.} \rightarrow 2Fe_3O_4 + 6TiO_2$) можно ожидать 464 кг магнетита + 480 кг рутила-лейкоксена на каждые 2 м^3 = 8000 кг будущего андезибазальта. Это неплохо согласуется с количеством магнетита и лейкоксена (иногда и ильменита) в интрузивных и туфогенных производных основных магм на Восточном склоне Полярного Урала (рис. 15). В пересчете это 5,8% магнетита и 6% рутила (лейкоксена). О возникновении магнетита, ильменита, рутила непосредственно при кристаллизации магмы свидетельствует достаточно равномерное распределение их одиночных кристаллов и неправильных зерен в туфах и порфиритах, несмотря на колебание суммарного содержания в разных слоях от долей до 15 и редко 25% массы. С повышением активности кислорода в ультраосновных и основных магмах (образованных, вероятно, в результате участия серпентинизированных пород океанической коры в переплавлении) можно связать формирование рудных струйчато-полосчатых скоплений титаномагнетита в Тебинбулакской интрузии перидотитов, пироксенитов и габбро, проявлений хромита в офиолитовом поясе серпентинизированных разностей этих же пород в горах Султанувайс. В отдельных рудных телах Тебинбулакского месторождения содержание ванадийсодержащего титаномагнетита поднимается до 25-30%.

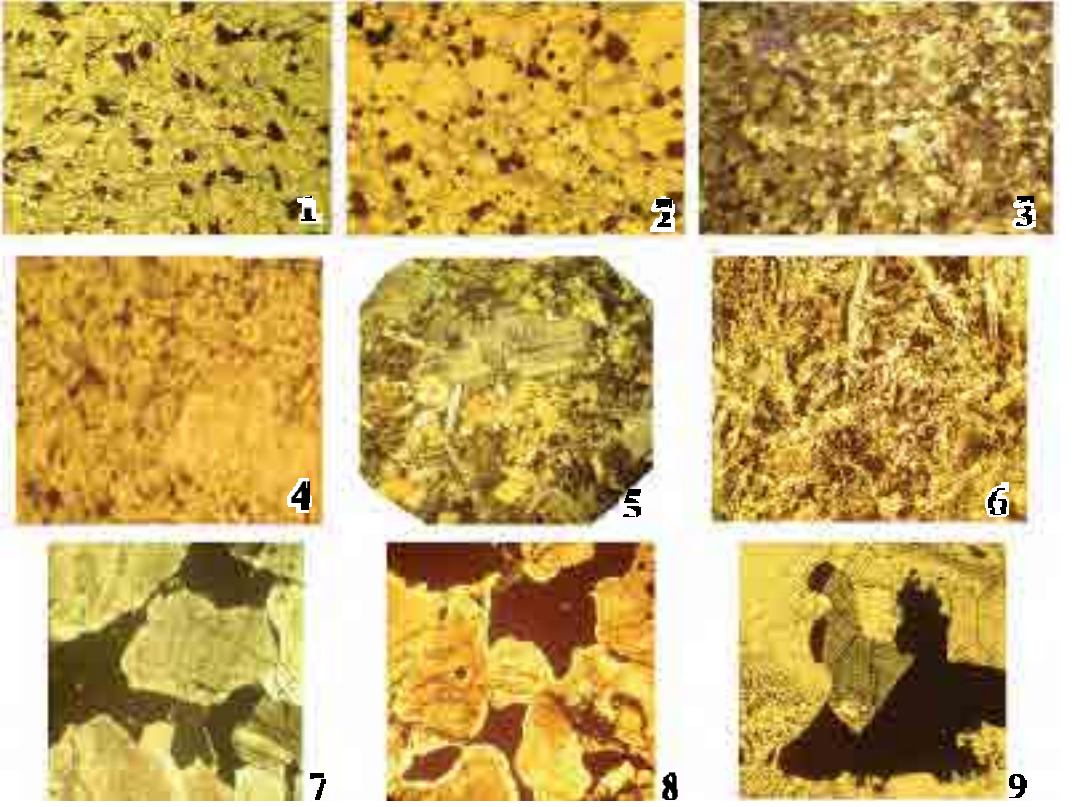


Рис. 15. Распределение одиночных зерен магнетита и лейкоксена (рутила) в порфиритах, туфопесчаниках и ультраосновных породах восточного склона Полярного Урала при содержаниях от 1,5 до 7% объема. Часто в туфопесчаниках и туфоалевролитах присутствуют оба минерала. Метатуфопесчаник плагиоклазовый (андезитовый) интенсивно хлоритизированный, серицитизированный и альбитизированный с вкрапленностью магнетита и лейкоксена (черные зерна), распределенных независимо от интенсивности и рисунка хлоритизации. 1-3 – месторождение Петропавловское, скв. 28/25, 180,5 м (фото 1) и 268,5 м (фото 2), прозр. шл., с одним николем, ×40; скв. 1244Б, 47,8 м, прозр. шл., с двумя николями, ×50 (фото 3); 4 – магнетит (черные зерна) в основной массе монцопорфирита, скв. 1716, 163,7 м, прозр. шл., с одним николем, ×30; 5 – магнетит (черные точки) в габбро-диорите приурочен к роговой обманке, скв. 35, 92,5 м, прозр. шл., с двумя николями, ×30; 6 – равномерное распределение магнетита в основной массе габбро-порфирита, скв. 33, 185 м, прозр. шл. с одним николем, ×50; 7, 8 – пироксенит магнетит-гиперстеновый (фото 7) и оливин-магнетитовый опацитизированный с каемками опала и серпентина вокруг выделений магнетита и гематита (фото 8). Участок Озерный, скв. 534, 71,1 м (фото 7), скв. 533, 12,3 м (фото 8), прозр. шл., с одним николем, ×20; 9 – пироксенит с плагиоклазом, магнетитом, шпинелью (зерно между черными зернами магнетита). Участок Озерный, скв. 535, 97,2 м, прозр. шл., с одним николем, ×20.

Повышение доли трехвалентного железа в его валовой концентрации в гранодиоритах контактных зон интрузивных массивов Чаткальского района отмечено автором ранее (Проценко, 2008$_2$). В минеральном составе пород это отражено ростом содержания акцессорного магнетита до 10 кг/т. Можно не сомневаться, что такая петрологическая особенность гранитоидов (повышение окисленности железа у контактов интрузивных массивов) обусловлена окисляющим действием воды. Гипогенное окисление двухвалентного железа характерно для скарнообразующих процессов у контактов тех же гранодиоритов с карбонатными породами. Достаточно широко распространенным типом изменения гранитоидов, скарнов и вулканогенно-осадочных пород является их эпидотизация, сопровождающаяся выделением незначительных количеств водорода (Проценко, 2008$_1$). Для образования эпидота необходимо присутствие трехвалентного железа. Преобразование 4604 кг (около 1,7 м^3) биотит-плагиоклазовых сланцев под воздействием 72 кг воды и 88 кг углекислого газа в мусковит-эпидот-гастингситовые сланцы (см. реакцию 20 в табл. 6) сопровож-

дается выделением всего 2 кг водорода (менее 0,05% от веса исходной породы). И это происходит вновь в результате использования кислорода воды для окисления двухвалентного железа биотита, в то время как привносимый растворами углекислый газ связывается в карбонате кальцием и магнием разрушающихся плагиоклазов и биотита. Нередко скарнирование сопровождается не только образованием магнетита, но и гематита. Гематит особо характерен для эпидотизированных скарнов и скарноидов. Не вызывает сомнения высвобождение кислорода при анатектическом плавлении подобным образом новообразованных метаморфических и метасоматических пород континентальной коры (при обрушении их в сейсмофокальные зоны, в частности). Таким образом, окисление двухвалентного железа в одних условиях и восстановление его до двухвалентного силикатного состояния в ходе последующих процессов высокотемпературного метаморфизма или формирования анатектических расплавов является «постоянно» действующим в земной коре механизмом абиогенной генерации свободного кислорода за счет воды.

К такому окислительно-восстановительному «дыханию» океанической литосферы автор пришел потому, что не смог принять на веру отсутствие кислорода в воде протоокеанов и атмосфере на ранних стадиях развития Земли, тем более, что и в составе Солнца кислород занимает второе место (Аллер, 1963; Ларин, 1964, с. 37; Войткевич и др., 1970). В воспроизводстве кислорода окислительно-восстановительным «дыханием литосферы», как и растениями, главная роль не случайно принадлежит железу, которого на Земле достаточно много. Железо способно в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала материальных систем окисляться и восстанавливаться, потребляя или высвобождая кислород. Металлическое железо при высоких температурах способно восстановить водород воды. Серпентинизация форстерита (чисто магниевого силиката) и обратное преобразование такого серпентина (без опацитового магнетита) в форстерит к выделению кислорода, как показывают реакции, не приводят.

Десерпентинизация может осуществляться, не «дожидаясь» погружения океанической литосферной плиты до глубин астеносферы. В ее крупных и мелких блоках, «ныряющих» друг под друга, по достижению критической для серпентинита температуры 500°С начнется десерпентинизация. По всей видимости, окислительно-восстановительные реакции в океанической протокоре наряду с фотодиссоциацией воды были главными поставщиками кислорода в воду океана и атмосферу с момента образования Земли и появления коры и гидросферы на протяжении 2-3-х млрд. лет до появления фотосинтезирующих микроорганизмов. Кислород в океанической воде – несомненно, важнейший фактор возникновения жизни. Если без воды возникновение жизни было бы невозможным, то без железа оно (возникновение) было бы крайне затрудненным, хотя железо могли заменить и другие меняющие валентность металлы (марганец или даже уран). На роль радиоактивного распада урана в мутациях и эволюционном развитии организмов указывают многие исследователи, работающие в сферах естествознания от биологии до астрономии. «Под влиянием внешних факторов (например, жесткой радиации) могут происходить отдельные нарушения в системе кода наследственности. Такие нарушения будут приводить к появлению у потомков совершенно новых признаков, которые будут передаваться дальше по наследству. Эти явления называются «мутациями». Дарвиновский естественный отбор со временем производит жесткую селекцию. В результате остаются («выживают») организмы, у которых мутации оказались полезными, нужными данному виду в его борьбе за существование» (Шкловский, 1965, с. 126-127).

Характеризуя особенности морского седиментогенеза, нельзя оставить без внимания главную причину изменчивости условий его протекания в разных зонах мирового океана – энергетику углубления и обмеления водных бассейнов, их раскрытия и закрытия, соотношений в протоосадках вулканогенных и терригенных продуктов. Как

правило, именно энергетика перемещений литосферных плит скупо освещается в гипотезах новой глобальной тектоники. R.S.Diets (1961), излагая основные положения тектоники литосферных плит, с убежденностью полагал, что «…в мантии действуют огромные конвективные ячейки, подогреваемые теплом распада радиоактивных минералов» (Новая глобальная тектоника, 1974, с. 27). Чтобы конвекция в вязкой среде мантии поддерживалась длительно, необходимы постоянная генерация тепла в ее глубинах и заметный (если не значительный) градиент температуры по вертикали. Это (с позиций радиогенной теплоэнергетики) может происходить либо при изначальном обогащении глубинных частей мантии радиоактивными элементами (что уже к рубежу 2 млрд. лет оспаривается многими исследователями), либо при локальном повышении их концентрации на глубине в результате продолжающейся дифференциации ее вещества. Аналитических данных, убедительно подтверждающих второе предположение, нет. Тепло радиоактивного распада нестабильных элементов – часто звучащий тезис популяризации новой глобальной тектоники. «Современный тепловой поток из недр Земли можно объяснить тем теплом, которое выделяют сами радиоактивные минералы в земной коре… Эти успехи физической химии… нашли тот самый источник энергии, который мог подтвердить теорию разрастания океанического дна и дрейфа континентов… Тепло… радиоактивного распада может вызвать образование магматических струй («плюмов»), из которых и образуется новая кора в зонах срединно-океанических рифтов…» (Нешиба, 1991, с. 367). В работе Т.Н.Далимова и В.И.Троицкого (2005) приведен «баланс» теплоэнергетики расслоения Земли для разных эпох, дающий повод сомневаться в доминировании радиогенного тепла. По какой причине «магматические струи» потекут именно к срединно-океаническим хребтам? На такой вопрос нет ответа в абсолютном большинстве вариаций «теорий» новой глобальной тектоники. И, видимо, не случайно Л.П.Зоненшайн и М.И.Кузьмин предлагают более сложный механизм теплового взаимодействия коры и мантии, заменив «горячие точки и струи» в астеносфере «горячими полями» в более глубоких зонах мантии, вплоть до ядра планеты. «Перемещение вещества и энергии происходит на двух уровнях: нижнемантийном, где действует тектоника горячих полей, ответственная за формирование и распад Пангеи, и верхнем, охватывающем астеносферу и литосферу, где действует тектоника литосферных плит, определяющая раскрытие и закрытие океанов и образование складчатых поясов» (Зоненшайн и др., 1983, с. 28). Внутреннюю противоречивость этой геодинамической конструкции вскрывают вопросы: почему тектоника глубинных горячих полей, ответственная за формирование и распад Пангей, не имеет такого же значения в раскрытии и закрытии океанов, как конвективные ячеи «работают» на огромных горизонтальных расстояниях в твердой среде мантии?

Кс. Ле Пишон на основе анализа перемещений относительно однородных «жестких» литосферных плит пришел к обобщению: «…Системы крупных перемещений земной коры… сведены к движениям вдоль пяти линий, каждое из которых приводит к раскрытию океана… Эти движения – результат добавления нового материала земной коры на гребнях срединно-океанических хребтов, так что, если Земля не расширяется, должны существовать также другие границы блоков земной коры, вдоль которых земная кора сокращается или разрушается… Главными зонами, вдоль которых происходит погружение литосферы, являются глубоководные желоба. *Из-за термальной инертности литосфера сохраняет свою однородность до глубин 700 км* (курсив В.Ф.П.). Предположим, что имеется часть мантии, видимо, ниже глубины 800 км, в которую литосфере проникнуть уже не удается. Тогда прилежащий континентальный блок будет стремиться… перекрыть систему островной дуги и глубоководного желоба. Затем спрединг прекратится до тех пор, пока не образуется новая система желобов» (Там же, с. 130). В этой цитате «доказательство» реальности субдукции сделано вводом предположения «если Земля не расширяется», в чем

С.У.Кэрри (1991), А.Ф.Грачёв, В.А.Калинин, В.С.Федоровский (1987) и ряд других исследователей сомневаются. Если прекратится спрединг, как континент перекроет структуру глубоководного желоба, каким образом будут работать конвективные ячейки при термальной инертности и однородности мантии, как континент может передвигаться, если его основание погружено в мантию на 15-40 км глубже океанической коры? Это пример использования нового предположения, противоречащего исходному, для утверждения явления, не укладывающегося в общую гипотезу.

«Континент перемещается на вовлеченной в конвекцию мантии до тех пор, пока не достигнет нисходящей ветви конвекционной ячейки. Из-за его значительно более низкой плотности он не может быть вовлечен в погружение, и поэтому ведущий край континента оказывается деформированным и утолщенным. Атлантический, Индийский и Арктический океаны окружены краями континентов, движущихся в стороны от них, в то время как к Тихому океану обращены ведущие края континентов, которые или движутся к островным дугам, представляя нисходящие ветви мантийных конвекционных ячеек, или (как на восточной окраине Тихого океана) погружаются, а частично надвигаются на зону интенсивных деформаций, расположенную над ветвью нисходящего конвекционного потока» (Хесс, 1962, с. 24). Энергетика вовлечения вещества мантии в конвекцию в большинстве цитированных работ не обсуждается. Активно «эксплуатирующиеся» гипотезы «горячих точек и плюмов» противоречат значительным перемещениям материков и литосферных плит в горизонтальных направлениях в результате конвекционных потоков в мантии и астеносфере (непрерывность которой не доказана даже под океанами).

Определяющая роль радиогенного тепла в развитии Земли и последовательном разрастании континентов была главным «опорным пунктом» ядерной теории развития земной коры, значительно ранее сформулированной В.И.Поповым. «Развитие депрессий в Средне-Тянь-Шаньском и Южно-Памирском волновых центрах продолжалось до тех пор, пока при развитии Ангарского континента с севера на юг не настала их очередь превратиться в депрессионные поднятия... Так устанавливается основной… ряд… поступательного развития вещества Земли. Он включает… радиоактивный распад атомов; радиотермически обусловленный магматизм, разрастание земных сиалических оболочек…, осадкообразование. В этом ряду первичными являются радиоактивные и магматические превращения вещества…» (Попов, 1955). С решающей ролью радиогенного тепла в генерации магматических расплавов и развитии континентальной коры плохо согласуется распределение радиоактивных элементов в магматических интрузивных и вулканогенных образованиях среднего и позднего палеозоя в Чаткальском и Кураминском регионах Средней Азии. В первом – кларковые и более низкие содержания радиоактивных элементов в интрузивных породах среднего палеозоя; во втором – многочисленные аномалии в позднепалеозойских вулканогенных породах равашской и кызылнуринской свит.

Весьма ограниченные возможности диффузионного перераспределения радиоактивных элементов не дают удовлетворительного объяснения, почему магматические «выплавки» проявляются во времени и пространстве лишь спорадически? Нет убедительных материалов, показывающих обогащенность (нижней) мантии радиоактивными элементами. Содержания калия в породах зеленокаменных поясов «всех времен» близко к его же низким концентрациям в основных и ультраосновных породах. Проанализировав значимость (тепловой) энергии разного происхождения, Т.Н.Далимов и В.И.Троицкий (2005, с. 14) заключили: «Вклад радиогенной энергии в процессы дифференциации ограничен, в основном, пределами земной коры, что не может объяснить возникновение ядра Земли». На рисунке 2.6 их работы (с. 16) показано, что «энергия радиоактивная» никогда в истории расслоения Земли не превышала половины «суммарного выделения энергии». Этот вывод вторит представлениям В.И.Вернадского о суммарной генерации тепла распадом радиоактив-

ных элементов в связи с особенностью распределения урана, тория и калия в разрезе Земли с закономерным довольно резким снижением их содержаний в породах мантии. «На основании того, что мы знаем о геологических процессах земной коры, приходится допустить, что темп теплового излучения радиоактивных атомов уменьшается с глубиной более быстро, чем мы это наблюдаем в верхней части земной коры» (Вернадский, 1934, с. 281).

По-иному характеризует энергетику земной коры А.А.Маракушев. «Процессы магматизма и метаморфизма, развивающиеся в земной коре, являются отражением более глубинных мантийных процессов зарождения и развития флюидов и магматических расплавов в связи с глубинным проникновением рифтовых и других дислокаций. Флюиды в глубинных зонах возникают в результате дегазации. Первоначально они имеют восстановленный состав и окисляются по мере подъема в верхние горизонты мантии и земной коры, выделяя при этом энергию, необходимую для развития магматизма и метаморфизма… Флюидно-силикатный расплав (магма) взаимодействует с веществом мантии, вызывая метаморфизм…» (Маракушев, 1975, с. 14). Чем могут окисляться компоненты восстановленных флюидов в верхних горизонтах мантии? Автор данной работы видит только один механизм проникновения кислорода на такие глубины – в составе воды по нарушениям рифтовых зон и трансформных разломов. При температуре выше 600°С углерод, окисляясь, разрушает молекулы воды, восстанавливая водород. При этой же температуре водород воды восстанавливается железом. Углекислый газ и водород – главные после воды компоненты вулканических газов. Однако подобное взаимодействие восстановленных газов с водой не приведет к выделению тепла. Стандартная энтальпия одного моля воды -285,8 кДж (Глинка, 1978, с. 345), а одного моля углекислого газа -395 кДж (Там же, с. 443). Получение одного моля углекислоты восстановлением водорода из двух молей воды образно можно представить реакцией: $2H_2O + C \rightarrow 2H_2 + CO_2$ При ее осуществлении на восстановление водорода необходимо потратить 285,8×2 = 571,6 кДж, а выделится при окислении углерода только 395 кДж. Таким образом, подобный путь разогрева верхних горизонтов мантии нереален – реакция эндотермична. И она может локально протекать, лишь «заимствуя» тепло из магматической или горячей твердой среды, охлаждая ее. Альтернативой может быть только совершенно нереальное поступление в мантию свободного кислорода в количествах, обеспечивающих состав вулканических газов. Данная реакция приводит к повышению давления газов в магматической камере при поступлении в нее воды: проникают два моля «жидкой» воды, образуются три моля газов. Не эта ли особенность взаимодействия магмы и морской воды создает необычайную мощность пароксизмов плинианских вулканических извержений, сопровождающихся образованием огромных масс пирокластического пепла и более грубозернистого материала, распространяющегося на большие расстояния в виде палящих туч. Уместно напомнить о выводах некоторых исследователей вулканизма. «Наиболее примечательной чертой вулканизма окраины Азиатского материка было преобладание игнимбритов, образовавших гигантские поля объемом в тысячи кубических километров…» (Ротман, 1971, с. 27). «Девять десятых общей массы извергаемого материала приходится на пирокластические продукты, главным образом андезитовый вулканический пепел…» (Мархинин, 1985, с. 28).

Принципиально отличающееся объяснение едва ли не всем особенностям геодинамики (в пространстве и геологическом времени) дается геосолитонной гипотезой развития Земли, ее геосфер и даже живой материи (Бембель и др., 2003). Гипотеза отвергает тектонику литосферных плит как таковую, «объясняя» рождение геосфер, континентов и океанов, самой воды в океане, магмы и химических элементов протонно-водородной дегазацией ядра Земли, состоящего из вырожденного протонно-электронного газа, находящегося при сверхвысоком давлении и сверхнизкой температуре. Далее (курсивом) только некоторые, практически ничем не аргументированные,

положения гипотезы. *Распределение континентов и океанов на поверхности Земли зависит от выхода наиболее активных геосолитонных каналов, по которым через мантию идет энергомассоперенос из ядра Земли в земную кору и атмосферу. Крупные мантийные диапиры (плюмы), корни которых уходят в плазменное ядро планеты, на северо-западной геосолитонно активной окраине Тихого океана формируют офиолитовые ассоциации, в которых преобладают ультрабазиты дунит-гарцбургитового состава, серпентизированные еще внутри мантии. В ранней серпентинизации мантийных гарцбургитов участвуют восстановительные флюиды (водород и угарный газ), поступающие по геосолитонным трубкам из нижней мантии. Дефицит кислорода в мантийных диапирах (плюмах) приводит к их интенсивным химическим реакциям с веществом земной коры, обогащенной кислородом. В результате, значительная часть земной коры превращается в воду, пополняющую океаны и создающую крупные пресные водоемы на континентах. Формирование океанической коры на континентах происходит там, где по геосолитонным трубкам поднимаются мантийные диапиры, несущие восстановительные флюиды, под действием которых континентальная кора «тает», превращаясь в воду и океаническую кору. Все природные процессы на поверхности Земли, если и зависят от влияния солнечных воздействий, являются, прежде всего, геологическими процессами, энергетически обусловленными геосолитонной дегазацией Земли.*

В геосолитонной концепции, как и в гипотезах тектоники литосферных плит и расширяющейся Земли, предпринята попытка объяснения основных закономерностей возникновении и локализации месторождений минерального сырья (мелких и уникальных скоплений углеводородов, в частности), но наименьшее внимание уделяется поведению самого минерального вещества, его составу и состоянию в разных термодинамических обстановках. Нельзя оставить без внимания ряд важных внутренних противоречий геосолитонной концепции. В плазменном ядре Земли по каким-то необъясненным причинам возникают вихревые потоки протонно-электронного газа по сверхтонким солитонным трубкам, в которых осуществляются термоядерные реакции, не приводящие к изменению температуры в окружающей среде. Эти «вихревые» потоки достигают литосферы, преодолевая тысячи километров твердого вещества мантии. Мантию и глубокие горизонты земной коры они разогревают, но на вершинах высоких гор ими создаются природные холодильники, конденсирующие ими же формируемую воду. Серпентинизация дунитов и гарцбургитов восстановленными (точнее, восстановительными) газами невозможна: она как раз требует дополнительного источника кислорода (наряду с водородом). Каким образом геосолитонные потоки электронов и протонов формируют углеводороды в земной коре при встрече с углеродом (в т. ч. углеродом известняков)? Какова судьба окисей кальция и магния в таком случае? Со ссылкой на многолетний уникальный дебет некоторых скважин в крупных нефтеносных бассейнах в концепции указывается на вероятность восстановления запасов нефти под воздействием современных геосолитонных потоков по разломам и трещинам. Солнце ежедневно повышает температуру поверхности пустынь на десятки градусов, ночью она остывает вопреки утверждению обусловленности энергетики природных процессов геосолитонной дегазацией ядра Земли. «Мы полностью зависим от Солнца; его лучистая энергия, поступающая на землю в 5000 раз больше внутренней энергии нашей планеты» (Портнов, 2011).

Магматизм срединно-океанических хребтов не только наращивает океаническую кору, но и начинает формировать континентальную. При зарождении островных дуг вначале изливаются, как и теперь в срединно-океанических хребтах, продукты плавления «истощенной мантии» – толеитовые или близкие к ним базальты. Но в большинстве «зрелых» островных дуг процесс многократного плавления и переплавления приводит к накоплению контрастных базальт-риолитовых формаций, характерных восточным окраинам Азиатского континента. По мере детализации ис-

следований возрастает число сообщений о находках в срединно-океанических хребтах излияний и пирокластики известково-щелочных лав (андезитов). С достаточной отчетливостью роль островных дуг и срединно-океанических хребтов в зарождении и развитии коры континентального типа за счет океанической именно в результате магматизма обрисована Г.С.Горшковым на примере изменения во времени состава изливающихся расплавов. «Возникновение островных дуг на участках, удаленных от континентов на тысячи километров, фактически прямо на океанической структуре земной коры является очень интересным и крайне важным фактом. Развитие такого рода структур может сформировать участки земной коры континентального типа…» (Горшков, 1964, с. 45, 47). Состав и структура земной коры под окраинными морями западной части Тихого океана (от Австралии до Чукотки) показывают ее эволюционное развитие от океанического типа (Филиппинское море) к континентальному (Восточно-Китайское море). «Окраинные моря Восточной Азии располагаются в зоне перехода океанической земной коры Тихого океана к континентальной коре Азиатского континента. Эта зона перехода соответствует области мезозой-кайнозойской складчатости внутренней части Тихоокеанского тектонического пояса, обрамляющего Тихий океан, а с внешней стороны пояса располагаются докембрийские платформы Азиатского, Австралийского, Антарктического, Северо- и Южно-Американского материков… За пограничный структурный элемент зоны перехода от Тихого океана к Азиатскому континенту принят Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс…, сложенный, главным образом, наземными вулканогенными формациями мелового возраста» (Гнибиденко, 1979, с. 5).

В завуалированной форме близки к такому же пониманию роли вулканизма в формировании земной коры Л.П.Зоненшайн и М.Н.Кузьмин. «Под внутриплитовым магматизмом следует понимать… проявления вулканизма и интрузивной деятельности, которые не подчинены границам литосферных плит… Немалое количество вулканов, которые относятся к той же категории, располагается в гребневой зоне срединно-океанических хребтов… В то же время ни один из этих островов не находится непосредственно в самой осевой экструзивной зоне, где идут излияния низкокалиевых толеитовых базальтов и происходит наращивание новой океанической коры;… Термин «внутриплитовый магматизм», как видно, не так уж точен. В океанах наиболее характерная его особенность состоит в появлении щелочных базальтов, щелочных и ультращелочных пород и в обогащении всех пород по сравнению с базальтами СОХ многими литофильными элементами (K, Rb, Sr, Ba, РЗЭ, Zr, Hf, Nb, Ta и др.)» (Зоненшайн и др., 1983, с. 28, 29). Безусловно, в этом перечне литофильных элементов необходимо упомянуть и кремний. Покисление мантийных и астеносферных выплавок – главный критерий их направленного развития во времени. Продуктивность этого наиболее вероятного механизма дифференциации вещества Земли подтверждается содержанием кремния в ультраосновных (дуниты и др. – 19%), основных (базальты, габбро – 24%) и средних (диориты, андезиты – 26%) породах (Виноградов, 1962). Без покисления выплавок, «всплывающих» в верхние зоны, вещественные различия литосферы, астеносферы, мантии, и даже ядра Земли были бы минимальными со всеми вытекающими из этого последствиями для гипотез тектоники литосферных плит и тектоники горячих полей в глубинах мантии. Приведем, в связи с этим, мнение А.П.Виноградова о механизмах выплавок. «…Первичное холодное вещество планеты подверглось вторичному разогреванию благодаря энергии сжатия – гравитационной, и главным образом под влиянием тепла, генерируемого радиоактивными элементами U, Th, K^{40}, которых около $4{,}5 \cdot 10^9$ лет назад было в Земле в 8-9 раз больше, чем теперь. Под влиянием этого разогревания Земли происходил односторонний, направленный процесс дифференциации вещества ее на оболочки. Механизм этого грандиозного процесса выплавления и дегазации мантии Земли был нами воспроизведен экспериментально… при помощи так называемого зонного плавления…» (Виноградов, 1967, с. 11).

Химизм гранитоидов среднепалеозойского интрузивного комплекса в Чаткальском районе Срединного Тянь-Шаня (рис. 16) подтверждает покисление исходной магмы во времени не только в связи с плавлением, но и в соответствии с закономерностями ее кристаллизации в конкретном интрузиве. Структурно-текстурно-минералоги-

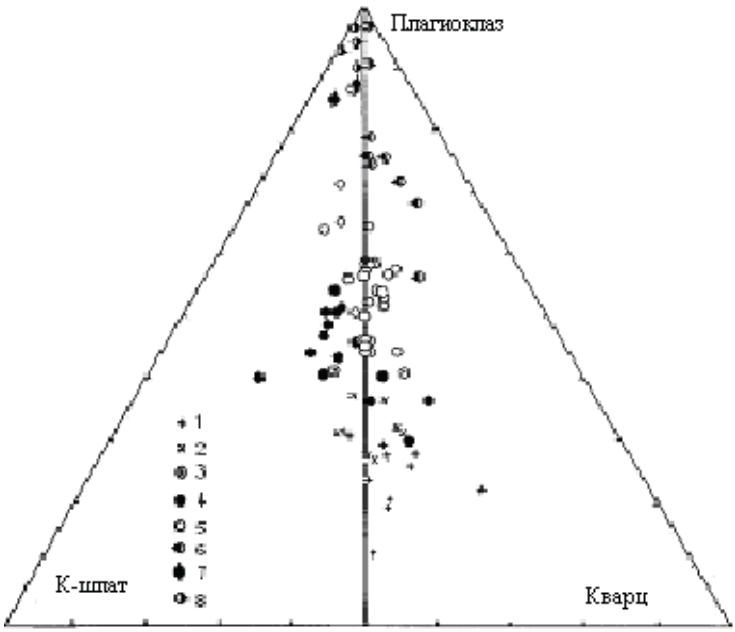


Рис. 16. Соотношение количества плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата в гранитоидах среднекаменноугольного комплекса Чаткальского района. Граниты биотитовые: *1* – Чимганского интрузива и Бештерского выхода в Майдантальском массиве, *2* – мелких тел в массивах гранодиоритов; *3* – адамеллиты и граниты биотитовые мелких тел в массивах гранодиоритов; *4* – гранодиориты лейкократовые и адамеллиты центральных участков крупных массивов; *5* – гранодиориты меланократовые и нормальные сателлитов и краевых зон массивов; *6* – сиенодиориты кварцевые; *7* – диориты кварцевые; *8* – диориты.

ческие особенности диоритов, гранодиоритов и гранитов этого комплекса показали (Проценко 2008$_2$), что выделение породообразующих минералов происходит в одной и той же последовательности при формировании пород всех фаз и фаций в пределах конкретных интрузивов. Выделение в твердую фазу минерала, отличающегося по составу от материнского расплава, ведет к диспропорционированию концентраций компонентов между исходным расплавом и остающейся при кристаллизации жидкой фазой. Остаточная жидкая фаза обедняется компонентами, входящими в минерал в повышенных против исходного расплава количествах, и обогащается теми, которых в минерале меньше. Возникающий при этом градиент концентраций обусловит диффузионный обмен веществом между зоной кристаллизации и исходной магмой. На это указывает зональность зерен плагиоклаза и роговой обманки ранней. Основность плагиоклаза от центра порфировых выделений к периферии нередко падает на 10-15 номеров, что вызывает существенное снижение концентрации окиси кальция и повышение содержания окиси натрия в соседствующей жидкой фазе. Компонентами, не входящими в минерал, жидкая фаза обогащается до тех пор, пока активность их не достигнет величины, необходимой для выделения собственного минерала (рис. 17). Покисление поздних порций исходного расплава в результате кристаллизационной дифференциации в пределах уже занятого магмой пространства обсуждено ранее (Проценко, 2008$_2$). Оно является общей тенденцией преобразования магматического расплава в кристаллические породы. Первыми в твердую фазу переходят компоненты расплава, формирующие минералы с более высокой температурой плавления; для основных, средних и кислых пород это плагиоклазы и темноцветные. Завершает кристаллизацию выделение кварца и калиевого полевого шпата из остаточных порций расплава, обедненного компонентами, перешедшими в твердую фазу на ранней стадии кристаллизации. Об изменениях состава «остаточного» расплава по мере кристаллизации плагиоклазов и последующих минералов, отраженных на рис. 17,

можно судить по полизональным кристаллам плагиоклаза и «фаршированным» кристаллам циркона (рис. 18). Зарождение в микрообъеме многочисленных центров кристаллизации свидетельствует о высокой вязкости расплава, препятствующей диффузионному выравниванию содержаний минералообразующих компонентов. Косвенно это указывает на низкие концентрации воды и других летучих, снижающих вязкость кислой магмы. Эта особенность в составе исходного для гранодиоритов магматического расплава отразилась отсутствием гидратационных изменений пород, вмещающих интрузивы. Несмотря на высокую насыщенность интрузиями разного состава, крупных эндогенных месторождений минерального сырья в Чаткальском районе нет. Известные проявления полиметаллических руд залегают в осадочных породах, вмещающих мелкие сателлиты гранодиоритовых массивов среднекаменноугольного возраста. Скарновые и жильные проявления маг-

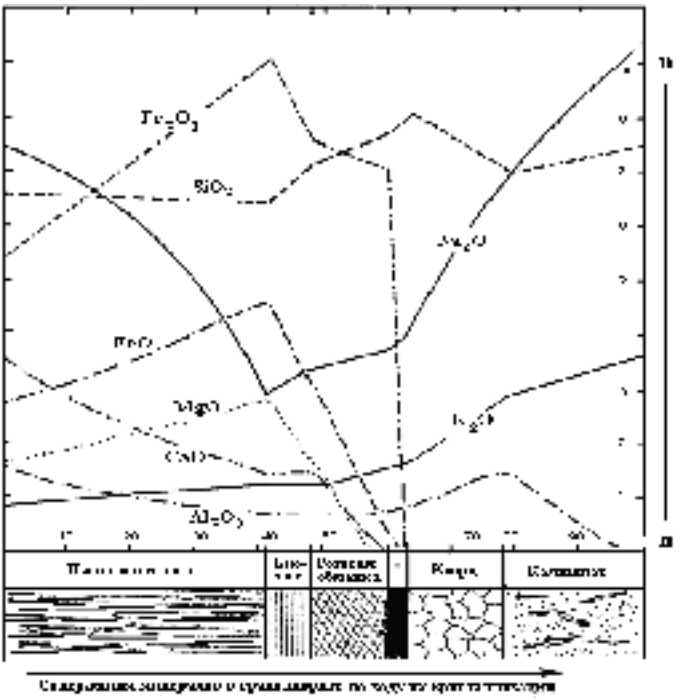


Рис. 17. Изменения концентраций петрогенных окислов по ходу кристаллизации магматического расплава гранодиоритового состава (проба 2001 в Чаткальском массиве; Проценко, 2008$_2$). Размерность концентраций, %: SiO_2, Al_2O_3 – n·10, K_2O – n·5, CaO, FeO, MgO – n, Na_2O – n·0,5, FeO – n·0,2.

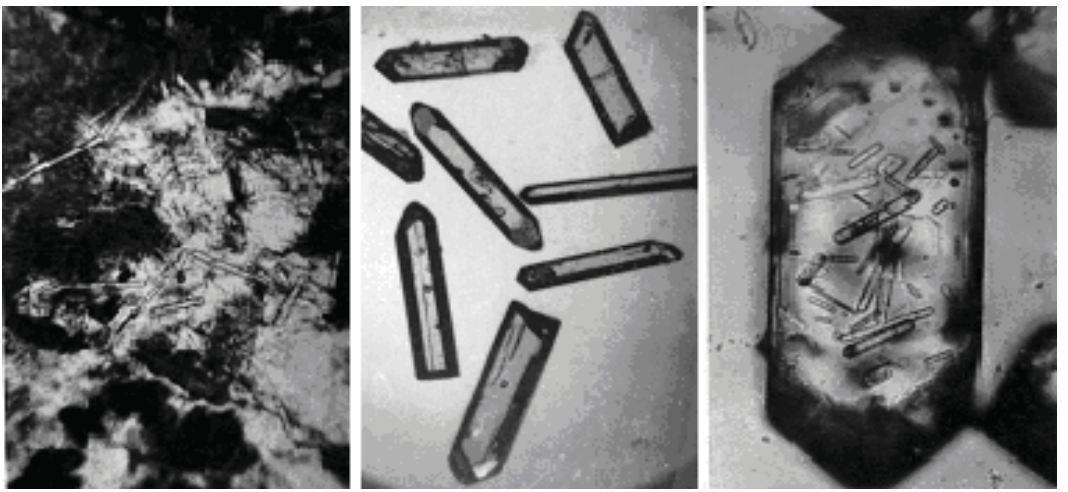


Рис. 18. Многочисленность центров кристаллизации и захват многих из них при последующем росте зональных кристаллов (зерен) – показатели степени насыщения расплава некоторыми компонентами и его вязкости к началу кристаллизации. Кристаллы плагиоклаза захватили многочисленные игольчатые кристаллы апатита (левое фото). «Крупные» кристаллы циркона «фаршированы» его же игольчатыми кристаллами (второе и третье фото). Прозрачный шлиф и зерна минералов из гранитоидов среднекаменноугольного интрузивного комплекса Чаткальского района, ×50 (Проценко, 2008$_2$).

нетита и гематита в Ихначском массиве сопровождаются интенсивным осветлением гранодиоритов (альбитизация и калишпатизация) с полным разрушением темноцветных минералов. Пегматиты выявлены в массивах позднепермских гранитов.

Однотипная направленность кристаллизационного изменения состава исходного для формирования интрузивного комплекса магматического расплава во времени (диорит → гранодиорит → гранит) подтверждается появлением меланократовых разностей гранодиоритов у контактов, как с карбонатными, так и с алюмосиликатными осадочными и магматическими породами, более основными или кислыми, чем сами гранодиориты. Гомодромно изменяется состав исходных магм и в сериях даек позднекаменноугольно-раннепермского комплекса в этом регионе (Проценко, 2008). Отдельные пояса в Чаткальском массиве характеризуются наличием 20-25 даек на 1 км поперечного сечения при мощности даек от долей до 20 м.

В гипотезах многоступенчатого выплавления андезитовой магмы из пород мантии придается особое значение как воде погружающейся океанической коры (базальты, габбро, зеленые сланцы, амфиболиты, серпентиниты), так и глубинным потокам флюидов и калия (Гентшафт и др., 1975). Экспериментально выявленный рост объемного веса пород до 3,54 г/см^3 при эклогитизации габбро (Рингвуд, Грин, 1968), является, по мнению этих исследователей, главной причиной погружения больших масс эклогитов в верхнюю мантию (Грин, Рингвуд, 1968), где из них селективно выплавляется магма андезитового состава. Роль параллельно идущих процессов плавления и кристаллизации в формировании все более кислых разностей магмы в процессе ее миграции к поверхности отмечена А.П.Виноградовым (1967, с. 13): «В… процессе перемешивания нижние участки расплава, поступая к верхней границе зоны в соответствии с адиабатой, окажутся перегретыми, будут отдавать принесенное с собой тепло, которое расходуется на подогрев и плавление пород кровли. С другой стороны, верхние участки расплава, поступая также в соответствии с адиабатой к нижней границе, окажутся там переохлажденными, начнут кристаллизоваться с выделением теплоты кристаллизации и нагреются до температуры плавления в этих условиях. Продолжающееся перемешивание расплава и связанный с этим перенос тепла от нижней границы вверх будет непрерывно сопровождаться кристаллизацией внизу и плавлением вверху, и вся расплавленная зона будет *перемещаться вверх в соответствии с механизмом зонного плавления*».

Охарактеризованные выше особенности состава гранитоидов среднекаменноугольного интрузивного комплекса Чаткальского района показывают особо значимую роль кристаллизационной дифференциации в изменении состава жидкой фазы магматического расплава. В неодновременной кристаллизации минералов скрыт механизм обогащения остаточных порций жидкой фазы калием и кремнекислотой. Они входят в состав плагиоклазов и амфиболов, кристаллизующихся первыми, в относительно небольших количествах и накапливаются в жидком остатке (см. рис. 17). Эта особенность может иметь прямое отношение к повышению кислотности и калиевой щелочности поднимающейся магмы без потоков флюидов и калия из мантии.

Различия в составе и строении континентальной (салической) и океанической (мафической) литосфер (до раздела Мохоровичича), как представляется в свете приведенных особенностей глубинной кристаллизации магмы, не строго соответствуют распространенному убеждению о росте континентов за счет океанической литосферы. Достаточно категоричное мнение А.П.Виноградова представляется логически хорошо обоснованным. «Материки росли из мантии, лежащей в их основании, а не со дна океана… Континентальная земная кора имеет три главных слоя пород: базальтический, гранитный и осадочных пород… Океаническая кора имеет два слоя – осадочных пород (метаморфизованных и неметаморфизованных) и сплошную базальтовую оболочку… Мощность примитивной (толеитовой) базальтовой оболочки на континентах 15-20 км, на дне океана около 8 км… Платформы на материках в

эпейрогенических областях заливались морями… Но никогда в истории планеты океанические абиссальные равнины не становились континентальными плато» (Виноградов, 1967, с. 1-24). В многочисленных вариациях гипотез тектоники литосферных плит, как и расширяющейся Земли, эти взгляды А.П.Виноградова не оспорены. К ним можно добавить, что под континентами выплавлению легкоплавких магматических масс, обогащенных кремнием и другими салическими элементами, способствует теплоизолирующее влияние их мощной коры. Практически все авторы отмечают повышенный тепловой поток через океаническую кору в сравнении с континентальной. «Корни» литосферы континентов лежат на 15-20 км гипсометрически ниже океанической литосферы. Это, несомненно, основная причина направленного потока относительно легких выплавок из-под более мощной коры континентов к структурам ее сочленения с океанической литосферой. Проплавляя себе путь к поверхности, обрушая и переплавляя края континентов, выплавки ослабляют их структурную связь с океанической литосферой. Сейсмофокальные зоны (Беньоффа-Заварицкого) в большинстве случаев круто падают под континент (рис. 19) или островную дугу и выполаживаются на глубинах значительно ниже «корней» континента. В таком механизме взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит появляется возможность понять условия формирования контрастных базальт-риолитовых вулканогенных формаций, развитых на восточных окраинах Азии. Вулканизм, «опустошая» глубины сейсмофокальных зон на уровне основания континентальной коры (а это, по геофизическим данным, средоточие эпицентров землетрясений средних глубин), способствует проседанию (обрушению) окраинных блоков континента и сползанию блоков океанической литосферной плиты, «готовя» пространство для их погружения. В противном случае более легкие породы (базальты, габбро и перидотиты, содержащие серпентин) океанической коры должны погружаться в более плотную мантию, минуя астеносферу. Вероятность этого варианта субдукции мала даже при развитии процесса вдоль сверхглубинных разломов, которыми, естественно предположить, вскрываются максимально напряженные блоки мантии. Блоки коры по мере погружения нагреваются и плавятся при более низкой температуре, чем в астеносфере и верхней мантии. Повышенное содержание воды в погружающемся материале понижает температуру начала его плавления до 600°С. В разогрев и плавление включается энергия, аккумулированная тонкодисперсными осадочными образованиями континента и океана. Напряженность в магматическом очаге вновь возрастает, благодаря переходу воды из твердофазных минералов в газообразное состояние. Вулканизм возобновляется, и все повторяется вновь.

«Если бы мы удалили с поверхности Земли воду, то могли бы наблюдать два различных топографических уровня: 1) дно океанов (около 5 км ниже уровня моря) и 2) поверхность континентов (несколько сотен метров выше уровня моря)… Данные гравиметрии свидетельствуют о том, что эти два типа разрезов имеют одну и ту же массу – давление на любом произвольном уровне под ними, например, на глубине 40 км, одно и то же. Они находятся в состоянии гидростатического равновесия…» (Хесс, 1974, с. 11). «Любая приемлемая теория развития земной коры должна объяснять, почему континенты на протяжении геологической истории всегда занимали высокое положение, несмотря на постоянное понижение поверхности суши вследствие эрозии… Теория спрединга дает нам в руки механизм, в соответствии с которым континенты размещаются над местами, где отмечается тенденция к аккумуляции все новых и новых порций сиаля... Осадки, сносящиеся с континентов в глубокое море, видимо, не утрачиваются окончательно – вначале они медленно перемещаются снова в направлении континентов, а затем попадают под континенты, где гранитизируются и пополняют собой сиалические глыбы» (Диц, 1974, с. 30, 31). Эти цитаты дают основание утверждать, что в постоянном «обновлении» мощности континентальной коры задействованы не только мантийные выплавки, но и продукты дезин-

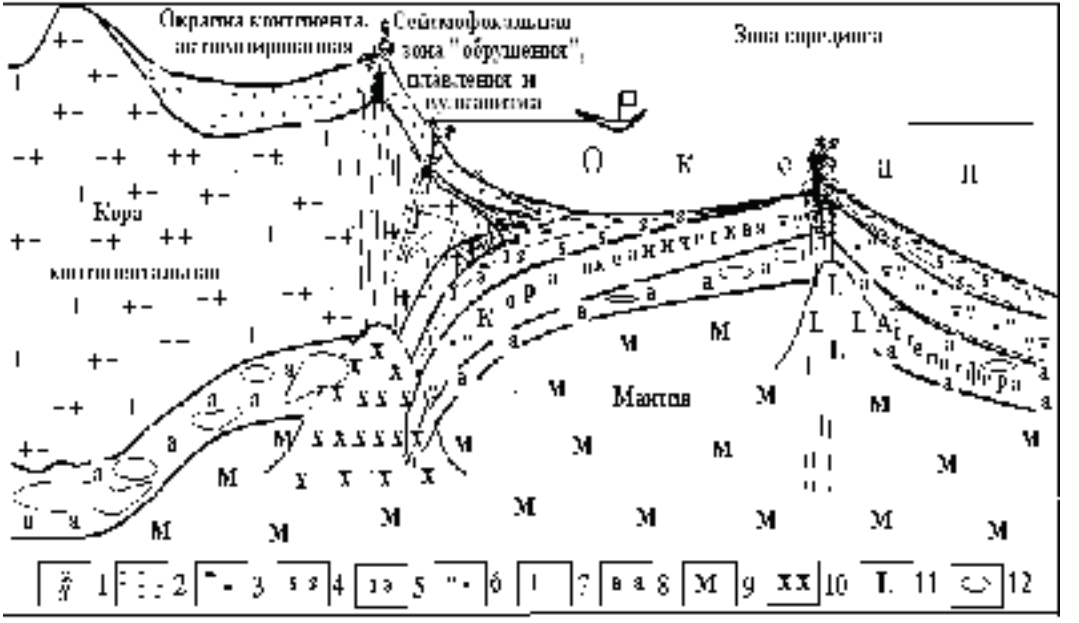


Рис. 19. Схема взаимодействия спрединга, скучивания и обрушения, серпентинизации и десерпентинизации океанической литосферы и вулканизма в структурных преобразованиях земной коры. *1* – эффузивные и эксплозивные извержения вулканов и (или) активная деятельность «курильщиков»; *2* – осадки и осадочные породы вулканогенно-терригенные, петрологически контрастные; *3* – осадки и осадочные породы преимущественно базальтоидные; *4* – слой (горизонт) серпентинизированной коры океанического типа; *5* – эклогитизация серпентинизированной коры в глубинах мантии; *6* – кора океаническая, преимущественно базальтовая; *7* – кора континентальная: граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, породы зеленокаменных поясов; *8* – астеносфера: слой непостоянной мощности субпластических ультраосновных и основных пород с очагами выплавки базальтовой магмы; *9* – мантия, в основном, пироксенит-перидотитового состава; *10* – «вторичные» магматические очаги, возникающие в глубинах сейсмофокальных зон с переплавлением пород погружающихся блоков океанической и континентальной коры; *11* – «первичные» магматические очаги – выплавки базальтоидной магмы из мантии и астеносферы; *12* – очаги выплавок в астеносфере.

теграции и химико-минералогического преобразования пород континента с аккумулированной в них энергией мелко- и микрозернистой дезинтеграции. Эту энергию можно считать «врожденным потенциалом тепловой энергии осадочных пород». Он обусловлен некомпенсированными зарядами атомов, возникшими на поверхностях твердых частиц в результате как колоссального роста суммарных площадей их раздела при глубокой дезинтеграции пород, так и нарушения в кристаллической структуре слагающих твердые частицы минералов. Главным «виновником» такой дезинтеграции является Солнце. При многократных нагреваниях и охлаждениях в породе возникают микротрещины, заполняемые водой, вступающей с ними в химическое взаимодействие и выносящей из них растворимые компоненты. Замораживание воды приводит к расширению и углублению микротрещин. Все эти явления связаны с механическими воздействиями, обусловленными теплом солнечного излучения. Потоки воды смывают продукты разрушения континента и, дополнительно измельчая, переносят их в бассейны седиментации. Воду наверх поднимает солнечная радиация, ею же обусловлены ветер, волнение воды в море и морские течения. Только с использованием энергии солнечного света живут и размножаются фотосинтезирующие растительные организмы, активно разрушающие минеральные вещества продуктами жизнедеятельности, поставляющие в осадки основную массу органических и минеральных энергоносителей (биоорганическое УВ и диагенетические сульфиды в породах черносланцевых толщ).

«При измельчении происходят изменения кристаллической структуры и энергетического состояния поверхностных слоев частиц, наблюдается эмиссия электронов и другие явления… Известны примеры настолько сильного влияния механического воздействия на реакционную способность твердых веществ, в результате которого некоторые реакции идут в нарушении требований равновесной термодинамики…» (Горшков и др., 1988, с 318). «Один кубический метр породы имеет площадь поверхности 6 м^2, но кубометр жидкого глинистого осадка с частицами размером 1 нм имеет площадь поверхности 60 млн. м^2, и энергия его поверхности так велика, что поведение частиц определяют адсорбция и десорбция ионов и процессы гидратации и дегидратации…» (Кэри, 1991, с. 76). О запасах тепловой энергии в осадочных породах дает представление ее выделение при их метаморфизме (Дударев и др., 1971, с. 46): при гранитизации 1 г терригенных пород освобождает около 500 кал/г тепла. Если такое количество энергии выделится в глубинных частях сейсмофокальных зон «мгновенно», температура погружающейся породы может превысить 2000°С; ее удельная теплоемкость всего 0,2 кал/г·град.

«Основным источником энергии на Земле, как и 3 млрд. лет назад, так и сейчас, является энергия солнечных лучей: энергия космической радиации, электрических разрядов и естественной радиоактивности, вместе взятые, в 50 раз меньше энергии солнечных лучей» (Кутюрин и др., 1979, с. 77; со ссылкой на Miller at al, 1959). Солнечная радиация, разрушая континент сверху, противодействует увеличению мощности континентальной коры добавками материала магматических выплавок из мантии. Если учесть масштабы выброса вулканами только твердых продуктов, лишь частично компенсируемого поступлением материала осадочных пород в зону образования магмы, то тектоника литосферных плит не в последнюю очередь обусловлена энергией Солнца. В Охотско-Чукотском поясе «…только в пределах суши… объемы изверженного материала составили 1054-1055 тыс. км^3» (Константинов, 2008, с. 228). Нет оснований сомневаться в таком же поступлении аналогичного материала и в морской бассейн. Это означает, что когда-то ими при глубоком метаморфизме и анатексисе в глубинах сейсмофокальных зон будет высвобождено до 7×10^{23} кал тепла. Расчет этой величины сделан с учетом только континентальных накоплений вулканогенного материала при условии, что каждый его грамм высвободит в результате глубокого метаморфизма всего 250 кал (не весь вулканогенный материал проходит «солнечную обработку» и выветривание, не весь претерпевает плавление). Охотско-Чукотский пояс – лишь фрагмент Тихоокеанского андезитового кольца. Плавление 1 г осадочно-метморфических пород, нагретых до его начала, поглощает около 150 кал тепла. Тепла, специально заниженного расчета достаточно для появления $4{,}5\times10^{21}$ см^3 или $4{,}5\times10^{6}$ км^3 гранитоидной магмы. Приведенные без претензии на точность расчеты показывают вероятные масштабы поступления в структуры сейсмофокальных зон потенциальной тепловой энергии с осадочными породами, значительный вклад в которую сделан Солнцем.

В связи с мартовской 2011 г. катастрофой в Японии озвучено признание роли солнечного излучения и в тектоническом развитии Земли: «Мы знаем, что существует взаимосвязь тектонических процессов и солнечного излучения. Каждый год солнечная активность растет, что влияет на процессы в зоне разломов... Поэтому через 30, 40, 50 лет тектонические движения будут происходить гораздо чаще и интенсивнее» (Е.А.Долгинов в статье «Япония обречена»; Мир новостей, № 11, 16.03.2011 г., с. 5). Понять такое заявление несложно. Усиление солнечного излучения интенсифицирует процессы дезинтеграции и денудации континентов, перераспределения масс между континентом (облегчается) и океаном (нагружается). Солнечная энергия аккумулируется мириадами частиц при дезинтеграции скальных пород континента в результате появления на их поверхностях нескомпенсированных зарядов (валентностей) атомов. Если бы океаническая литосферная плита не несла в мантию «своего» запаса тепло-

вой энергии, трудно было бы понять причины спорадической активизации вулканизма у островных дуг и окраин континентов. Под них в мантию вдоль сейсмофокальной зоны сочленения крупных блоков океанической и континентальной коры погружаются «холодная» океаническая плита и обрушенные «холодные» блоки континентальной, на разогрев которых (и перегрев для последующего возврата в верхние ярусы мантии и литосферы в виде магматических выплавок) радиогенного тепла уже будет недостаточно. (В противном случае не понять, почему погружающиеся блоки считаются «холодными»). Миграция радиоактивных элементов в «холодную» плиту явно ограничена в связи с их невысокими содержаниями в породах мантии. Значительное количество тепла в зоне интенсивного метаморфизма будет поглощено реакциями дегидратации и вынесено из них еще до начала плавления освобождающейся водой, характеризующейся максимальной теплоемкостью среди всех главных минеральных веществ Земли. Вместе с тем, вода очень существенно снижает температуру плавления алюмосиликатов и кварца.

Уместно вновь упомянуть результаты работ по оценке генерации тепла гидротермальными и метаморфическими преобразованиями осадочных и интрузивных пород (Дударев и др., 1965, 1971, 1976; Эллис, 1965, 1970; Проценко, 2010). Этот вид тепловой энергии по какой-то причине не обсуждался при анализе «источников и видов энергии эндогенных процессов дифференциации вещества Земли» в работе Т.Н.Далимова, В.И.Троицкого (2005, с. 13-16). Удивительно, что этот источник энергии почти не рассматривается и в гипотезах регионального динамотермального и контактового метаморфизма осадочных пород. В специальной работе «Температуры земных недр» (Моисеенко и др., 1986) теплоэнергетике метаморфогенно-метасоматических преобразований пород «места не нашлось». Однако один из выводов сформулирован в этой работе (с. 174) с убежденностью: «В условиях весьма ограниченных возможностей ведения прямых геологических наблюдений особая роль в изучении земной коры Мирового океана принадлежит геофизическим исследованиям, в т. ч. геотермии… Анализ данных о распределении теплового потока на срединно-океанических хребтах убедительно показал наличие здесь современных гидротермальных систем, связанных с нисходящей циркуляцией океанических вод по краям поднятий, *их нагреванием в магматической камере* (курсив В.Ф.П.) и последующим подъемом по узким рифтовым зонам. Здесь фиксируются черные и белые «курильщики» и чрезвычайно высокие значения теплового потока (150-200 мВт/м^2), с которыми многие зарубежные исследователи связывают формирование богатых сульфидных руд». В заключительной главе этой же работы (Моисеенко и др., 1986, с. 163) геотермальные ресурсы связываются «…с трещинными водами в областях современного вулканизма и гидротермальной деятельности либо с подземными водами осадочных отложений депрессионных зон…». Генерация тепла процессами метаморфизма не упоминается. По-видимому, не последняя из причин такого положения – распространенное убеждение, что для метаморфизма и метасоматоза необходим «посторонний» источник тепла. «Только за последнее десятилетие стало известно, что подготовка осадочного материала на значительных по протяженности участках дна ведется в условиях гигантского химического реактора с давлением 200-400 атм и температурой более 300°С… При определенном сочетании условий базальты могут передать в раствор (флюид) почти все содержащиеся в них элементы и при этом претерпевают изменения, соответствующие зеленокаменной стадии метаморфизма. Количественная сторона этой реакции определяется подачей тепла из магматической камеры и подачей воды из придонных слоев, объемом базальтов, взаимодействующих с водой. Подготовка осадочного вещества, таким образом, идет при работе тепловой машины, включающей источник тепла – *магматическую камеру* (курсив В.Ф.П.) и «холодильник» – придонные воды…» (Лисицин и др., 1990, с. 233). Образ красивый, но небезупречный в отношении термодинамики именно зеленосланцевых,

в основе своей, гидратационных, преобразований магматических пород. Выше показано, что серпентинизация перидотитов, пироксенитов и базальтов генерирует тепло, достаточное для разогрева «гидротермальной» системы на десятки градусов. Более тщательный теплоэнергетический анализ метаморфизма и метасоматических преобразований магматических и осадочных пород показал, что в большинстве случаев соответствующие им системы твердофазного минерагенеза саморазогревающиеся (Проценко, 2010). Внешний источник тепла лишь ускорит развитие теплогенерирующих минерально-химических преобразований, но перестанет влиять, как только исчезнут градиенты температур. Если изменения пирокластического материала генерируют тепло, то связь геотермальных систем областей современного вулканизма *только* с поступлением тепла (горячих флюидов) из магматических камер или из мантии – не более чем гипотеза. Декрептометрия керна скважин вскрыла на Мурунтауском рудном поле факты многократного чередования интервалов повышенной и пониженной декрептоактивности пород и руд (Проценко, 2008 ; см. рис. 14).

Конвективные потоки горячих масс в астеносфере и мантии Земли (с охватом и ядра), спрединг и субдукция – главные постулаты новой глобальной тектоники, объясняющей, как представляется многим исследователям, зарождение и развитие океанических бассейнов и материков, происхождение региональных и локальных структур, магматизм, седиментацию и метаморфизм, возникновение металлогенических провинций, рудных узлов, полей и месторождений. Как будут формироваться структуры тектоники литосферных плит, если не будет, к примеру, субдукции? Блоковое строение материков, ложа океанов и окраинных морей, по мнению ряда исследователей, находит более удовлетворительное объяснение в рамках гипотез о расширении и пульсации Земли. «Если в действительности процесс субдукции нереален…, а процесс расширения в рифтовых зонах и его масштабы реальны, то более правдоподобными окажутся представления о развитии литосферы в процессе расширения Земли… Неоднократные попытки получить данные, которые охарактеризовали бы сущность процесса, протекающего в «активных» окраинах океанов, …не дали свидетельств в пользу реальности в таких окраинах процесса субдукции… Вопрос о континентальной или океанической природе возвышенности Обручева, о существовании или отсутствии в прошлом ее связи с Камчаткой, о реальности или нереальности процесса субдукции важен для дальнейшего развития тектонических концепций, а также для оценки потенциала минеральных ресурсов океана. Результаты исследований 15-го рейса НИС «Калисто» дали новые свидетельства в пользу континентальной природы… Судя по сходству тектонической обстановки в северной части Филиппинской котловины, где лежит возвышенность Дайто (Бородино), и в юго-западной части океана, где расположено Ново-Зеландское плато, субдукция представляется вообще нереальной на достаточно большом протяжении западной окраины Тихого океана – там, где она первоначально представлялась наиболее возможной» (Васильев и др., 1984). В геологической литературе часты ссылки на спрединг океанической литосферной плиты по Срединно-Атлантическому хребту, и ни одного упоминания о субдукции у атлантических берегов Америки, Европы или Африки. Самым молодым океаном считается Северный Ледовитый. Азиатский континент «отодвигается» от него на юг, однако нет никаких сведений о субдукции и вулканизме у его берегов. Геологические исследования хребта Ломоносова показали неразрывность его структур с континентальными.

Спрединг в океанах и на континентах гипотезами расширения и пульсации Земли не отрицается: он нужен для геологического подтверждения увеличения размеров Земли. Но без субдукции, компенсирующей потери в веществе и энергии, мантия должна была бы охлаждаться и уплотняться. Вряд ли это способствовало бы увеличению радиуса Земли. Спрединг и вулканизм сейсмофокальных зон, перераспределяя вещество между геосферами вращающейся Земли, приводят к нарушениям

в радиальном равновесии масс, в т. ч. и за счет неодинакового изменения радиуса планеты в разных направлениях. Мартовская (2011 г.) встряска Японии привела, по сообщению средств массовой информации, к смещению оси вращения Земли. В ответ на катастрофическое перераспределение массы в результате тектонических подвижек в этой «одной точке» Земля обязана придти к новому равновесию масс, меняя свою структуру.

«Широко распространено мнение о том, что степень метаморфизма функционально связана с возрастом метаморфизованных пород, причем процессы глубокого метаморфизма обычно характерны только для фундамента древних, докембрийских, платформенных сооружений. Такие представления находятся в противоречии с данными по метаморфизму палеозойских и мезозойских отложений в различных структурно-фациальных зонах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса, среди метаморфических комплексов которого широко распространены зеленосланцевая фация и фация альмандиновых амфиболитов регионального метаморфизма. Имеются данные, указывающие на наличие здесь и гранулитовой фации метаморфизма. Широко развита гранитизация (в широком понимании), связанная с формированием метаморфических комплексов…» (Гнибиденко, 1969, с. 3, 4). Показательно общее заключение этого автора о существенных различиях в метаморфизме эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных осадочных образований в структурно-фациальных зонах северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. «…Большинство метаморфических комплексов образовалось в результате метаморфизма и гранитизации эвгеосинклинальных толщ. Значительно меньшая часть комплексов представляет метаморфизованные миогеосинклинальные отложения» (Там же, с. 127). К существенным различиям в характере метаморфизма вулканогенных образований в эв- и миогеосинклиналях приводит серпентинизация перидотитов, пироксенитов, габбро и базальтов глубинных зон океанической коры (эвгеосинклиналей), генерирующая тепло (37,7 ккал при образовании 1 моля серпентина за счет форстерита) и существенно увеличивающая объем породы (обратите внимание на степень трещиноватости зерен оливина и пироксена в породах, претерпевших далеко не полную серпентинизацию; см. рис. 9, 10, 12). К приращению объема твердой фазы при серпентинизации перидотита приводит вхождение в нее океанической воды и растворенной в ней кремнекислоты, в сумме до 30% к весу замещаемого форстерита (см. табл. 6). Более чем вероятно решающее значение серпентинизации (при неограниченных запасах воды и перидотитов) для объяснения принципиальных различий между метаморфизмом в условиях высокого давления при низкой температуре (глаукофановые сланцы) и высокой температуры при низком давлении (контактовые роговики, гранулиты) и без глубоких погружений по механизмам субдукции. Неслучайной представляется близость максимальной температуры устойчивости серпентина и температурного интервала глаукофан-альмандиновой фации (500-600°С в области давлений до 15 кбар; Добрецов и др., 1970, с. 232). Положительным объемным эффектом сопровождаются и другие минерально-химические преобразования осадочных и интрузивных пород (Проценко, 2009, 2010).

Краткий обзор противоречий (и согласий) гипотез тектоники литосферных плит и пульсационного расширения и сжатия Земли можно было бы завершить словами из аннотации к книге «Проблемы расширения и пульсации Земли» о «перспективности гипотезы расширения и пульсаций Земли в преодолении противоречий между фиксистскими и мобилистскими концепциями». Достаточно беглого знакомства со схемами геоморфологии и геотектоники окраинных морей западной части Тихого океана Г.С.Гнибиденко (1979), чтобы убедиться в неограниченных возможностях плодотворного взаимодействия всех гипотез новой глобальной тектоники. В рамках представлений о движении к континентам и островным дугам океанической литосферной плиты как единого целого трудно понять оконтуривание крупных впадин дна

Беринговоморского региона (рис. 20), Филиппинского (рис. 21) и Японского морей протяженными синклинориями и антиклинориями со стороны континента и океана. Движению единой плитой противоречит наличие поясов складчатости, поперечных к господствующему простиранию структур в этих морях.

Блоковое тектоническое развитие океанической литосферы в результате вещественно-структурных преобразований пород ее нижних горизонтов снимает практически все обозначенные выше противоречия. Непрерывные процессы гидратации основных и ультраосновных пород (серпентинизация, амфиболизация) с поглощением океанической воды и ее минеральной нагрузки (Cl, Na, SO_4 Mg, SiO_2 и др. элементы и комплексы) постоянно изменяют соотношение объемов, температуру и давление в глубоких слоях литосферы. Особо интенсивны эти изменения в структурах сочленения крупных блоков. Каждая тектоническая подвижка, это не только снятие возникших в литосфере напряжений (мартовская 2011 г. трагедия Японии напомнила об этом), но и облегчение проникновения морской воды к нагретым дунитам, перидотитам, пироксенитам, габбро и базальтам. Круговой, по сути, процесс серпентинизации, торошения и шарьирования океанической литосферы вступит в новый виток развития. Не случайно наивысшая для Земли сейсмическая и вулканическая активность характерна регионам с установленными сейсмофокальными структурами взаимодействия крупных блоков коры у границ океанов с континентами. Высокой сейсмоактивностью отличаются структуры срединных океанических хребтов. Причинно-следственные взаимосвязи вулканизма островных дуг и активизированных окраин континентов с «субдукцией», без которой ставится под сомнение и спрединг, в гипотезах «новой глобальной тектоники» обсуждаются скупо, несмотря на обилие упрощенных иллюстраций появления вулканов над структурами поддвига океанической литосферной плиты под континент (Рингвуд и др., 1968, в частности). Для поддвига океанической коры под континентальную, основание которой лежит на 20-50 км глубже, необходим механизм «освобождения» соответствующего пространства на уровне астеносферы и верхней мантии. С этой задачей, по-видимому, справляется вулканизм сейсмофокальных зон, «опустошая» их глубины извержением на поверхность огромных количеств магмы, газов и вулканокластики, резко снижая давление в астеносферных магматических очагах. Огромное значение во взаимодействии спрединга и вулканизма сейсмофокальных зон имеют гидратационно-дегидратационные процессы твердофазных метаморфогенно-метасоматических преобразований пород океанической коры, участвующих в этом «конвейере». Серпентинизация ультраосновных и основных магматических пород верхних ее ярусов, существенно (на 25-40%) увеличивая их объем и снижая на эту же величину объемный вес, вызывает «всестороннее протрузивное раздвижение» отдельных крупных блоков, их подъем, коробление и «скучивание» в результате пространственно неупорядоченных надвигов и поддвигов. Перекрывая сейсмофокальные зоны, крупные блоки океанической коры создают условия автоклавного развития глубинного магматического очага, роста в нем напряжений в результате образования газовой фазы при дегидратации (десерпентинизации, в частности) вплоть до нового извержения. Наиболее отчетливо блоковость океанической коры отражена на тектонических схемах акваторий Берингова, Японского и Филиппинского морей (Гнибиденко, 1979), фрагментарно воспроизведенных здесь на рис. 20, 21. Почти все крупные «спокойные» блоки дна этих морей окружены узколинейными зонами горстов, грабенов, антиклиналей и синклиналей. Изометричность многих «спокойных» блоков не свидетельствует об одностороннем движении океанической коры как единой плиты.

К противоположным изменениям объема и объемного веса блоков погружающейся океанической плиты приводит десерпентинизация серпентинизированных пород и накопившихся на них осадочных производных основных магм по мере погружения в мантию. Почти таким же снижением объема твердых фаз с выносом углекислоты,

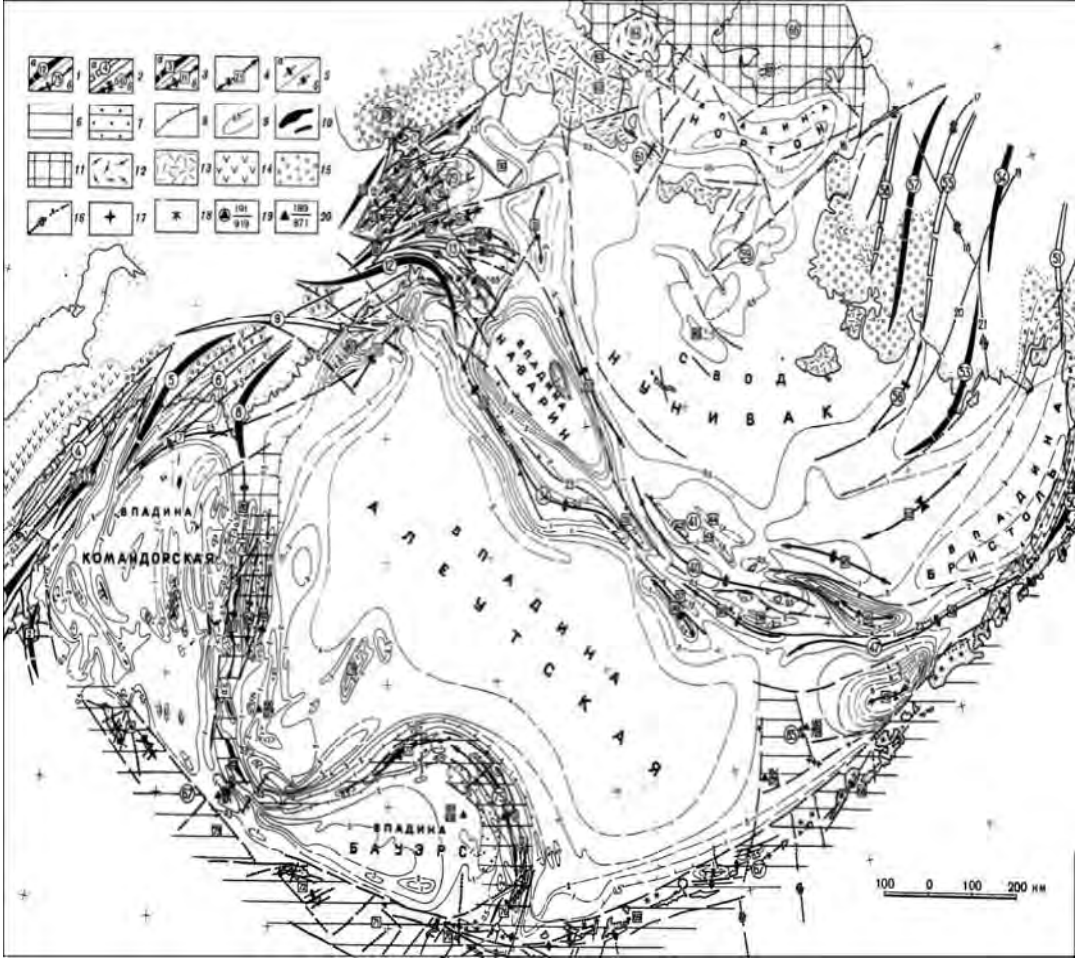


Рис. 20. Фрагмент тектонической схемы Беринговоморского региона (по Г.С.Гнибиденко, 1979). Структурные элементы: *а* – в пределах суши и их возможные продолжения под осадочным чехлом и на акватории, *б* – в пределах акватории. Антиклинории (*1*) и синклинории (*2*) первого порядка; антиклинали (*3*) и синклинали (*4*) второго порядка; *5* – антиклинали (*а*) и синклинали (*б*) третьего порядка; *6* – поднятия геоантиклинальные; *7* – прогибы интрагеоантиклинальные; *8* – границы геоантиклинального поднятия Ширшова–Бауэрс; *9* – изопахиты осадочной толщи чехла с v_p = 1,8-3,2 км/с (предполагаемые там, где показаны прерывистой линией); *10* – выходы акустического фундамента с v_p 3,4 км/с и выше на дно моря; *11* – комплекс деформированных геосинклинальных формаций докембрийского и раннепалеозойского возраста Чукотско-Сьюардского массива; 12 – комплекс гранитогнейсовый; *13* – вулканиты чехла Чукотско-Аляскинской части мел–палеогенового пояса; *14* – вулканиты чехла Западно-Камчатского неоген–четвертичного вулканогенного пояса; *15* – впадины унаследованные и наложенные с неоген–четвертичными терригенными и вулканогенными отложениями; *16* – разломы (стрелка указывает направление падения, две стрелки – горизонтальное перемещение блоков); *17* – диапиры глиняные; *18* – вулканы плиоцен–четвертичные; скважины глубоководного бурения, остановленные в базальте (*19*) и в чехле (*20*), в числителе – номер скважины, знаменателе – глубина (м) под дном моря. В линейных структурных элементах знак соответствует осевой зоне, номер – порядковому в их перечне (Перечень см.: Гнибиденко, 1979, рис. 5 на вкладке).

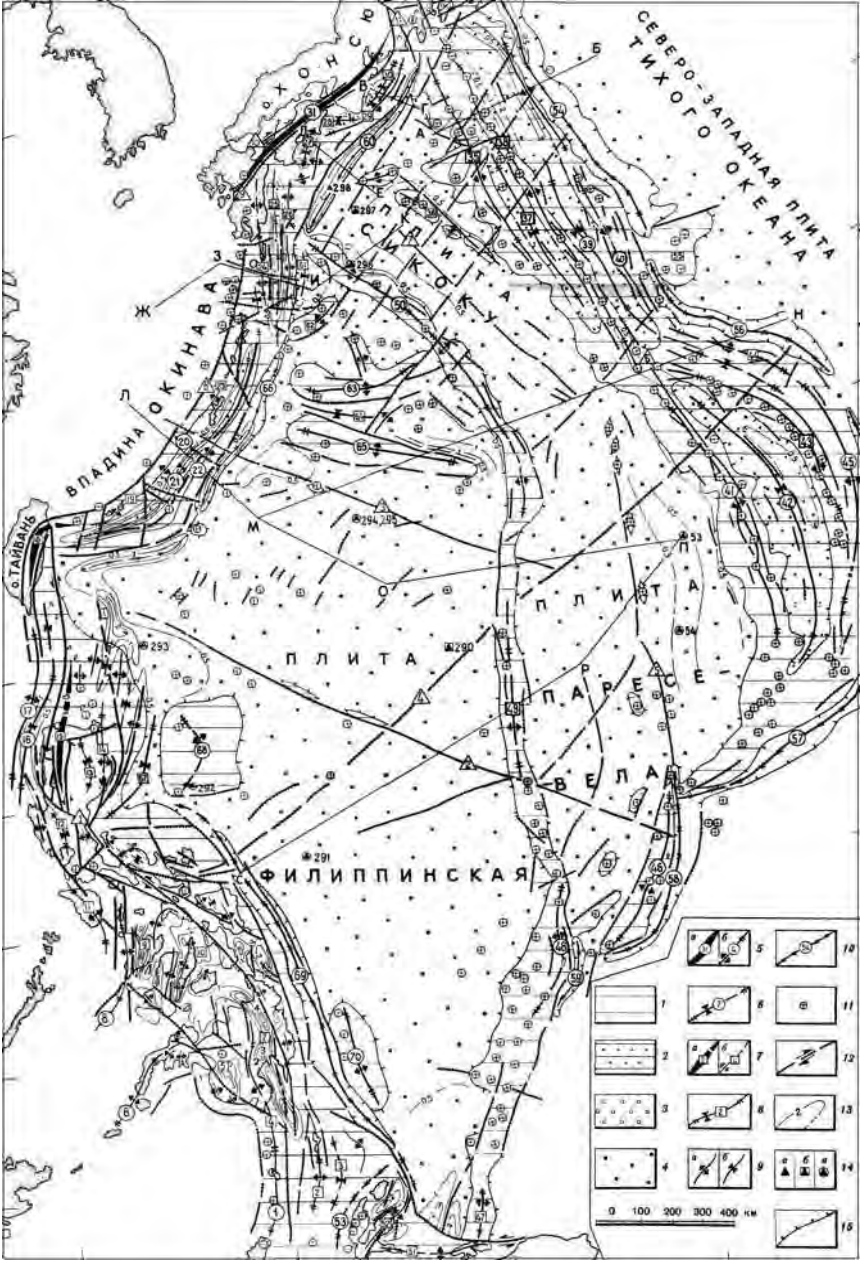


Рис. 21. Фрагмент тектонической схемы Филиппинского моря (по Г.С.Гнибиденко, 1979). *1* – геоантиклинальные поднятия; *2* – интрагеоантиклинальные прогибы; *3* – наложенные (неоген–четвертичные) впадины; *4* – талассоплиты: структурные элементы первого порядка: *5* – антиклинории (*а* – установленные, *б* – выделенные по косвенным геолого-геофизическим данным); *6* – синклинории, выделенные по косвенным геолого-геофизическим данным; структурные элементы второго порядка: *7* – антиклинальные зоны (*а* – установленные, *б* – выделенные по косвенным данным на акватории); *8* – синклинальные зоны, установленные по косвенным данным на акватории; *9* – структурные элементы третьего порядка: *а* – антиклинали, *б* – синклинали; *10* – глубоководные желоба; *11* – вулканические постройки; *12* – разломы и направление движения по ним; *13* – изопахиты осадочного чехла с v_p ср. 2 км/с; *14* – местоположение скважин глубоководного бурения и их номера: *а* – остановленные в осадочном чехле, *б* – вскрывшие в забое вулканогенную брекчию, туфы и вулканический пепел, *в* – остановленные в базальтах; *15* – границы структурных элементов. В линейных структурных элементах знак соответствует осевой зоне, номер – порядковому номеру в перечне (Перечень см.: Гнибиденко, 1979, на вкладке).

воды и тепла (обратное прочтение реакций в табл. 6) характеризуется полевошпатизация карбонатно-глинистых образований, широко распространенных на океанической коре. «…В Филиппинском море выделяются два типа акустического фундамента: относительно высокоскоростной базальтовый комплекс в пределах плит и вулканогенно-интрузивный комплекс геоантиклинальных поднятий с относительно низкими скоростями… Осадочный чехол… на геоантиклинальных поднятиях… представлен турбидитным переслаиванием алевритов и песков с прослоями пепла, известковых алевритов и илов, которые в нижней части разреза значительно уплотнены, …в осевых частях геоантиклинальных поднятий обычно сложен слабоконсолидированными известковыми илами и известняками с прослоями пеплов, а вблизи подошвы и с прослоями пирокластики и кремней… Осадочный чехол в пределах плит… представлен коричневыми, железистыми пелагическими глинами с цеолитом и иногда алевритистыми глинами с прослоями радиоляриевых и известковистых илов в основании… Внутренняя структура горст-антиклинория Оки-Дайто представляет собой три горст-антиклинальные зоны и разделяющие их грабен-синклинальные прогибы… Разломы, ограничивающие структурные элементы горст-антиклинория, являются нормальными сбросами. Возможно, что крайние южные выступы в горст-антиклинальных зонах увенчиваются вулканическими постройками. Акустический фундамент, выступающий на поверхность дна в горст-антиклинории Оки-Дайто… сложен вулканитами среднего и основного состава, прорванными гранодиоритами… Мощность чехла в пределах этого горст-антиклинория 0,3-0,5 км, и он представляет… переслаивание известковистых алевритов, рифовых известняков с прослоями пирокластики и кремней…» (Гнибиденко, 1979, с. 113-115). Заметим, что широтное простирание горст-антиклинория противоречит поддвигу океанической литосферной плиты под континентальную по широтному направлению. Об этом же можно судить и по простиранию сложной складчатой структуры, разделяющей свод Нунибак и Алеутскую впадину в Беринговоморском регионе (см. рис. 20). Сама форма плит свода и впадины противоречит движению океанической литосферы как единого целого в одном направлении. Следует обратить особое внимание на низкие скорости распространения сейсмических волн в вулканогенно-интрузивном комплексе геоантиклинальных поднятий. Без разуплотнения интрузивных пород в результате их серпентинизации снижения скорости волн не должно быть. Выше уже упоминалось практическое равенство скорости волн в астеносфере и серпентинитах. Здесь «просвечивается» связь самого формирования поднятий с серпентинизацией пород нижних частей океанической литосферной плиты.

Значение охлаждающего влияния дегидратации осадков и осадочных пород (десерпентинизация, декаолинизация, термохимическая деструкция карбонатов) на погружающуюся плиту уже отмечалось. Повышенный (повышающийся в результате минеральных трансформаций) объемный вес «холодной» океанической литосферной плиты фигурирует во многих вариациях гипотез тектоники литосферных плит в качестве одного из аргументов возможности ее погружения в мантию вплоть до границы с ядром (Кэри, 1991; Далимов, Троицкий, 2005, с. 83). Эта же особенность изменения объемного веса пород фигурирует в качестве причины глубокого проседания дна океанов и заложения геосинклиналей у А.В.Дулина (2004). Тектонические схемы акваторий Берингова, Японского и Филиппинского морей западной окраины Тихого океана вполне ясно показывают весьма сложное взаимодействие относительно жестких блоков океанической коры и ограничивающих их структур растяжения и сжатия. Они не оставляют сомнений в весьма сложном взаимодействии структур поднятий и погружений, сжатия и растяжения не только у границ океана и континента, но и в центральных частях малых и больших океанических плит. Несмотря на отчетливо проявленные здесь структуры взаимодействия крупных блоков относительно тонкой океанической литосферы (надвиги и поддвиги с формировани-

ем горстов и грабенов, плато и впадин, с возникновением вулканов), признаки коры континентального типа на обширных площадях батиальных зон океанов появляются редко. Примером может быть охарактеризованный выше горст-антиклинорий Оки-Дайто, акустический фундамент которого сложен вулканитами среднего и основного состава, прорванными гранодиоритами.

«Симфонию» структур дна окраинных морей Тихого океана можно понять только в «созвучии» всех основных процессов образования и преобразования литосферы и других геосфер Земли. «Такие симфонии» прочитываются пока только по петро-лито-стратиграфическим «летописям» истории возникновения и развития геосинклиналей и платформ, океанов и материков, геосинклинальных депрессий и геоантиклинальных поднятий, «кристаллического» фундамента и чехла платформ, офиолитовых, зеленокаменных поясов и гранито-гнейсовых щитов. Не последнего значения «нотами в такой симфонии» являются состав и преобразование пород. Нет никакого оправдания затянувшимся спорам основных концепций о доминирующей роли их гипотез в объяснении тектонического развития литосферы. Каждая из гипотез отражает «свой» комплекс реальных проявлений геодинамики. Строители решают подобные ситуации исходя из повседневного личного опыта: не может поднять груз на необходимую высоту этот агрегат – ищут другой, не отвергая возможностей первого на стройках меньшего масштаба. Для измерения слагающих планету Земля материальных объектов используются пространственные величины от ангстремов до многих десятков, сотен и тысяч километров. В ее построении и развитии участвуют электроны, протоны, нейтроны, атомы, молекулы, минеральные частицы и их агрегаты, горные породы, формации и комплексы пород, геосферы. Что важнее – атом или океаническая литосфера и континенты? Спор об этом явно беспредметен! С переходом от элементарных объектов материального мира к структурам более высоких уровней его организации качественно изменяются и методы исследования, так как сумма свойств отдельных элементов низкого ранга еще не определяет объект, который они слагают. Но справедливы и обратные связи этих явлений. Общая теория относительности не отвергла основных законов развития материи – всемирного тяготения и сохранения вещества и энергии. Она определила пропорции взаимопревращения вещества и энергии. Свойства водных растворов наиболее полно объясняются совокупностью представлений об электролитической диссоциации вещества на положительные и отрицательные ионы и их гидратации.

Материалы детального анализа геотектонических особенностей акваторий окраинных морей показывают неполное благополучие гипотез новой глобальной тектоники (Гнибиденко, 1979; Грачёв, 1984) в объяснении взаимодействия Тихоокеанской литосферной плиты с Азиатским континентом в изоляции от других механизмов развития океанической литосферы в целом. К аналогичному выводу подводят и материалы детального анализа результатов глубоководного бурения в Атлантическом и Индийском океанах (Рудич, 1983). «…Излияния палеогеновых платобазальтов происходили не только по окраинам современной Северной Атлантики, но и на громадной территории, включающей значительную часть ее нынешней акватории. Повсюду этот магматизм развивался либо в наземных условиях, либо в неглубоких эпиконтинентальных бассейнах… Нет оснований считать, что образование Северной Атлантики началось с заложения и раскрытия рифтовой зоны на месте современного Срединно-Атлантического хребта и продолжалось формированием океанической коры, сопровождавшимся постепенным отодвиганием друг от друга Северо-Американской и Евразийской материковых плит… Платобазальтовый магматизм не был отделен сколько-нибудь заметным перерывом от океанического. Характерно, что последний первоначально охватил значительную территорию, включавшую акватории нынешних глубоководных котловин, относительно приподнятых плато и срединного хребта. Все эти структуры современного океанического ложа начали формироваться в конце

миоцена и в плиоцене в результате наступления больших опусканий на ранее приподнятую территорию Эрии… Размещение мелководных фаций различного возраста исключает возможность значительных горизонтальных движений литосферных плит, их удаления от осевой зоны Срединного хребта… При глубоководном бурении в Северной Атлантике обнаружены и другие признаки, указывающие на возможность существования в недавнем прошлом континентальной коры под Фарерско-Исландским и Гренландско-Исландским порогами… В этом случае Евразия и Северная Америка оказываются спаянными в единый суперконтинент не только в Беринговом море, но и в северной части Атлантического океана. В результате в Северном полушарии между 60 и 70° широты устанавливается циркумпланетарный пояс сплошного развития континентальной коры, исключающей возможность относительных горизонтальных перемещений Евразии и Северной Америки» (Рудич, 1983, с. 113, 114, 119, 259, 260).

Остается только подчеркнуть совпадение выводов Е.М.Рудича (1983) и Г.С.Гнибиденко (1979) по механизмам формирования тектонических структур Северной Атлантики и северо-западной части Тихого океана. Они опровергают определяющее значение горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры в результате спрединга и субдукции (главные постулаты гипотез тектоники литосферных плит) с мало вероятными тысячекилометровыми горизонтальными конвекционными потоками вещества астеносферы и верхней мантии. При анализе процессов серпентинизации ультраосновных и основных пород океанической литосферы (именно литосферы на глубинах, где температура не превышает 500°С) более или менее обоснованы причины и механизмы торошения океанической коры и возможность формирования обширных структур меланжа при относительно незначительных односторонних перемещениях блоков дна океанов, морей и континентов. На примере взаимодействия океанической литосферы с гидросферой (серпентинизация дунитов, перидотитов, пироксенитов) в настоящей работе охарактеризован один из вполне вероятных механизмов формирования ячеисто-блоковой тектонической структуры (торошение) дна океана и окраинных морей, который может «работать» без априорно постулируемых протяженных конвективных ячеек в астеносфере и мантии. С приростом объема основных и ультраосновных пород при их серпентинизации на глубинах 1,5-5 км, где и сосредоточено до 90% эпицентров землетрясений, связан рост напряжений в литосфере. Ими обеспечиваются надвиг и поддвиг крупных блоков океанической коры друг на (под) друга, продвижение их к континентам и островным дугам, возникновение поднятий и глубоких впадин, складчатых систем и поясов метаморфизма при низкой температуре и высоком давлении с формированием офиолитов и голубых сланцев.

На некоторые слабо обоснованные детали гипотез тектоники литосферных плит обращает внимание В.Ф.Блинов (2003). «На первых порах функционирования плейттектоники широко рекламировалось представление об аккреционных призмах, располагающихся на континентальных склонах желобов и представленных, по мнению плейттектонистов, дислоцированными океаническими осадками, содранными с плит при их погружении. Разбуривание континентальных склонов желобов показало, что они сложены не океаническими осадками, а сериями отложений островных дуг или континентов». А.М.Жирнов (2011) показал, что главным постулатам тектоники литосферных плит противоречит строение океанических хребтов и глубоководных впадин, рифты которых ограничены круто падающими (практически вертикальными) разломами, прослеживающимися сейсмотомографией до нижней мантии и глубже. Отмечено горизонтальное залегание осадков, противоречащее представлениям о формировании аккреционных призм в результате поддвига океанической литосферной плиты под континенты.

«В конце прошлого века по общему признанию завершилась научная революция в геологии. Закончилась эра безраздельного господства геосинклинальной теории.

Ее сменила теория тектоники литосферных плит или новая глобальная тектоника. За сравнительно короткий срок была создана новая понятийная и терминологическая база теории плит, утвердились новые понятия и термины (спрединг, субдукция, обдукция, коллизия), объясняющие процессы формирования земной коры…» (Далимов и др., 2005, с. 4). Как показано выше, не все особенности развития Земли и структуры ее литосферы «конформно укладываются» в теорию литосферных плит. Теории новой глобальной тектоники – по многим аспектам пока лишь гипотезы. Всеобщее признание революционного значения новой глобальной тектоники в развитии всех дисциплин геологического познания Земли не является всеобщим. Стоит особо подчеркнуть, что реальность основных постулатов «тектоники плит» не была подтверждена детальными исследованиями геоморфологии и структуры дна окраинных морей Тихого и Атлантического океанов (Белоусов и др., 1970; Гнибиденко, 1969, 1979; Рудич, 1983; Горячев, 1960; Грачёв, 1984, 1987). В предисловии к изданию монографии У.Кэри (1991) Е.К.Милановский пишет, что важнейшим положением неомобилистской концепции «…Кэри считает идею о раздвижении континентальных блоков и зарождении между ними и последующего раскрытия областей с океанической корой в результате спрединга. Вместе с тем в дальнейшем концепция неомобилизма (в форме тектоники плит) стала превращаться в догму, неспособную объяснить многие факты и сковывающую дальнейшее развитие наук о Земле. Одним из главных заблуждений концепции тектоники плит, по мнению Кэри, является ложное представление о субдукции как исключительно универсальном процессе, якобы в основном компенсирующем эффект спрединга на Земле неизменных размеров…» (Кэри, 1991, с. 7). У.Кэри привел факты отсутствия скучивания осадочного материала океанической коры у гипотетических зон субдукции. Субдукцию как вторую основу геотектоники литосферных плит У.Кэри (1991, с. 222) отвергает в т. ч. и на основании распространенности ^{10}Be: «…он обнаружен… в вулканических породах некоторых складчатых поясов, но в базальтах разрастающихся океанических хребтов его нет». В большинстве трактовок тектоники литосферных плит сейсмофокальные зоны у континентов и островных дуг отождествляются с зонами субдукции без особого внимания к их вулканизму, а ведь именно вулканизм способствует обрушению континентальной и сползанию океанической литосферных плит в подобные структуры.

Выявленные в теории геосинклиналей (и платформ) закономерности развития седиментогенеза, метаморфизма, магматизма и рудогенеза пока лишь «перекраиваются» под новую глобальную тектонику, во многом определяющую особенности седиментогенеза на поднятых и опущенных блоках дна океанов и окраинных морей, во многом зависящую от структурно-минералогических твердофазных трансформаций вещества в верхних геосферах Земли. «…Само выделение в мантии конвекции скорее основано на математической софистике, чем на прочных геофизических данных. В твердых кристаллических телах конвекция как физическое явление принципиально невозможна» (Дулин, 2004, с. 34). По Л.Д.Ландау и Е.М.Лифшицу (1953), «… неравномерная нагретость твердой фазы не приводит к возникновению в ней конвекции, как это обычно имеет место в жидкости».

Проведенный анализ взаимодействий тектоногенеза, седиментогенеза и вулканизма подводит к тривиальному выводу об их теснейших взаимозависимостях и, что принципиально важно, взаимообусловленностях по законам обратных связей причин и следствий. Детали этой взаимозависимости заслуживают пристального внимания, так как нередко позволяют обнаружить если не истинные причины развития всех геологических процессов, то достаточно существенные нюансы их проявления во времени и пространстве.

Вулканизм, порождаемый взаимодействием литосферных плит (геосфер Земли), становится важнейшим фактором дальнейшего развития этого взаимодействия. Мор-

ская вода, проникающая по разломам к нагретым дунитам и перидотитам, «запускает» их серпентинизацию, в свою очередь, активизирующую тектоническое скучивание третьего и торошение верхних слоев океанической литосферы (базальтового и осадочного). По возникающим нарушениям сплошности океанической литосферы в ее глубины вновь проникает вода. Процесс вряд ли когда-либо будет остановлен до тех пор, пока в коре и мантии существуют температурные градиенты. Восстановление комплекса SO_4^{2-} (второй по распространенности в морской воде анион) сульфатредуцирующими бактериями приводит к переводу многих растворенных в воде металлов в осадок в виде их практически нерастворимых сульфидов. Результатом становятся недосыщенность ими воды в донных осадках и активизация выщелачивания этих же металлов из кластогенного материала осадков хлором – в итоге процесс становится циклическим. Его значение в металлоносной специализации осадочных пород зависит от интенсивности накопления осадков. Вулканизм резко ускоряет накопление осадков, а вулканизм континентальных окраин и островных дуг в этом отношении более продуктивен, чем подводный на глубинах океанских просторов. В вулканизме глубоководных зон мирового океана объемное соотношение эффузивных потоков лавы и пирокластики резко сдвинуто в пользу первых. Мощность собственно осадочного слоя на батиальных просторах дна океанов не превышает 1 км. Под ним повсеместно фиксируется значительно более мощный второй слой океанической коры, сложенный базальтами. Такое соотношение эффузивов и пирокластики непосредственно связано с особенностями поведения воды при параметрах состояния, превышающих критические. На глубине более 2 км давление воды препятствует ее вскипанию, быстрому подъему и растеканию в горизонтальном направлении. Вода, нагреваясь до критической температуры первыми же порциями базальтового расплава, охлаждает его потоки не так быстро, как это происходит при эксплозивных извержениях в атмосферу. Более того, ее давление препятствует дегазации расплава, которая и обеспечивает перевод его в пирокластику. «Гидростатическое давление столба воды определяет степень дегазации расплава; …дегазация едва намечается на глубине 2000 м и достигает 35% на глубине 1000 м» (Грачев, 1987, с. 71). В условиях ограниченной возможности миграции воды, нагретой до критических температур при давлении, превышающем 217 атм, снижены возможности не только образования пирокластики, но и ее разноса по акватории. Поведение воды при соприкосновении с магматическими расплавами объясняет и существенные различия в результатах магматизма на батиальных просторах океана и в мелководных окраинных морях. В мелководных условиях (до глубин 2 км) вода вскипает, быстро мигрирует вверх и в стороны совместно с массой особо тонкой пирокластики. В силу этого мелководные извержения приводят к массовой гибели животных и растений, к обогащению тонкообломочных пирокластических осадков органическим углеродистым веществом, к возникновению в донных илах восстановительной среды. В застойных зонах морского дна активизируется деятельность сульфатредуцирующих бактерий. Заражение воды сероводородом запускает механизмы обогащения илов трудно растворимыми сульфидами тяжелых металлов, выщелачивающихся хлором из окисно-алюмосиликатного матрикса пирокластики. Нерегулярная периодичность мощных извержений создает условия для накопления протоосадков черносланцевых толщ с неравномерным слоистым распределением не только гранулометрически дифференцированной вулканокластики, но и биоорганического углеродистого вещества (см. рис. 23 в главе III). К этому приводит массовая гибель микроорганизмов в толще морской воды в результате ее насыщения особо тонкозернистой пирокластикой, а непосредственно в зоне действия вулкана и от резкого повышения температуры. Невысоким объемным весом биоорганических частиц обусловлено их осаждение совместно с наиболее мелкозернистым минеральным материалом.

О скорости накопления вулканокластики на континентах можно судить по деятельности отдельных вулканов. Извержение Суфриера «…с июля 1975 по июль 1976 г. можно отнести к весьма умеренным: из жерла вылетело около 1 млн. т вулканических продуктов. Для сравнения напомним, что Везувий в 1906 г. дал 500 млн., Кракатау – 45 млрд., а Тамбора – 375 млрд. т… Мерапи – андезитовый вулкан… Его кратер образовался в результате мощных взрывов, всегда выбрасывавших палящие тучи в западном направлении. В XIV столетии он засыпал пеплом храм Бороодур высотой 25 м, расположенный в 20 км к западу от кратера» (Тазиев, 1987, с. 27-28, 32-34). Это не 2-3 мм слабо консолидированных осадков на дне центральных областей океана за 1000 лет! Содержания металлов в породах континентальных вулканогенно-осадочных толщ определяется их (кларковыми) концентрациями в исходных магмах. Накапливаются они при постоянном или периодическом взаимодействии с пресными водами атмосферных осадков (дождь, снег, грунтовые воды, ручьи, реки, озера, болота), участвующих в экстракции и «выносе» тяжелых металлов из твердофазного субстрата осадочных толщ в силу резкой недосыщенности в отношении большинства из их соединений. Содержания анионных или катионных комплексов этих же элементов в морской (океанической) воде на порядки превышают насыщающую растворимость их в пресной воде. «Современные» металлоносные осадки на дне океанов и окраинных морей с повышенными содержаниями сульфидообразующих металлов – Fe, Mn, Co, Cr, Ni, Zn, V, Cd, As, B, Te, Pb – прямое свидетельство роли морской воды в качестве важнейшего их источника при седиментогенезе наряду с вулканокластикой. Зараженность воды Черного моря сероводородом в интервале глубин 200-2000 м показывает, что сульфатредукционная генерация восстановленной серы может превышать возможности перевода ее в осадок в виде сульфидных конкреций, несмотря на широкое их распространение в донных илах (Волков и др., 1960, 1971). Это возможно лишь в условиях недосыщенности воды сульфидообразующими металлами. Уместно напомнить о результатах сопоставления сульфидоносности торфа вершинных и паралических болот (Кизильштейн, 1975).

Мощные флишоидные толщи шельфа и континентальных склонов, в накоплении которых далеко не последняя роль принадлежит вулканам, быстрее всех других вовлекаются в погружение по сейсмофокальным структурам сочленения океанической и континентальной плит (зонам Беньоффа–Заварицкого) в результате обрушения континентальной коры. В итоге в астеносферные очаги магматизма поступает металлоносный материал с запасами энергии нескомпенсированных зарядов атомов на поверхностях его частиц, высвобождаемой в виде тепла при метаморфизме и анатектической «гранитизации». Тектонические подвижки способствуют активизации водообмена между глубинами и поверхностью Земли и развитию метаморфогенно-метасоматических преобразований пород земной коры, а изменения объема пород в результате преобразований становятся одной из причин повышения их дислоцированности и проницаемости для морской воды.

Вода растворяет большинство минеральных веществ более интенсивно при высоком давлении. Снятие с нее литостатического давления тектоническими трещинами становится одной из главных причин миграции к ним растворов и перехода растворенных компонентов в твердую фазу. В проведенном анализе некоторых аспектов геодинамики полнее проясняется весьма существенная роль гидросферы в качестве фактора «неограниченного» вещественного ресурса для седиментогенно-диагенетической геохимической и минералогической специализации пород осадочных и осадочно-метаморфических толщ. Резкие различия морских и континентальных толщ по содержанию многих металлов – лучшее тому доказательство.

На наличии в составе вулканических газов паров воды, водорода, сероводорода, углекислого и угарного газов, метана, газообразных соединений мышьяка базируются

многие варианты гипотез о продолжающейся дегазации мантии и ядра Земли, как о главном механизме ее энергетического, вещественного и тектонического развития. «…Если бы не газы, магма не смогла бы подняться на поверхность, так как ее плотность выше плотности пород земной коры… Пробы настоящего эруптивного газа… наиболее важны для вулканолога… Дело в том, что химический состав фумарольных газов изменен… в результате охлаждения (хотя и незначительного), действия воздуха, образующего окислы некоторых компонентов газа, и, наконец, воды, присутствующей как под землей, так и в атмосфере, которая приводит к образованию гидратов» (Тазиев, 1987, с. 185, 186). Немалая доля этих газов генерируется в астеносферных магматических очагах при переработке «обвалившихся» глыб водосодержащих сульфидоносных осадочных и метаморфических пород и локализованных в них рудных месторождений. На протяжении последних 2000 млн. лет, по крайней мере, эти же породы несут в себе и органическое вещество, «сухая перегонка» которого приведет к появлению углеводородов, окиси углерода, сероводорода, арсина, аммиака и других восстановленных соединений в эманациях и эксгаляциях вулканов. Присутствие в вулканических газах кислорода, возникающего в магме за счет десерпентинизации серпентинизированных пород океанической литосферы, зафиксировать можно лишь в исключительно редких случаях, когда в составе газов отсутствуют водород, сероводород, углеводороды, арсин и другие восстановленные газы. Для этого магматический расплав должен возникнуть только за счет серпентинизированных дунитов.

«Заканчивая краткий обзор важнейших аспектов проблемы соотношения металлогении с геодинамическим режимом мантии, отметим следующее. Все основные эмпирические закономерности классической металлогении находят место в построениях плитной тектоники. При этом возможна их дальнейшая конкретизация, опирающаяся на изучение актуалистических эквивалентов геологического прошлого. Вместе с тем основное внимание специалистов пока еще по-прежнему сосредоточено на изучении рудоконтролирующих факторов земной коры, а рудогенерирующему аспекту геодинамического режима уделяется несравненно меньшее внимание. Это объясняется главным образом тем, что современные мобилистические модели рудогенеза в большинстве случаев являются еще крайне общими и недостаточно конструктивными… Формализованное моделирование предполагает описание… источников перемещающегося вещества, условий перемещения…, действующих сил и ряда других факторов. Формальные выкладки должны опираться на положения, установленные при содержательном обсуждении проблемы. Равноценное освещение всех перечисленных вопросов в настоящее время не обеспечено уровнем исследований…» (Абрамович и др., 1984, с. 215, 232, 233). Автор настоящей работы считает очень сомнительным утверждение, что «все эмпирические закономерности классической металлогении» находят место в построениях плитной тектоники. В гипотезах развития геосинклиналей и платформ такие закономерности были геолого-генетическими в большей мере, чем «эмпирическими». Остается лишь добавить, что и к 2012 г. моделирование рудогенеза в постулатах тектоники литосферных плит не вышло из рамок переадресовки известных месторождений и рудных провинций в ее «границы» вместе с ранее сформулированными гипотезами их происхождения. В частных моделях рудогенеза в связи с развитием структур геодинамики литосферных плит все те же схемы гидротермального минерагенеза в связи с интрузивным магматизмом, с флюидными потоками из мантии или метаморфизмом рудолокализующих толщ. Пример? Повторное издание монографии «Месторождения золота Урала» (Сазонов и др., 2004).

Констатация неблагополучия в теоретическом обосновании механизмов и пространственных закономерностей рудогенеза гипотезами тектоники литосферных плит не являлась целью приведенного выше обзора условий возникновения металлоносных садочных пород и влияния «новой глобальной тектоники» на формирование мес-

торождений в черносланцевых толщах. На примерах цеолитизации, серпентинизации и десерпентинизации пород океанической коры было показано, что взаимодействие ее пород с гидросферой не менее важный фактор возникновения в ней напряжений, чем постулируемые конвективные потоки в астеносфере, мантии и ядре. Значительными изменениями объема твердых фаз в этих процессах обусловлены ее расслоение и торошение, раздвиг в срединно-океанических хребтах и погружение отдельных блоков в сейсмофокальные структуры, потоки в этих структурах, как и в структурах спрединга, не только магматических расплавов, но и вторичных флюидов. Главенствующая роль в формировании вторичных флюидов, в т. ч. металлоносных, принадлежит также воде гидросферы, прямо или косвенно (в составе серпентинитов) проникающей в нижние горизонты земной коры и мантию по структурам раздвига в срединно-океанических хребтах, по сейсмофокальным зонам сочленения океанической литосферы с континентами и островными дугами, по межблоковым нарушениям. Не случайными в этой связи являются сведения о хлоридно-натриевом и хлоридно-кальциевом типах гидротермальных растворов, изливающихся геотермальными источниками. Океан – неисчерпаемый источник воды с постоянным содержанием хлора и натрия на уровне 2 и 1%, соответственно. Натрий и магний активно извлекаются из морской воды в геотермальных системах пропилитизации (цеолитизация, альбитизация, хлоритизация) вулканогенных осадков первого слоя океанической литосферы. Серпентинизация кристаллических пород ее второго (габбро-базальтоидного) и третьего (пироксенит-дунит-перидотитового) слоев, поглощая остатки магния, окончательно ликвидирует электролитическую нейтральность морской воды, и она приобретает свойства 0,5 нормального раствора соляной кислоты. Если учесть расход при этом самой воды, то раствор окажется и более концентрированным. Роль хлора особо важна в экстракции и выносе в зону диагенетической литификации осадков многих тяжелых металлов из глубинных слоев литосферы, в перераспределении их в слабо консолидированных толщах первого слоя. В виде легко растворимых солей соляной кислоты золото, железо, медь, цинк и ряд других металлов восходящими потоками воды, нагретой в геотермальных системах, выносятся в приповерхностную зону осадков. Здесь они вновь переводятся в твердую фазу сероводородом и углекислотой, генерируемыми сульфатредуцирующими микроорганизмами.

Самым важным результатом проведенного обзора геотектонических условий накопления металлоносных осадков (протоосадков черносланцевых толщ, в частности) является возможность объяснения связи складчато-блокового строения океанической литосферы на акваториях окраинных морей с локальными и региональными полями мозаично-неоднородной напряженности, возникающими в связи с неравномерностью минерально-химических преобразований пород в отдельных блоках. В свою очередь, эта связь помогает понять, как возникают резко повышенные и пониженные участки большой протяженности при относительно малой ширине на дне мелководных морей у островных дуг и окраин океанов, в которых накапливаются осадки, наиболее обогащенные металлами. Автору представляется, что именно «автономностью» геотектонического развития крупных блоков океанической литосферы во взаимодействии с гидросферой объясняются дугообразные изгибы структур (островные дуги), отличающихся особой активностью проявлений сейсмики и вулканизма. Некоторые из подобных структур дугообразно огибают крупные и мелкие, приподнятые и опущенные блоки дна современных морей. Этой особенностью структур, локализующих металлоносные осадки на дне «мелководных» морей, определено распределение месторождений золота в протяженных на сотни и тысячи километров относительно узких металлогенических зонах Урала, Южного Тянь-Шаня, Алтая и Дальнего Востока. Большинство золотоносных зон в этих регионах характеризуется заметным распространением вулканогенных углеродсодержащих пород. Централь-

но-Кызылкумские месторождения золота предоставили возможность проследить историю формирования промышленных концентраций золота в связи с седиментогенезом и метаморфизмом позднепротерозой-раннепалеозойских черносланцевых толщ. В этом регионе прошли «проверку» все гипотезы рудогенеза, альтернативность которых принципиальна только в «решении» вопросов об источниках рудообразующего вещества. Ни одна из них не исключает особой роли воды (растворов на ее основе) в формировании руд. Ни одна из них не исключает ближней и дальней миграции золота и сопутствующих элементов в пределах таких толщ, хотя нередко эта особенность поведения рудообразующих компонентов внимания не привлекает.

В проведенном анализе условий формирования металлоносных протоосадков, как представляется, обоснован вывод о возникновении еще в седиментогенезе концентраций золота и сопутствующих компонентов, соответствующих в отдельных случаях требованиям современной промышленности к рудам. Основное значение в создании ресурса углерода, серы, мышьяка и золота в таких толщах имели конседиментационный вулканизм и длительность диагенетического «общения» протоосадков с морской водой в застойных зонах мелководных бассейнов. А.П.Виноградов (1967, с.179) писал, что наибольшие накопления тяжелых металлов «происходят в донных отложениях наиболее глубоких впадин и вдали от берегов». В последние десятилетия нарастает поток информации о накоплении тонкозернистых протоосадков с повышенной металлоносностью в застойных зонах морских бассейнов. «Исчерпывающие изотопные данные Pb… указывают, что все разновидности золота в Ленском золоторудном районе (от мелковкрапленных до жильных и россыпных типов) имеют одинаковые изотопные составы Pb. Это может свидетельствовать только о том, что первоначальный источник золота для всех типов месторождений один, самый ранний из которых в Сухом Логе был дометаморфическим и синосадочным… В некотором отношении ранние стадии формирования месторождения Сухой Лог кажутся подобными стадиям в недавно открытых гидротермально-осадочных (sedex-type) золоторудных месторождениях, подстилающих поле Карлин (Невада). …По-видимому, оба типа были образованы благодаря коровому рифтингу» (Вуд и др., 2006, с. 334, 337). Этому обобщению вторят А.М.Гаврилов и С.Г.Кряжев (2008) на основании детальных исследований состава руд месторождения Сухой Лог, изотопии кислорода, углерода и серы в карбонатах и пирите, в частности.

Повышенными концентрациями в «современных» осадках морей и океанов и в древних металлоносных черносланцевых толщах характеризуются химические элементы, в широких пределах меняющие валентность в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала минерагенических систем: S, Se, Te, As, Sb, Bi, W, Mo, V, Fe, Mn, U, C, N, P.

Взаимодействие литосферы с гидросферой вносит в энергетику ее тектонических преобразований не менее значимый вклад, чем предполагаемые конвективные перетоки вещества и энергии в астеносфере и мантии или «плюмы» из мантии и ядра Земли. Тепловой баланс гидратационных метапреобразований пород литосферы, сопоставимый с фоновым тепловым эффектом радиоактивных мутаций ее химических элементов, – наиболее вероятная причина повышенного потока тепла над срединными океаническими хребтами, геотермальной активности островных дуг, циклического конвективного взаимодействия минерагенических систем диагенетической литификации осадков и их пропилитизации. Объемными 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 ее блоков, увеличивающих объем при гидратации пород, направленной

на восстановление состояния равной напряженности в земной коре. В термодинамике работа системы по преодолению внешнего сопротивления изменению ее объема считается положительной. Эти особенности развития океанической литосферы и позволяют с достаточной уверенностью говорить о доминировании в ее расслоении и торошении энергетики гидратационных преобразований пород с генерацией тепла и приращением объема.

О роли морской воды в миграции и накоплении ряда рудообразующих элементов в протоосадках черносланцевых толщ в этой главе сказано немало. Океан – это огромный резервуар, прежде всего, химического взаимодействия минерального вещества пород литосферы. Объем морской воды – достаточно концентрированного «раствора» многих весьма активных экстракторов легких и тяжелых металлов (хлора около 2%) – в современных океанах и морях составляет $1{,}37 \cdot 10^9$ км^3 (Синюков, 1987, с. 8). Особой ролью хлора в экстракции и миграции многих металлов в пределах верхних зон океанической литосферы можно продолжить охарактеризованную В.И.Вернадским (1934) на примерах кислорода, кремния, алюминия, железа, марганца и углерода теснейшую зависимость геохимии конкретного химического элемента от его (био)химических взаимосвязей с другими.

Охарактеризованная в главе пространственно-вещественно-энергетическая сопряженность микро- и макропроявлений седиментации, литогенеза, вулканизма, метаморфизма, тектоники, миграции химических элементов вторит 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). В главе V будет показана зависимость неоднородностей в распределении рудообразующих химических элементов и их минералогической индивидуализации от пространственной дискретности развития метаморфогенно-метасоматических преобразований пород черносланцевой толщи.

В последующих главах обсуждение условий накопления золота и сопутствующих элементов в протоосадках черносланцевых толщ будет продолжено при анализе соотношений седиментогенных и метаморфогенно-метасоматических минеральных парагенезисов и комплексов в породах и рудах ряда месторождений и рудных полей Средней Азии.

ГЛАВА III. ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ, ЛОКАЛИЗУЮЩИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА И ВОЛЬФРАМА В СРЕДНЕЙ АЗИИ

Геохимия – это, в первую и
последнюю очередь, химия земной коры

В локализации месторождений золота и сопутствующих элементов в северо-западном фрагменте Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции важнейшее значение имеют осадочно-метаморфические толщи додевонского структурно-формационного этажа, сочетающие вулканогенные, кремнисто-карбонатные и терригенные образования позднего протерозоя и раннего палеозоя (рис. 22). Раннепалеозойское формирование важнейших золотосодержащих минеральных ассоциаций и комплексов на месторождениях Мурунтауского рудного поля подтверждается трансгрессивным перекрытием с резким угловым несогласием рудовмещающей осадочно-метаморфической пестробесапанской толщи и локализованных в ней руд карбонатными породами девонской системы. В галечной составляющей конгломератов ее основания по северному обрамлению рудного поля представлены все непосредственно под нею обнажающиеся осадочно-метаморфические породы и распространенный в них жильный кварц. Даже окраска неокатанных галек сланцев, метаалевролитов и метапесчаников идентична окраске этих же раннепалеозойских пород с признаками проявления преддевонского выветривания. Гальки белого крупнокристаллического кварца по составу газово-жидких включений идентичны кварцу распространенных на рудном поле жил. Дайки гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и слюдистых лампрофиров рассекают жильно-метасоматические проявления главного рудоформирующего шеелит-золото-хлорит-калишпат-кварцевого минерального комплекса. Слюдистыми лампрофирами прорваны и карбонатные породы девонской системы.

Геологические исследования в Узбекистане, Таджикистане и Кыргызстане выявили своеобразие толщ, локализующих месторождения золота и вольфрама, по литологическим и геохимическим характеристикам. Месторождения золота сосредоточены почти исключительно в терригенно-вулканогенных флишоидных черносланцевых толщах позднепротерозой-ордовикского возраста (бесапанская, марджанбулакская, устунгская, джетымтауская толщи). В каждой из них в разных пропорциях сочетаются осадочные образования терригенного, вулкано-, хемо- и биохемогенного происхождения. Углеродсодержащие песчаники, алевролиты и сланцы составляют основу всех черносланцевых толщ. Грубообломочные, карбонатные и кремнистые породы встречаются спорадически короткими маломощными слоями и линзами. Месторождения вольфрама приурочены преимущественно к вулканогенно-карбонатно-кремнистым толщам позднего протерозоя.

В Центральных Кызылкумах (от Тамдытау и Сангрунтау на востоке до западного окончания Ауминзатау) практически все золоторудные объекты локализованы в пестробесапанской толще, характеризующейся резкой изменчивостью мощности слоев, окраски пород, генетической природы и гранулометрии кластогенного материала, минерального состава, содержания золота и некоторых его спутников. Наряду с преобладающими песчаниками, алевролитами и сланцами в ней незначительно развиты гравелиты, гравийные песчаники, микрокварциты, известняки и доломиты. В метапесчаниках, метаалевролитах и сланцах широко распространены микро- и макроконкреции дисульфидов железа, количественно достаточно четко коррелиру-

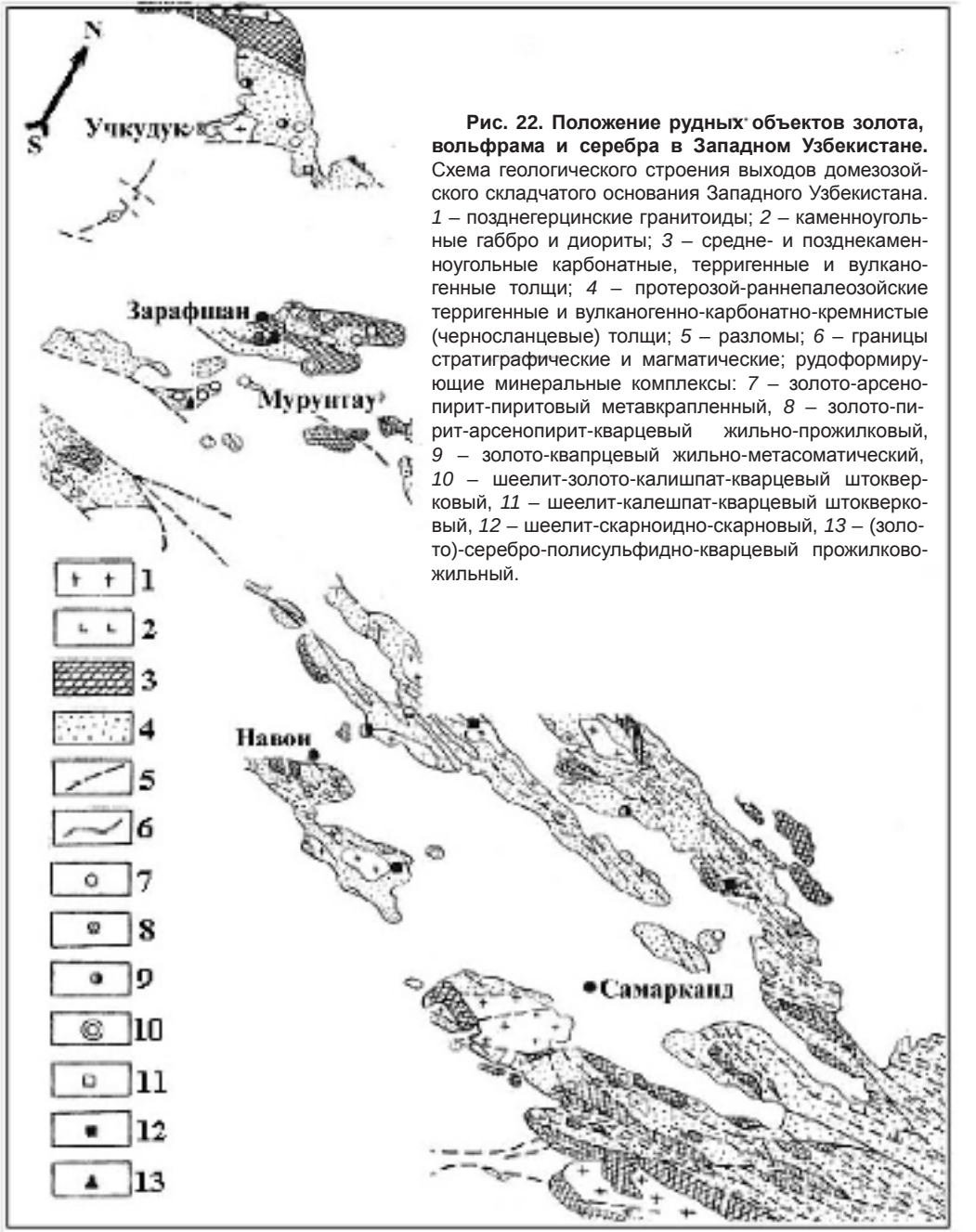


Рис. 22. Положение рудных объектов золота, вольфрама и серебра в Западном Узбекистане. Схема геологического строения выходов домезозойского складчатого основания Западного Узбекистана. *1* – позднегерцинские гранитоиды; *2* – каменноугольные габбро и диориты; *3* – средне- и позднекаменноугольные карбонатные, терригенные и вулканогенные толщи; *4* – протерозой-раннепалеозойские терригенные и вулканогенно-карбонатно-кремнистые (черносланцевые) толщи; *5* – разломы; *6* – границы стратиграфические и магматические; рудоформирующие минеральные комплексы: *7* – золото-арсенопирит-пиритовый метавкрапленный, *8* – золото-пирит-арсенопирит-кварцевый жильно-прожилковый, *9* – золото-квапрцевый жильно-метасоматический, *10* – шеелит-золото-калишпат-кварцевый штокверковый, *11* – шеелит-калешпат-кварцевый штокверковый, *12* – шеелит-скарноидно-скарновый, *13* – (золото)-серебро-полисульфидно-кварцевый прожилково-жильный.

ющие с содержаниями биоорганического углеродистого вещества (в дальнейшем – УВ), пигментирующего практически все породы таких толщ, но с неодинаковой интенсивностью. УВ в своих обособлениях несет признаки растительного происхождения (Волкова, 1983, 1984). Вулканогенные (преимущественно мелкообломочные туфогенные) фрагменты толщ имеют состав, характерный для андезитов и гранитоидов. Для раннепалеозойских черносланцевых толщ Центральных Кызылкумов характерно сложение тонкими слоями и линзами (рис. 23) с невыдержанной мощностью по простиранию и падению.

Многие литолого-минералогические характеристики пород пестробесапанской толщи в южной части Центральных Кызылкумов не согласуются друг с другом в

контексте ранее бытовавшего мнения о терригенной (только терригенной) природе исходного материала. Одни из них должны были бы свидетельствовать о зрелости коры выветривания в равнинных областях мобилизации кластогенного материала, их

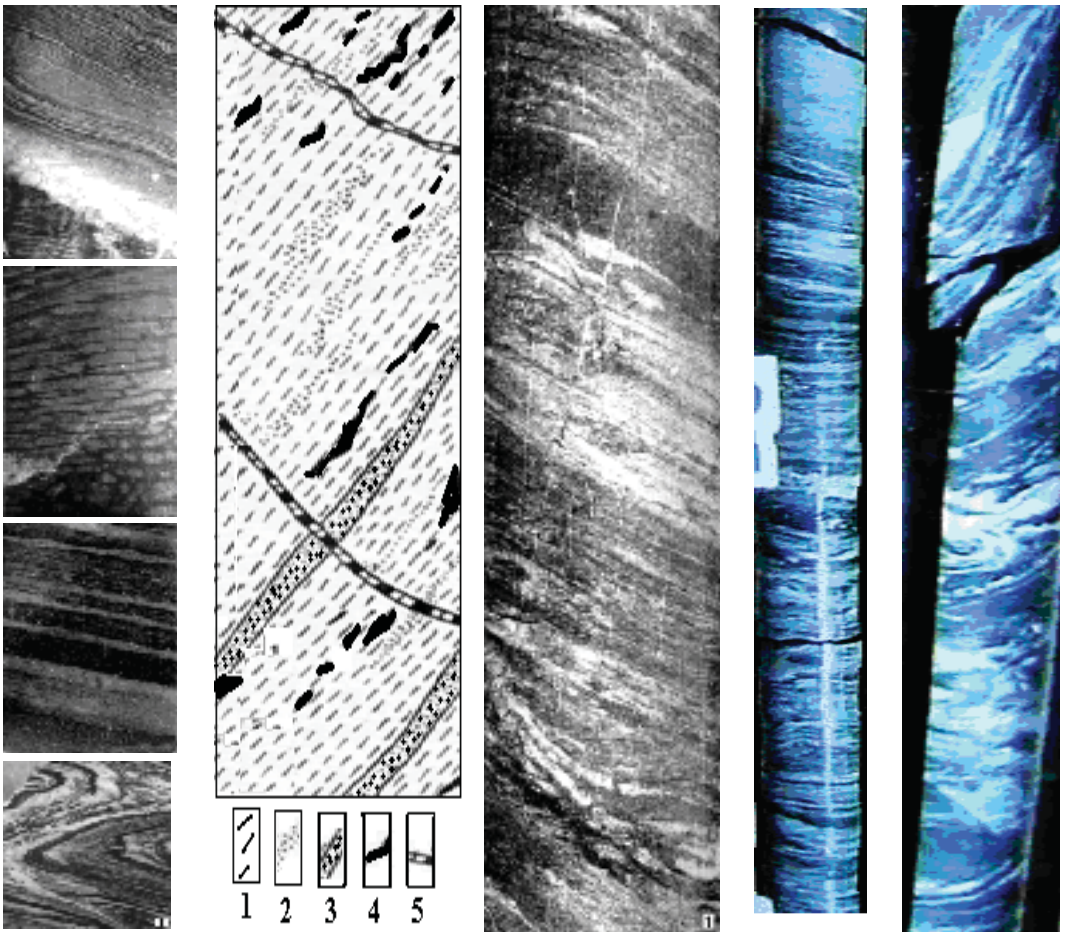


Рис. 23. Тонкое линзовато-слоистое чередование пород разной гранулометрии протоосадков (от глин до гравелитов) – характерная черта строения разрезов черносланцевых толщ в Центральных Кызылкумах. Колонки: **1** – характер переслаивания метаалевролитов и сланцев в пестробесапанской толще на восточном фланге Мурунтау (фото плашек, 0,5 натуральной величины); **2** – переслаивание сланцев (*1*), метапесчаников (*2*), слойков, обогащенных глобулярным пиритом (*3*) и его же макроконкрециями (*4*), (*5*) – кварц, зарисовка керна 0,7 натуральной величины; **3** – переслаивание сланцев разного состава в кокпатасской толще, фото керна, 0,7 натуральной величины; **4, 5** – переслаивание сланцев разного состава в урусайской черносланцевой толще Султанувайса, фото керна, 0,15 натуральной величины.

удаленности от мест его захоронения, динамическом спокойствии среды осадконакопления, другие этому противоречат. Гранулометрия и плохая окатанность зерен в гравелитах и песчаниках (рис. 24, 25) указывают на слабую обработку кластогенного материала потоками воды или волнами береговой зоны бассейна седиментации. Только в удаленных от берега анаэробных обстановках мог сохраниться пирит в кластогенном материале (см. рис. 24, 25). Преобладание в разрезе наиболее тонкообломочных пород нелегко согласовать с крайней невыдержанностью мощности их слоев по простиранию. Бытовавшее долгое время мнение о подводно-дельтовой фациальной обстановке накопления осадков пестробесапанской толщи не соответствует признакам застойности среды осадконакопления (углеродистость и сульфидо-

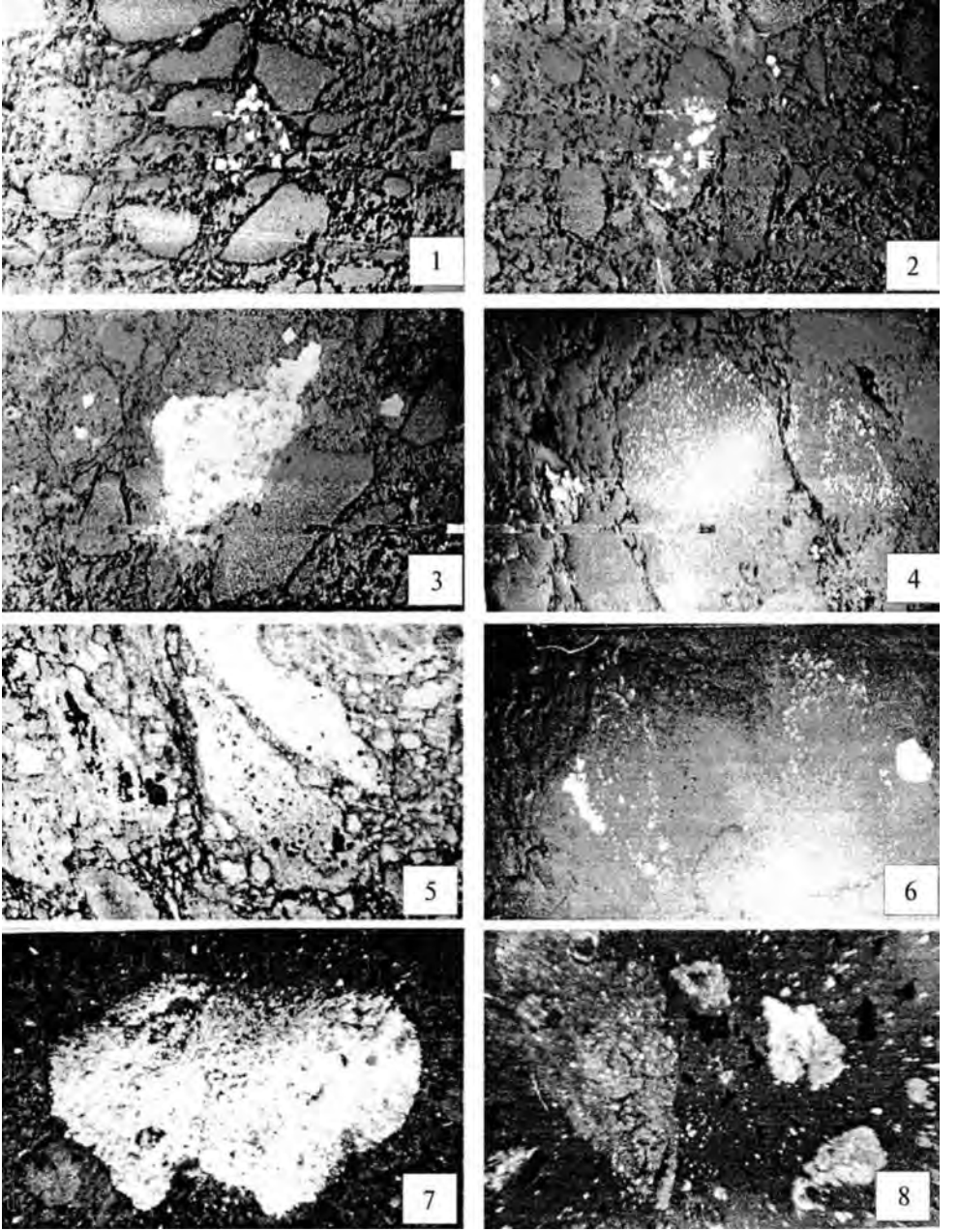


Рис. 24. Обломки пиритсодержащих андезитов (туфолавы андезитового состава) и углеродисто-кремнисто-слюдистых сланцев в гравелитах и метапесчаниках бесапанской и джижикрутской свит. *1-4* – Даугызтауское рудное поле, полиров. шлифы, ×200 (*1*, *2*), ×20 (*3*, *4*). *5*, *6* – Мурунтауское рудное поле, прозр. (*5*) и полиров. (*6*) шлифы, ×40. *7*, *8* – Джижикрутское рудное поле, полиров. шлифы, ×40.

носность всех ее пород). Соседство стойких (кварц, циркон, турмалин, ильменит) и нестойких (плагиоклазы, сульфиды) к химическому выветриванию минеральных зерен противоречит мнению о зрелости коры выветривания на континенте. Одинаковая размерность зерен легких (кварц, полевые шпаты) и тяжелых (ильменит, циркон, сфен, апатит, турмалин) минералов не согласуется с дальним переносом кластогенного материала. Такой противоречивый для терригенных морских осадков набор литолого-минералогических признаков совершенно нормален для вулканогенно-осадочных морских же образований, вулканокластический материал которых поступал в бас-

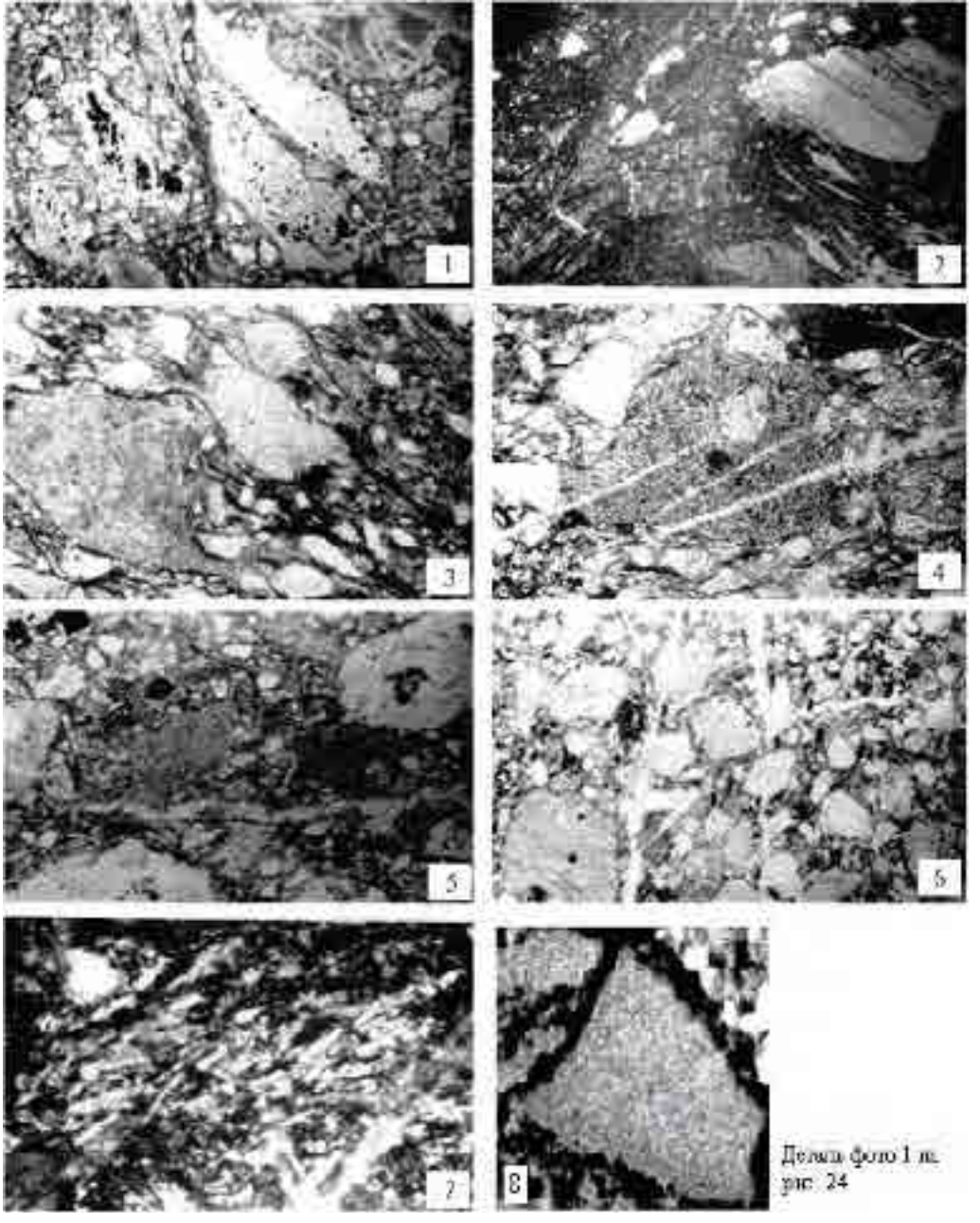


Рис. 25. Метатуфогравелиты и метатуфопесчаники в пестробесапанской толще Мурунтауского рудного поля. В обломках: кварц, пиритсодержащие микрокварциты (1, 2), фельзиты (3-6), иногда в виде лапилей (3), андезибазальты (7). В песчано-алевритопелитовом цементе: кварц, полевые шпаты, фельзиты, хлорит, серицит, углеродистое вещество, пирит, циркон, апатит, ильменит, лейкоксен. 1-7: скв. МС-3, прозр. шлифы с одним николем, ×40. 8 – структура в обломках андезита (туфолавы андезитового состава).

сейн седиментации непосредственно и быстро перекрывался новыми его порциями. Обильное поступление вулканокластического материала в бассейны седиментации у островных (вулканических) дуг и активизированных окраин континентов снимает «противоречие» между средней скоростью накопления осадков на дне океана (2-3 мм за 1000 лет) и формированием черносланцевых толщ Центральных Кызылкумов (мощностью до 2-2,5 км) за 20-40 млн. лет (не менее 50 мм за 1000 лет). Н.М.Стра-

хов (1965) считал, что быстро приходившая в равновесие с осадком морская вода препятствовала выветриванию и выщелачиванию кластогенного материала. Однако в вулканокластических осадках, обогащенных биоорганическим УВ, такое равновесие не достигается. Как показано в главе II, сульфатредуцирующие микроорганизмы, восстанавливая в анаэробных условиях серу сульфатного аниона морской воды, генерируют сероводород и углекислый газ, осаждающие растворенные в морской воде тяжелые металлы в виде труднорастворимых сульфидов и карбонатов. Снижение концентрации металлов в воде верхних слоев осадка активирует выщелачивание их из окисно-алюмосиликатного матрикса донных илов. В этом процессе очень значима роль хлора – первого по концентрации в морской воде аниона. Его электролитическая нейтрализация нарушается процессами цеолитизации, альбитизации, хлоритизации и серпентинизации пирокластики кислого, основного и ультраосновного состава (см. реакции в табл. 6), протекающими с извлечением щелочных и щелочноземельных металлов (Na, K, Ca, Mg, Fe, Mn) из воды в твердую фазу.

Количественные соотношения разных пород особо изменчивы в «рудолокализующей» пестробесапанской толще Центральных Кызылкумов. На Даугызтауском рудном поле в ней наблюдается количественный паритет сланцев и метапесчаников при подчиненной роли метаалевролитов. Среди метапесчаников преобладают кварцевые разности с обильным базальным цементом. Имеются мощные слои грубозернистых метапесчаников, псаммитовый материал которых содержит до 15-20% обломков флюидально-полосчатых риолит-порфиров. В породах этой толщи повсеместно присутствуют углеродистое вещество и пирит, неравномерно распределенные по слоям и пачкам в виде «пигмента», макро- и микроконкреций, конкреционных линз и маломощных слойков. Тонкозернистые породы на поверхности часто приобретают яркую желтую и бордовую окраску, обусловленную окислением тонкораспыленных микроконкреций пирита. На глубине более 10 м от дневной поверхности именно такие породы отличаются аспидно-темной (темно-серая и черная) окраской. Пирокластический материал (обломки флюидальных фельзит-порфиров) устанавливается только в наиболее грубозернистых метапесчаниках, мощность слоев которых достигает 6 м (карьер месторождения Даугызтау). На Мурунтауском рудном поле в этой толще господствуют углеродсодержащие метатуфоалевролиты, формирующие пачки мощностью до 300-450 м, в которых тесно переслаиваются со сланцами разного состава. Мелко- и среднезернистые полевошпат-кварцевые и полимиктовые метатуфопесчаники составляют до 50% в верхних (от поверхности до 500-600 м в скважинах МС-1 и МС-2) и нижних (от 1900 до 2217 м в скважине МС-2) частях разреза.

Признаком пирокластической природы подавляющей части обломочного материала в метапесчаниках и метаалевролитах рудолокализующей пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле, особенно в верхних ее пачках, является наличие обломков фельзитовидных флюидально-полосчатых пород, андезитов, андезибазальтов, кислого и основного стекла (рис. 26), легко распознающихся лишь в наименее измененных породах. Андезитовые кластолавы (рис. 27), редко встречающиеся в породах рудных тел, показывают, что центры вулканической поставки пирокластики находились в непосредственной близости к зоне накопления протоосадков пестробесапанской толщи. Извержения, по-видимому, происходили в мелководном бассейне, чем и обусловлено резкое преобладание тонкообломочной вулканокластики в составе пород пестробесапанской толщи.

В наиболее узнаваемом виде признаки туфогенности протоосадков сохранены в слоях метапесчаников, отличающихся угловатостью, реже, серповидностью и рогульчатостью псаммитовых зерен. На рис. 26 во втором ряду приведены микрофотографии прозрачного шлифа метатуфопесчаника. Среди кристаллокластики в нем преобладает плагиоклаз; многие клиновидные обломки полевого шпата и основной массы (стекла) разбиты на мелкие блоки с сохранением общего контура. Характерна

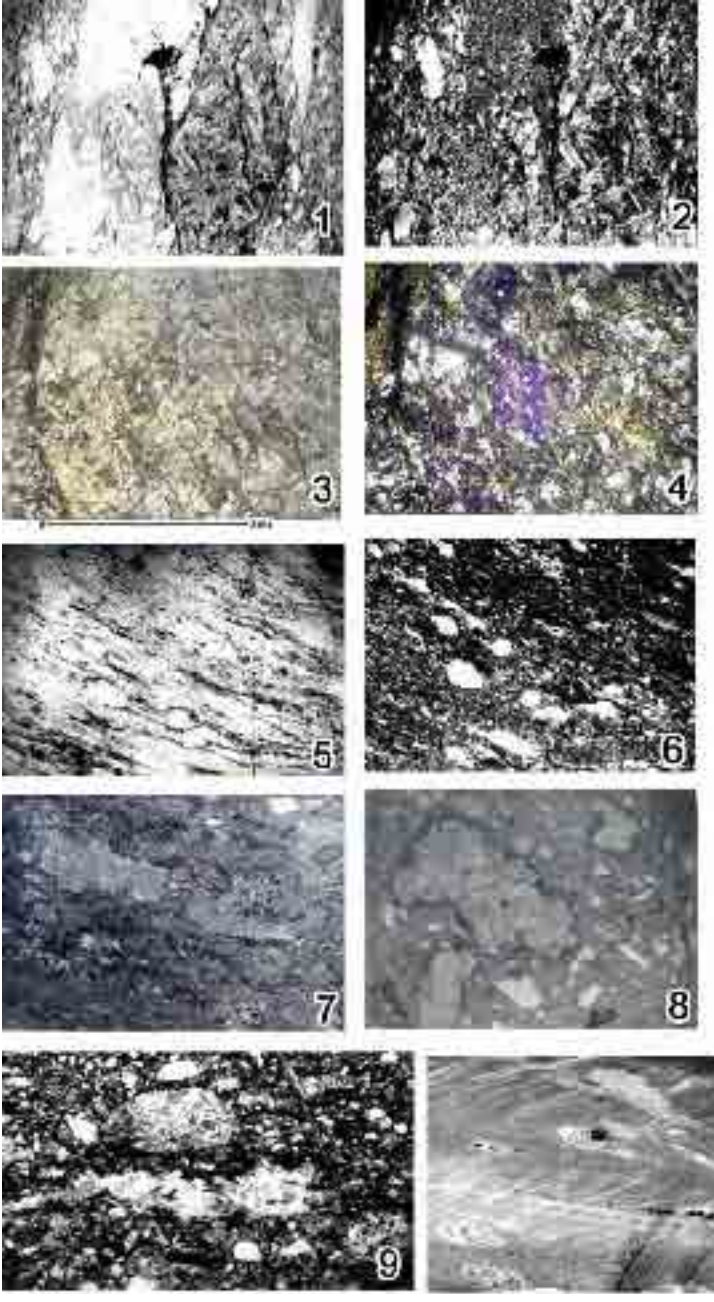


Рис. 26. Состав и структура обломочных зерен в породах пестробесапанской толщи Мурунтау. *1, 2* – метатуфогравелит рассланцованный: в обломках – фельзитовидное стекло, андезибазальты, кремнистые сланцы. Мурунтау, скв. МС-2, 175,6 м, прозр. шл. с одним и двумя николями, ×30; *3, 4* – туфопесчаник литокристаллокластический «дацитового» состава. Мурунтау, северный борт карьера. Прозр. шлиф с одним (слева) и двумя (справа) николями; *5, 6* – метатуфоалевролит (туфолава) тонко-слоисто-полосчатый неравномернозернистый с оплавленными зернами кварца. Мурунтау, МС-2, 183,7 м; прозр. шлиф с одним (слева) и двумя (справа) николями, ×30; *7, 8* – сильно сваренный игнимбритоподобный (слева) и слабо сваренный пемзовый (справа) туфы месторождения парогидротермы Горячий Пляж на о. Кунашир. Прозр. шлиф, ×10. (Дуничев, 1971); *9* – метатуфопесчаник алевритистый (игнимбритоподобный); обломки раскристаллизованного фельзитовидного кварц-полевошпатового «стекла» сплющены; черные таблички – ильменит. Мурунтау, скв. 7110, 689 м, прозр. шлиф с одним николем, ×40; *10* – слабо деформированное кислое стекло; Мурунтау, восточный фланг, скв. 7256, 122 м. Прозр. шлиф, николи полускрещены, ×40.

резкая угловатость обломков кварца, рогульчатость и серповидность зерен плагиоклаза и стекла. До половины объема породы выполнено обломками криптозернистой основной массы дацитового порфира, часто уплощенными и причудливо изогнутыми. Мало распространены песчаники, обломочный материал в которых представлен исключительно плагиоклазами (рис. 28, фото 2А). Цементирует песчаники обычно сланцеватый (редко, массивный) пелито-алевритовый полевошпат-кварц-хлорит-серицитовый материал с равномерно, пятнисто или струйчато распределенными углеродистым веществом, карбонатами, титановыми минералами (в основном, лейкоксен) и микроконкрециями пирита. Алеврито-пелитовый кварц-полевошпатовый базальный и поровый цемент метатуфопесчаников обычно интенсивно перекристаллизован. На его фоне обломки фельзитов и микрозернистого кварц-полевошпатового «стекла»

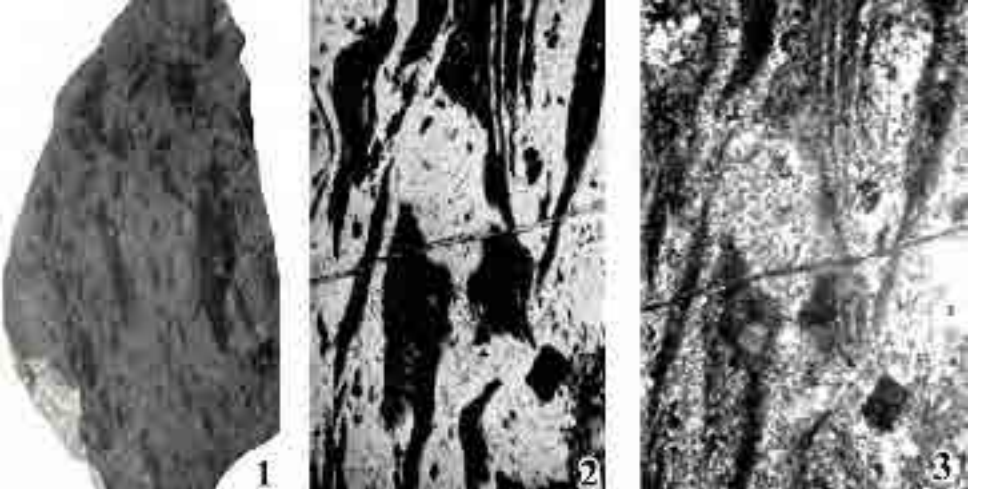


Рис. 27. Кластолава: темные клочковатые обломки «черного стекла» с редкими зернами пироксена и сфена сцементированы зеленовато-серым актинолитизированным андезитовым порфиритом. Мурунтау, карьер, гориз. +420 м; глыба во взорванной горной массе в центре западной стенки карьера. *1* – штуф, ×0,5; *2, 3* – прозр. шл. с 1 (*2*) и 2 (*3*) николями, ×25. Содержания в этом образце, %: Na – 2, K – 3, Ba – 0,01, V – 0,004, Ti – 0,3, Cr – 0,3, Cu – 0,0006, Ni – 0,003, Co – 0,0008, W – 0,03, спектральный анализ, ГП «Центральная лаборатория» Госкомгеологии РУз.

часто не различимы. Обломки темноцветных минералов, основных плагиоклазов, фельзитовидных и андезитовых пород и вулканических стекол замещены серицитом, хлоритом, биотитом, альбитом, а рассланцевание породы «размывает» их бывшие границы. И все же во многих шлифах по составу и структурно-текстурным особенностям подобные породы вполне сопоставимы с верхнемиоцен-плиоценовыми сваренными туфами и игнимбритами острова Кунашир (Дуничев, 1971, с. 277, 278).

Плотно сгруженные метатуфоалевролиты (рис. 29) составляют до 70% разреза пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле. Они сложены обломками кварца и полевых шпатов примерно в равных количествах. Их мономинеральных разностей в разрезе не более 10%, а кварц-полевошпатовые (плагиоалевролиты) распространены более широко по разрезу, чем кварцевые. Для метатуфоалевролитов (как и метатуфопесчаников) характерен «гранитоидный» набор акцессорных минералов. В зернах, соизмеримых с обломками кварца, полевых шпатов и вулканогенных пород, в метаалевролитах присутствуют циркон, турмалин, ильменит, апатит, сфен. Зерна тяжелых минералов (циркон, ильменит, турмалин) часто тяготеют к контакту с углеродисто-хлорит-серицитовыми сланцами, наиболее крупные «вдавлены» в слойки сланцев. Как и в метапесчаниках, в метаалевролитах пестробесапанской толщи нередко обнаруживаются угловатые зерна пиритсодержащих кремнистых сланцев, туфогенных алевролитов и песчаников, но из-за малых размеров зерен они в породах, содержащих макро- и микроконкреции пирита, даже под микроскопом распознаются с трудом. Мощность пачек с преобладанием алевролитов достигает сотен метров, но и в таких пачках они часто перемежаются со сланцами (рис. 30). Аналогичная ситуация описана для пород с колчеданными месторождениями Урала (Иванов и др., 1966, 1970). По-видимому, эта особенность является характерной чертой обломочных осадочных пород, протоосадки которых накапливались с поступлением вулканокластики непосредственно в бассейн седиментации и быстро консолидировались коллоидами сульфидов, карбонатов и кремнекислоты в зонах сульфатредукционного заражения воды сероводородом и углекислым газом. Большое значение в появлении пиритсодержащих обломков имело разрушение слабо консолидированного осадочного материала извержениями вулканов, оползнями, нефтяными и газовыми «холодными диапирами», мутьевыми потоками непосредственно в морском бас-

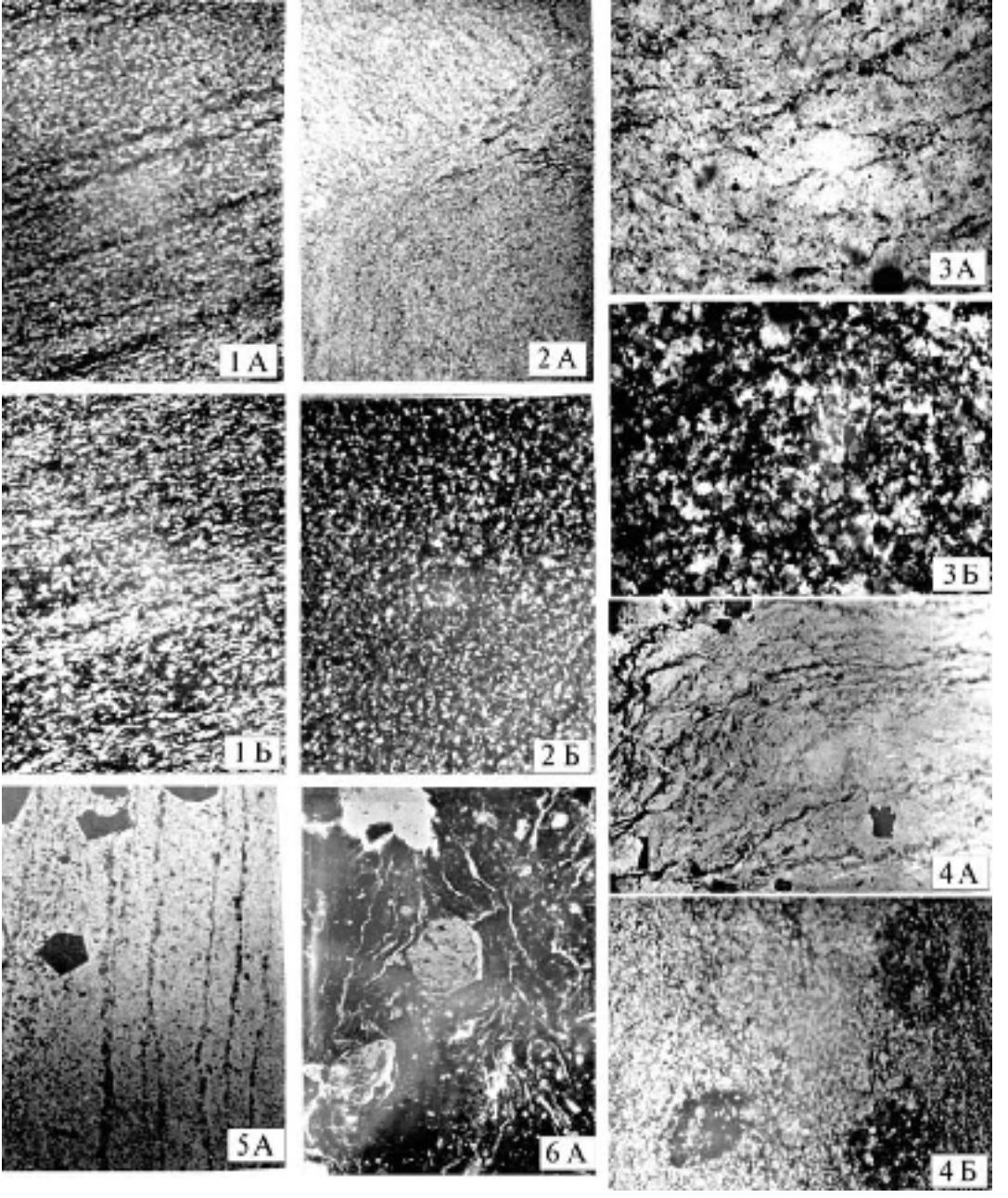


Рис. 28. Плагиоклазовые метатуфоалевролиты (1) и дацито-андезитоидные хлорит-кварц-плагиоклазовые метаигнимбриты (2-5) в рудолокализующей части разреза пестробесапанской толщи на Амантайтауском рудном поле. Вулканическое стекло с обломками метаигнимбритов (6). Прозр. шлифы, А – с одним, Б – с двумя николями, ×40.

сейне. Этой причиной обусловлен инъекционный тип седиментогенеза, выделенный Г.А.Беленицкой (2008) в дополнение к ледовому, гумидному и аридному типам, охарактеризованным Н.М.Страховым (1960). Инъекционный седиментогенез тонкозернистых осадков, несомненно, усложняет структуру черносланцевых толщ резкими нарушениями слоистости, трудно интерпретируемыми флуктуациями в распределении минералов и металлов. В зонах морских течений к таким же последствиям приводит формирование донных россыпей, «секущих» напластование протоосадков. Выявить

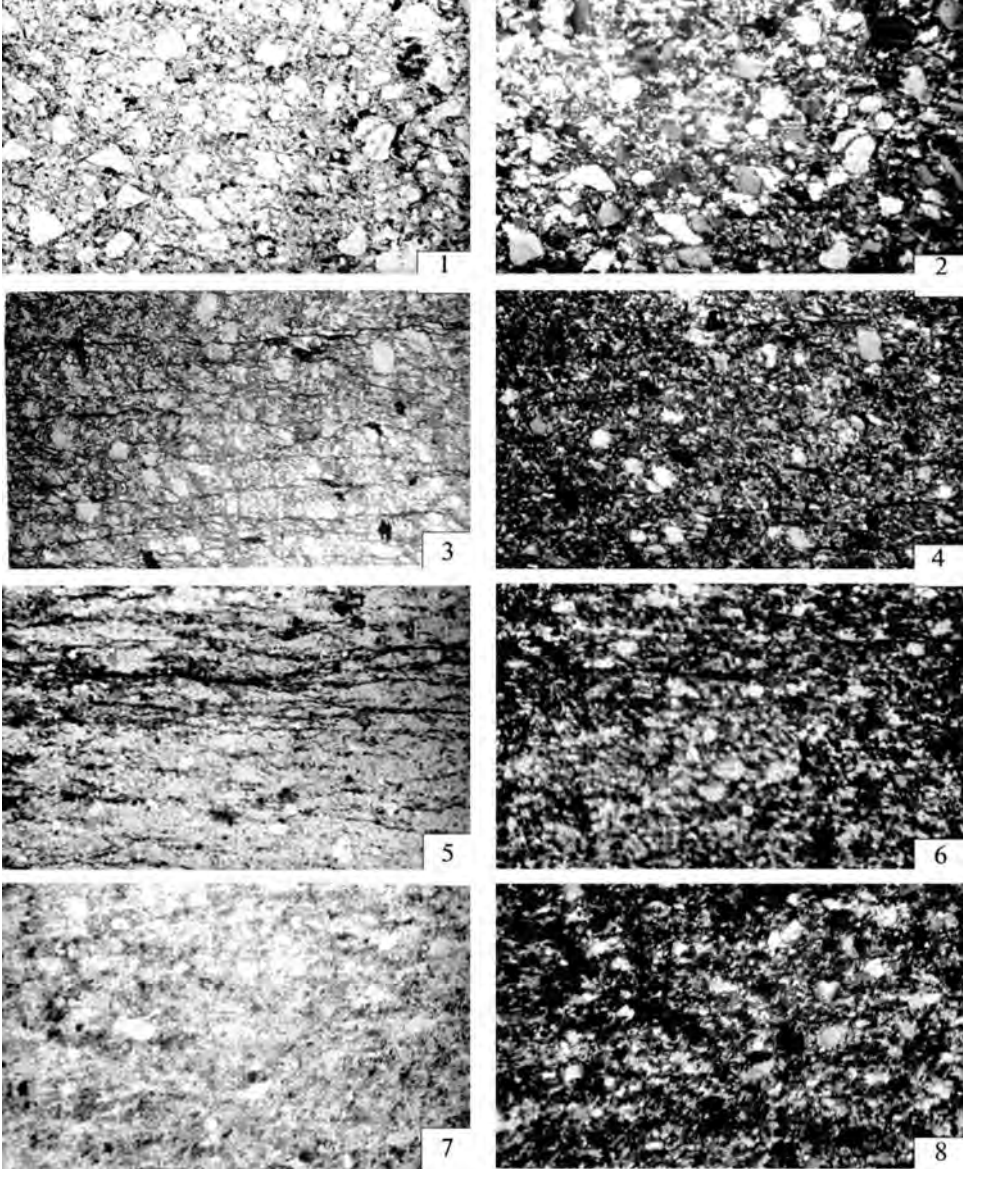


Рис. 29. Туфоалевролиты полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые ваккоподобные в пестробесапанской толще Мурунтауского рудного поля. Состав обломков и цемента идентичен составу аналогичных частей метатуфопесчаников. Обломки фельзитов и калиевых полевых шпатов сливаются с интенсивно перекристаллизованным хлорит-серицит-кварц-полевошпатовым цементом. Прозр. шлифы: в левой колонке – с одним николем, в правой – то же, с двумя николями, ×40. *1*, *2* – скв. МС-3, 452,6 м; *3, 4* – скв. СГ-10, 1064 м; *5-8* – канава 1231 в западной части рудного поля.

такие особенности формирования протоосадков в породах древних интенсивно метаморфизованных черносланцевых толщ чрезвычайно трудно даже по косвенным признакам (микрослойковое распределение редкоземельных минералов и пирита на месторождении Амантайтау, корреляция содержаний титана и циркония в некоторых разрезах пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле, к примеру).

Несмотря на упомянутые выше трудности однозначной генетической интерпретации литологических, минералогических и петрографических наблюдений, материалы табл. 8-10 и 12 показывают достаточно стабильное распределение большинства петрогенных, редкоземельных и щелочных металлов в разрезах пестробесапанской тол-

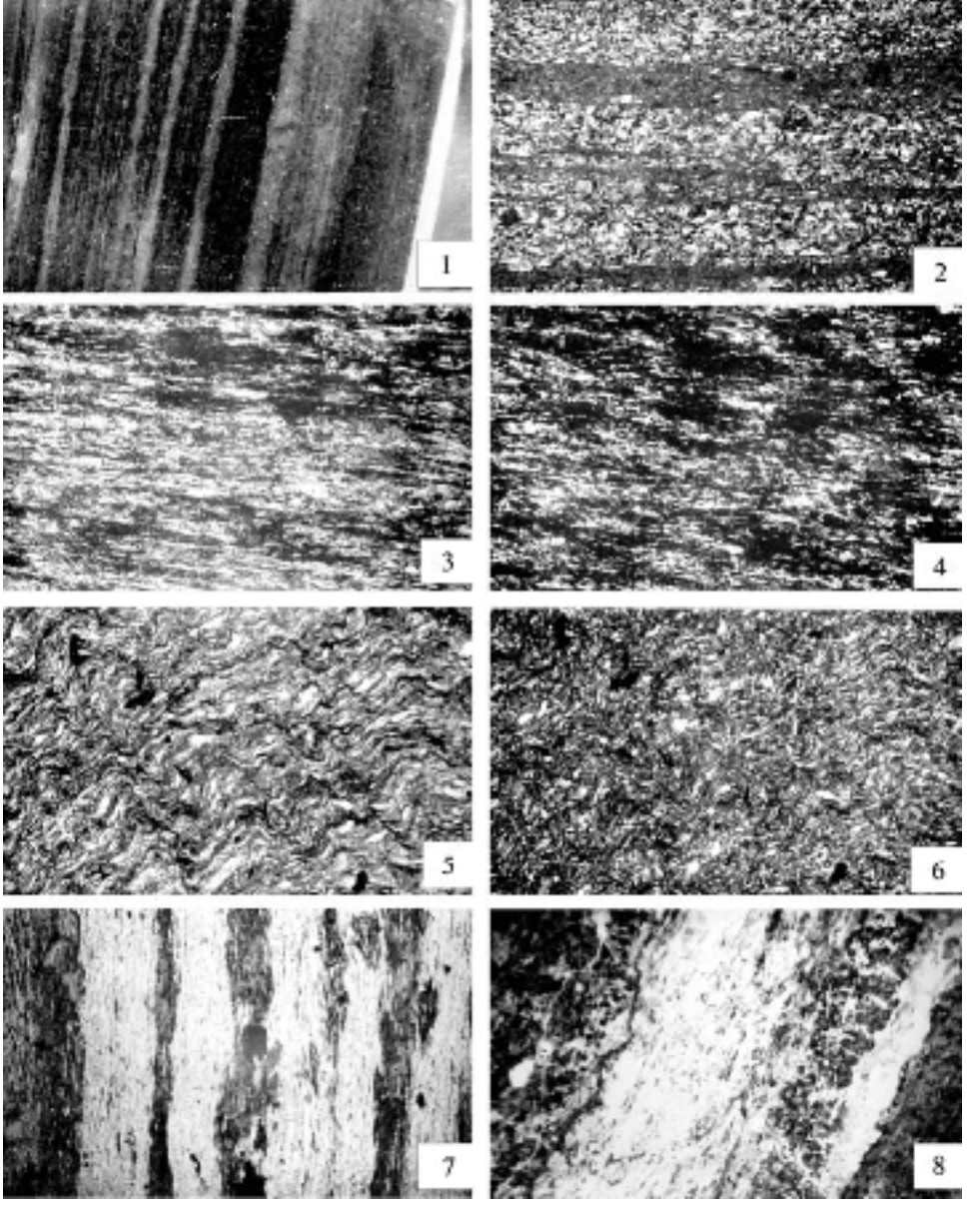


Рис. 30. Сланцы в бесапанской свите Мурунтауского рудного поля. Переслаивание углеродисто-альбит-хлорит-серицитовых сланцев с туфоалевролитами: *1* – скв. МС-1, 1642 м, плашка керна 1:1; *2* – карьер, прозр. шлиф, с двумя николями, ×40. Сланцы углеродисто-кварц-серицитовые (*3, 4*) и хлорит-серицитовые псаммо-алевритистые (*5, 6*), скв. СГ-10, 1036,5 и 743,5 м, прозр. шлифы, с одним (*3*, *5*) и двумя николями (*4, 6*), ×100 и 40. Сланцы слоисто-полосчатые биотит-серицитовые (*7*) и углеродисто-гранат-серицитовые (*8*), прозр. шлифы, ×40, *7* – скв. МС-3, 745,4 м; *8* – скв. МС-2, 1812,3 м.

щи на Мурунтауском рудном поле. Постоянство содержаний натрия и других металлов в ее разрезах свидетельствует об однородности кластогенного материала, маловероятной для терригенных образований. По интервалу 1827-1860 м в скв. МС-2 (13 секционных проб) среднее содержание окиси натрия 5,01%, а в одной пробе – 7,05%. В пересчете это 78 (в среднем) и 100% олигоклаза. Если пересчет провести на андезин, то эти цифры возрастут. Петрология слабо преобразованных пород, вскрытых скважиной МС-3 до глубины 2 км, соотношения содержаний натрия и калия в них (табл. 8) указывают на доминирование в протоосадках вулканокластического

Таблица 8

Средние содержания* металлов в породах пестробесапанской толщи на северо-восточном фланге Мурунтауского рудного поля в разрезе по стволу скв. МС-3

Номер строки	Глубина, м	Доминирующие породы**	Количество проб	%		г/т						
				Na	K	Li	Rb	Cs	Ba	Sr	Au	Ag
1	0-98	1+3	30	1,28	1,82	**25**	91	3,8	230	41	0,004	1
2	-191	1+2	30	1,28	2,18	**27**	**100**	3,8	257	43	0,004	0,3
3	-271	1+3	29	1,27	2,11	24	**104**	3,8	270	25	0,005	0,3
4	-377	2+3	30	1,07	**2,40**	**29**	**111**	4,0	326	22	0,003	0,2
5	-468	1+2	29	1,29	2,18	21	96	3,8	262	29	0,005	1,2
6	-563	3+2	30	1,57	**2,45**	25	**108**	3,8	233	26	*0,034*	0,4
7	-665	1	30	**1,97**	1,75	22	76	3,8	360	51	*0,016*	1,1
8	-763	1	30	**2,02**	1,89	22	84	4,0	**453**	**57**	*0,030*	1,2
9	-863	1+3	30	**2,03**	2,09	24	89	3,8	**390**	**58**	*0,056*	0,2
10	-950	1+3	29	**2,36**	2,10	19	82	4,0	323	**50**	*0,095*	0,5
11	-1041	2+3	30	1,12	**2,27**	28	**121**	**8,4**	310	37	*0,033*	0,8
12	-1132	2+3	30	1,27	**2,66**	**25**	**123**	**6,7**	337	40	*0,029*	1,7
13	-1236	2+3	31	1,06	**2,59**	19	**126**	**7,1**	317	40	*0,011*	0,9
14	-1343	2+3	34	1,39	**2,72**	23	**121**	**6,6**	313	38	*0,012*	0,6
15	-1427	1+3	28	1,54	2,19	**25**	89	4,7	269	**67**	*0,112*	0,5
16	-1517	2+1	29	**2,21**	1,80	22	87	3,7	**424**	45	**0,925**	1,2
17	-1594	2+1	25	**2,03**	**2,33**	**28**	90	3,7	**612**	34	**0,060**	**2,4**
18	-1693	2+3	30	**2,29**	**2,67**	**27**	**101**	5,0	**703**	**48**	**0,862**	1,1
19	-1783	2+3	30	**2,43**	**2,79**	22	85	4,3	**660**	**48**	**3,160**	1,4
20	-1872	2+3	30	**2,82**	**2,48**	22	80	**5,1**	**480**	**68**	**0,673**	1,2
21	-1964	2+3	26	**2,22**	**2,58**	23	87	**5,1**	339	**73**	**2,346**	**3,4**
22	-2006	2+3	13	**2,40**	**2,53**	**38**	**105**	**7,9**	**512**	**55**	*0,308*	1
23	$\bar{x}$ МС-3		633	**1,71**	**2,21**	**24**	**98**	**4,9**	**381**	**45**	**0,4**	**1**
	$\bar{x}$ МС-2		782	2,01	2,30	26	94					
	$\bar{x}$ МС-1		606	1,50	2,45	24	112					
	Кларк-1			0,66	2,28	60	200	12	800	450	0,001	0,1
	Кларк-2			2,77	3,34	40	200	5	830	300	0,0045	0,5
	Кларк-3			3,0	2,3	20	100	3	650	800	0,0043	0,7

Примечание. * Выделены содержания: жирным шрифтом – средние по скважине и их превышающие; курсивом – превышающие кларк золота для осадочных пород. Кларк-1, 2, 3 – средние содержания в осадочных, кислых и средних изверженных породах соответственно, по А.П.Виноградову, 1962.

** Типы пород: 1 – метапесчаники кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые; 2 – метаалевролиты того же состава; 3 – сланцы хлорит-серицитовые, альбит-хлорит-серицитовые и альбит-кварц-хлорит-серицитовые.

материала магм среднего состава. Это подтверждается наличием обломков андезитов в линзах гравелитов и слоях крупнозернистых метапесчаников, редких глыб кластолавы андезитового состава в центральной части карьера (см. рис. 26 и 27). В черносланцевых толщах позднепротерозойско-раннепалеозойского структурно-формационного комплекса Мурунтауского рудного поля максимальными содержаниями окисей натрия и калия характеризуются все типы пород именно пестробесапанской толщи (табл. 9). В ней же самой содержания натрия и калия максимальными оказались в сланцах (табл. 10), что отражено наличием в их составе наряду с серицитом и кварцем трудно распознающегося микрозернистого альбита в качестве породообразующего минерала. О вполне возможном присутствии парагонита в составе сланцев Мурунтау и других золоторудных месторождений Центральных Кызылкумов достоверных сведений не опубликовано. Минералого-петрографическими методами на фоне серицита он не распознается.

Глубина, м	Количество проб	n·10, г/т			n, г/т																
		Ti	Mn	V	Cr	Ni	Co	Cu	Zn	Pb	W	As	Sb	Bi	Ge	Sc	Y	Yb	La	Zr	Nb
0-98	30	370	26	19	68	**35**	**12**	**70**	**120**	**29**	11	71	8	0,7	0,5	2,9	9,5	1	15	45	3
-191	30	345	20	21	78	**36**	**12**	44	**113**	**26**	13	17	11	0,6	0,5	2,3	9,6	1	15	38	2,8
-271	29	379	**33**	21	**81**	**40**	**15**	41	98	**26**	12	**164**	7	0,5	0,5	3,6	9,8	1	15	40	3,1
-377	30	**397**	31	24	**85**	**40**	**13**	33	**112**	**30**	11	19	5	0,5	0,5	3,4	9,5	1	15	40	3,6
-468	29	318	22	**33**	76	**42**	**13**	45	**119**	**28**	14	**205**	4	0,7	0,5	3,1	9,6	1	15	48	2,5
-563	30	355	26	**26**	**90**	**42**	**17**	23	103	14	19	**669**	2	0,5	0,5	3,5	9,6	1	15	53	2,5
-665	30	370	29	22	**92**	26	**15**	22	72	17	22	88	6	**1**	0,5	3,4	9,8	1	15	**74**	5,7
-763	30	380	29	**31**	**86**	30	11	39	**78**	14	14	86	6,5	0,8	0,5	**3,9**	10,1	1	15	**74**	5,5
-863	30	373	26	20	79	25	9	37	62	15	9,7	52	6,2	**0,9**	0,5	3,3	9,8	1	15	**79**	4,6
-950	29	337	26	20	73	19	8	36	55	13	17	34	6,9	0,8	0,5	3,4	9,8	1	15	**70**	4,6
-1041	30	348	32	21	74	25	14	**58**	65	12	**96**	71	**12,7**	0,8	0,5	3,6	10	1	16,5	**63**	5,2
-1132	30	**407**	30	19	75	22	13	35	67	**28**	**114**	104	**27**	**1**	0,5	**4,3**	9,8	1	**25,5**	**73**	**7,1**
-1236	31	**440**	**55**	21	57	30	11	**68**	**111**	16	17	**160**	**8,7**	0,6	0,5	**5**	**11,7**	1	**20**	**82**	**10,3**
-1343	34	**477**	**53**	19	68	**43**	**19**	**97**	**142**	16	23	**251**	**12,5**	0,7	0,5	**4,8**	**12,3**	1,2	**22,5**	**86**	**12,2**
-1427	28	**471**	**46**	**37**	**101**	**44**	12	54	**93**	14	9	**361**	**12,1**	0,6	0,5	3	9,8	1,1	15	**89**	**9,6**
-1517	29	**519**	**54**	**29**	**94**	**48**	11	**64**	71	15	12	**354**	**15**	**3**	0,5	3,2	11	1	17	**89**	**10**
-1594	25	300	30	**34**	46	35	9	56	42	14	5,7	153	2,3	0,8	0,5	2,2	6,9	1	15	**69**	**6,4**
-1693	30	333	22	25	79	29	9,5	25	38	11	11,9	**219**	**9,3**	**1,7**	0,6	**3,8**	**13,8**	1,2	17	56	**6,2**
-1783	30	323	20	**28**	68	24	9	28	25	7	19,8	**188**	2,2	**1,2**	**0,8**	**3,9**	**11,4**	1,1	16	47	4,7
-1872	30	353	23	**32**	79	25	6,6	26	32	9,6	18,6	55	1,8	0,6	**1**	3,6	**10,4**	1	15	**65**	4,5
-1964	26	365	23	**30**	**105**	30	9	25	33	7,7	15,8	69	3,6	0,8	**1,1**	**3,7**	**13,3**	1,1	15	**80**	5,9
-2006	13	385	20	26	**84**	27	10	26	41	14	15,3	34	1,1	0,7	0,6	**4,5**	**11,8**	1,1	15	**72**	11,7
$\bar{}_{МС-3}$	633	**379**	**31**	**25**	**79**	**33**	**12**	**43**	**77**	**17**	**22,7**	**155**	**7,8**	**0,9**	**0,6**	**3,6**	**10,4**	**1**	**16,3**	**65**	**6**
Кларк-1	782	450	67	130	100	95	20	57	80	20	2	6,6	2	0,01	2	10	30	3	40	200	20
Кларк-2	606	230	60	40	25	8	5	20	60	20	1,5	1,5	0,26	0,01	1,4	3	34	4	60	200	20
Кларк-3		800	120	100	50	55	10	35	72	15	1	2,4	0,2	0,01	1,5	2,5	20	3	27	260	20

Таблица 9

Средние содержания петрогенных элементов в отдельных типах пород из разных пачек бесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле (Мурунтау, 1998)

Породы	Филлитовидные сланцы				Алевролиты и песчаники			
Пачки (подсвиты)*	1	2	3	4	1	2	3	4
SiO_2	62,80	62,85	61,39	62,55	73,14	74,71	77,22	80,64
TiO_2	0,75	0,75	0,88	0,83	0,64	0,62	0,61	0,61
Al_2O_3	15,60	16,59	18,04	17,16	12,10	11,55	9,75	8,05
Fe_2O_3	3,12	1,25	3,08	3,76	1,50	0,80	1,33	1,48
FeO	2,66	3,82	3,02	2,96	2,22	2,26	2,00	1,66
MnO	0,08	0,04	0,05	0,06	0,05	Сл	0,05	0,04
MgO	2,28	2,40	2,31	1,81	1,50	1,33	1,16	1,06
CaO	1,14	0,59	1,01	0,42	1,58	1,10	1,30	0,87
Na_2O	1,92	1,81	2,32	1,76	2,64	2,81	2,60	1,70
K_2O	3,00	3,42	4,22	3,65	1,98	1,83	1,84	1,56
P_2O_5	0,19	0,25	0,15	0,15	0,17	0,19	0,17	0,13
H_2O	0,36	0,50	0,60	0,31	0,27	0,30	0,32	0,32
S	0,15	0,24	0,53	0,11	0,10	0,05	0,26	0,30
CO_2	0,58	0,23	0,40	0,20	0,73	0,40	0,27	0,52
Сумма	94,63	94,74	98,00	95,73	98,62	97,95	98,88	98,96
Количество проб	20	12	29	9	125	59	65	11

Примечание. * Пачки (подсвиты) бесапанской толщи: 1 – нижняя (черная), 2 – серая, 3 – пестрая, 4 – зеленая.

На высокую концентрацию окиси натрия в наиболее тонкозернистых породах пестробесапанской толщи в монографии «Мурунтау» внимания не обращено. На с. 98 в ней повторено мнение А.А.Кременецкого и его соавторов (1990, с. 89): «…Изменения химического состава пород отражают нормальный тренд осадочной дифференциации, согласно которому переход от метапесчаников к метапелитам обусловлен последовательным обогащением исходных пород глиноземом и слюдами». Вновь подчеркивается терригенная природа рудолокализующих пород, хотя А.А.Кременецкий ясно высказался о более вероятной сопоставимости метаосадочных пород Мурунтауского рудного поля с эффузивами на основании анализа распределения редкоземельных элементов. Следует особо отметить, что суммарные концентрации РЗЭ в частных пробах сланцев, метаалевролитов и метапесчаников пестробесапанской толщи близки к среднему значению этой же величины в осадочных породах, но заметно ниже, чем в основных магматических (см. табл. 10). Концентрация европия в метапесчаниках, метаалевролитах и сланцах восточного фланга Мурунтауского рудного поля превышает, хотя и незначительно, его среднее содержание в глинах и сланцах, по А.П.Виноградову (1962). Стабильное присутствие иттрия на уровне 9,5-12,5 г/т (см. табл. 8) показывает, что оно связано с однородностью состава протоосадков толщи. Основными концентраторами редкоземельных металлов в пределах интенсивно метаморфизованных блоков пород Мурунтау (крупные рудные залежи) являются монацит, апатит, сфен, шеелит. Б.Б.Василевский и соавторы (2011 г.) приводят сведения о содержаниях в монаците золоторудных месторождений западного и восточного флангов Мурунтауского рудного поля (%): Ce – от 23,17 до 33,34; La – от 7,03 до 17,2; Nd – от 6,74 до 11,43; Gd – от 0,58 до 0,98; Yb – от 0,02 до 0,05. В торите этих же месторождений (11 определений) церия от 0,22 до 1,01%. Иттрий,

Содержания петрогенных окислов (%) и редкоземельных элементов (г/т) в гранулометрических разностях пород пестробесапанской толщи месторождений Мютенбай (Мурунтау, с. 99)

Окислы	Сланцы	Метаалевролиты	Метапесчаники
Окислы. Силикатный анализ ГП «Центральная лаборатория» Госкомгеологии РУз			
SiO_2	56,99	68,34	75,68
TiO_2	0,86	0,67	0,56
Al_2O_3	20,02	13,98	10,79
Fe_2O_3	1,85	0,94	0,68
FeO	4,37	3,48	3,75
MnO	0,03	0,05	0,04
MgO	3,34	2,55	1,85
CaO	0,54	1,50	1,10
Na_2O	2,50	1,98	2,18
K_2O	5,36	3,70	2,42
P_2O_5	0,11	0,14	0,05
П.п.п.	3,83	3,29	1,70
Сумма	99,80	100,62	100,80
CO_2	0,15	0,42	0,19
Количество проб	11	13	7

РЗЭ. Химико-спектральный анализ, ИМГРЭ (Кременецкий и др., 1990, с. 94-95)

Элементы	Кларк		Сланцы			Метаалевролиты			Метапесчаники		
	1*	2*	МС-1, 4 пробы, min – max	МС-2, 2 пробы		МС-1, 2 пробы		МС-2, 3 пробы, min – max	МС-1, 1 проба	МС-2, 2 пробы	
										1474	4583
La	40	60	26,4-61,4	23,9	42,7	29	13,6	20,5-41,8	29,2	35,0	21,32
Ce	50	100	45,3-85,4	47,8	61,4	40,1	23,9	37,6-70,9	58,07	56,36	26,47
Pr	5	12	4,5-16,1	4,3	6,9	5,29	2,14	3,2-6,2	10,07	6,15	3,78
Nd	23	46	21,4-46,7	19,7	35,1	24	11,1	15,4-28,3	24,01	25,7	19,7
Sm	6,5	5	5,3-10,3	5,1	7,5	6,47	-	4,8-8,5	7,54	6,21	5,43
Eu	1	1	1,1-2,7	1,56	1,64	3,2	0,65	1,04-1,81	1,47	1,38	1,64
Gd	6,5	5	4,1-10,7	4,9	5,0	5,38	2,95	3,8-6,9	9,5	4,86	651
Tb	0,9	0,8	-	-		1,13	-	-	-	-	-
Dy	4,5	2	3,8-5,8	4,1	4,9	5,4	2,96	3,8-5,4	7,23	4,62	5,14
Ho	1	1	0,7-1,2	10,5	1,05	0,96	0,65	0,96-1,13	1,52	1,05	1,05
Er	2,5	2	1,8-5,1	2,18	2,71	2,97	1,75	2,2-3,5	6,03	2,71	2,97
Tm	0.25	0,2	0,4-0,7	0,38	0,54	0,54	0,36	0,49-0,60	0,68	0,54	0,52
Yb	3	2	2,7-4,1	3,6	3,86	2,98	3,42	3,25-6,23	5,22	2,98	4,92
Lu	0,7	0,6	0,25-0,62	0,22	0,36	0,44	0,22	0,30-0,35	0,52	0,44	0,53
Y	30	20	24,4-40,5	32,3	46,4	29,0	26,8	34,6-45,6	39,0	29,1	41,7
$\sum_{РЗЭ}$	175	301	142-277,6	151	220	157	90,6	132-219	200,7	177,1	141,7

Примечание. * Кларк 1 – среднее содержание в осадочных породах (глины и сланцы); кларк 2 – то же, в основных (базальты, габбро и др.) породах.

лантан и неодим выявлены лишь в единичных его пробах; иттрия в одной из проб 1,95%. Распространенность апатита в измененных породах рудных тел Мурунтау дала возможность Н.И.Назаровой говорить о проявлениях гипогенной апатитизации. Новообразования апатита в сегрегационных проявлениях ведущего продуктивного минерального комплекса (шеелит, золото, карбонат, хлорит, калиевый полевой

шпат, кварц) действительно наблюдаются часто, но их размеры редко превышают 0,5 мм. В одной из проб прозрачного шеелита месторождения Мютенбай спектральный анализ показал наличие церия, лантана, иттрия и иттербия в количествах 0,1, 0,01, 0,3 и 0,001% соответственно. Прозрачный шеелит встречается редко, хотя специально этому вопросу автор в свое время внимания не уделил.

Широко распространен в метакалишпатизированных породах сфен, кристаллы которого достигают 1 мм; относительно крупные присутствуют и в актинолитизированной кластолаве (см. рис. 59 в главе V), но существенных мономинеральных скоплений он, как и апатит, не образует. Микроминералогическими методами в породах северного фланга месторождения Мютенбай выявлен (Василевский и др., 2011 г.) карбонат церия и лантана (калкинсит), но его распространенность не охарактеризована. Трудно даже представить объемы необходимых детальных исследований для решения подобных вопросов.

В рудовмещающей черносланцевой толще на месторождении Амантайтау значительно больше признаков не только вулканогенно-осадочной природы ее протоосадков, но и вулканогенно-гидротермально-осадочного происхождения вкрапленных и колчеданных руд. Линзы колчеданов тяготеют к контактам углеродисто-полевошпат-хлорит-слюдистых сланцев с рассланцованными плагиоклазовыми туфоалевролитами, сходными по структурно-текстурным особенностям с мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми игнимбритами Восточного склона Приполярного Урала (Проценко, 2011). В сланцах и сланцеватых метаалевролитах широко распространены мелкие желваки и линзообразные слойки тонкозернистого пирита с содержаниями золота до 15 г/т. Контакты крупных колчеданных линз со сланцами сорваны, сланцы интенсивно перетерты. Это предопределило утверждение о гидротермальном происхождении руд, несмотря на отчетливо проявленные признаки интенсивного катаклаза и рассланцевания самих колчеданных залежей, тонких слойков пирита и хлорит-кварц-альбитовых псевдоморфоз по его метакристаллам (см. фото 1 и 2 на рис. 49). Обилие плагиоклаза в метаалевролитах и сланцах связывалось с альбитизацией в процессе гипогенного рудообразования. Ю.С.Савчук с соавторами (1998) связывали формирование месторождения Амантайтау с позднегерцинским коллизионным этапом тектонического развития региона. Многочисленны на этом месторождении признаки участия уже в первичном рассланцевании пород крупных колчеданных линз, макро- и микроконкреций пирита и хлорит-альбит-кварцевых псевдоморфоз по метакристаллам пирита (Проценко, 2008$_1$). Не согласуется с позднегерцинским временем и абсолютный возраст колчеданных руд (520-525 млн. лет; Проценко, 2010). Для месторождения характерна высокозначимая прямая корреляция содержаний золота в рудах и породах с концентрациями сульфидной серы и мышьяка (Пергат и др., 1988 г.; см. рис. 32). Радиографией подтверждена приуроченность повышенного содержания золота и некоторых редкоземельных элементов к слойчато распределенным микро- и макроконкрециям пирита в толще тонкого переслаивания плагиоклазовых метаалевролитов и углеродисто-полевошпат-серицитовых сланцев (рис. 31). О содержаниях некоторых редкоземельных металлов в породах и рудах месторождения Амантайтау дают представление результаты их нейтронно-активационного анализа (табл. 11; Пергат, Проценко и др., 1988 г.). Рудные залежи лишь незначительно обогащены лантаном и скандием, тогда как церия и самария в них меньше, чем в слабо сульфидно-минерализованных породах. Основными концентраторами редкоземельных элементов на месторождении являются монацит, апатит, циркон. Во вкрапленном в породах монаците нейтронно-активационным анализом выявлено, %: La – 1,4, Ce – >3, Sm – 0,07. Лантан присутствует (г/т) в анатазе (от 33 до 272), апатите (136), ярозите (99,6 в среднем по 15 пробам). Приуроченность повышенных содержаний лантаноидов к осадочно-диагенетическим сульфидам показывает определяющее значение в их происхождении морской воды, несмотря на очень низкие концентрации редкозе-

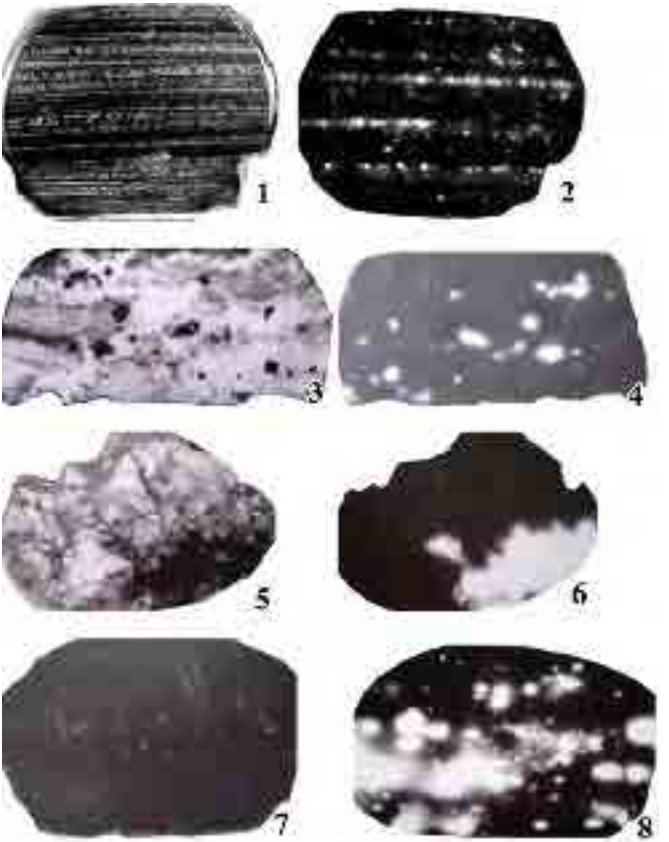


Рис. 31. Особенности распределения редкоземельных элементов в породах и рудах Амантайтау. Приуроченность повышенных содержаний золота к глобулярным микроконкрециям пирита в образце тонкослоистого чередования метаалевролитов и сланцев.*1* – фото полир. шл, ×8, пирит – черные крупинки; *2* – радиография распределения золота (белое). Самородное золото не обнаружено и при увеличении 1000; *3, 4* – приуроченность резко повышенного содержания самария (белое на радиографии справа) в интенсивно альбитизированных и окварцованных метаалевролитах к реликтам исходных пород с метакристаллами пирита (черное на фото слева). Рассечка 7-1-13, 46, 5 м. Полир. шлиф, ×8; *5, 6* – приуроченность повышенных содержаний самария (белое на фото 4, 6) к метакристаллам и гнездам катаклазированного и интенсивно корродированного пирита (черное на фото 5). *3, 4* – рассечка 7-1-13, 46,5 м; *5, 6* – рассечка 7-2-6, 7,5 м. *3, 5* – фото полир. шлифов, ×8; *4, 6* – нейтронные радиографии шлифов; *7, 8* – распределение лантана (белое на радиографии шлифа справа) в связи с микрозернами монацита в измененном вулканическом стекле. Рассечка 8-4-21, 2,0 м. Полир. шлиф, ×8.

Таблица 11

Содержания* (г/т) некоторых РЗЭ в породах и рудах месторождения Амантайтау

Объект исследования		La	Ce	Sm	Eu	Sc
Вмещающие породы	$\bar{x}$	**33,7** (131)	**74,9** (127)	**6,0** (129)	**0,5** (48)	**11,8** (138)
	max	189,4	432,9	17,1	2,0	34,7
Рудные тела 1 и 2	$\bar{x}$	**51,9** (84)	**72,2** (70)	**5,1** (86)	**1,0** (36)	**14,8** (89)
	max	371,9	775,0	22,0	8,2	23,4
Рудное тело 4	$\bar{x}$	**35,0** (29)	**91,9** (27)	**6,0** (29)	**0,3** (6)	**12,0** (28)
	max	79,0	206-7	15,9	0,6	26,4
Рудное тело 8	$\bar{x}$	**37,8** (34)	**82,1** (30)	**5,7** (34)	**1,0** (9)	**11,7** (33)
	max	112,0	219,7	12,7	1,7	24,4
Руды сульфидные	$\bar{x}$	**47,0** (91)	**83,3** (93)	**5,1** (99)	**1,0** (30)	**11,6** (97)
	max	289,2	775,0	22,0	8,2	26,4
Руды окисленные	$\bar{x}$	**42,7** (58)	**66,2** (34)	**6,0** (50)	**0,7** (21)	**17,4** (53)
	max	371,3	238,0	15,9	8,2	26,4

Примечание. * В скобках у среднего – количество определений; минимальное содержание для всех элементов 0,0 г/т.

мельных элементов в ней (Виноградов, 1967). Близость пород и руд по содержанию лантана, церия, самария, европия, по распространенности в них вулканокластического материала показывает принадлежность рудолокализующих черносланцевых толщ месторождений Амантайтау и Мурунтау к единому раннепалеозойскому стратиграфическому подразделению. Повышенная насыщенность пород рудолокализующей толщи Амантайтау пирокластикой средней магмы и сниженная углеродистость обусловили более интенсивную их хлоритизацию. Как следствие, в окраске пород

преобладают зеленые тона. По-видимому, это было одним из критериев сопоставления рудовмещающих пород Амантайтау с толщей «зеленого бесапана», в которой на месторождениях Косманачи и Мурунтау рудных концентраций не выявлено.

Углеродисто-хлорит-серицитовые сланцы (см. рис. 30) в пестробесапанской толще не образуют значительных по мощности горизонтов. В разрезах глубоких скважин (МС-1, 2, 3, 4) на восточном фланге рудного поля они переслаиваются с более мощными горизонтами ваккоподобных метатуфопесчаников в верхней и нижней частях толщи. В средней ее части мощность отдельных слоев сланцев обычно не превышает 10 см, и здесь они чередуются со слоями кварц-полевошпатовых метатуфоалевролитов, измеряемых метрами. Практически все породы пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле, как и на Даугызтауском, Амантайтауском, содержат углеродистое вещество и пирит. Из-за пигментации хлорит-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев тонко распыленным углеродистым веществом, содержание которого обычно колеблется в пределах 0,01-2-3% (редко, до 10-15%), индивидуализировать их разности без микроскопических исследований трудно. Эта же минералогическая особенность затрудняет диагностику всех других тонкообломочных пород. На темном (сером или черном) фоне зерна кварца, полевого шпата и вулканогенных пород распознаются с трудом.

Содержания некоторых металлов (табл. 12) показывают геохимическое своеобразие пород пестробесапанской толщи. В сравнении с подстилающей толщей тасказганской свиты в ней повышено только содержание золота, тогда как концентрации W, V, Ti, Mn, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb, Ag заметно снижены. Резко снижены содержания элементов, характерных для магматических пород основного состава – Cu, Zn, Pb, V. Эти особенности указывают на существенные изменения в составе магм, давших пирокластический материал для формирования пород тасказганской и бесапанской толщ. Породы отдельных горизонтов бесапанской толщи по содержаниям перечисленных металлов практически не отличаются. От нижних частей ее разреза к верхним в породах снижаются содержания углеродистого вещества. Непосредственно на месторождении Мурунтау значительная часть присутствовавших в породах углеродистого вещества и сульфидов окислена в ходе высокотемпературного формирования метасоматитов и жил шеелит-золото-слюдисто-(актинолит)-калишпат-кварцевого минерального комплекса (со сфеном, рутилом, ильменитом, апатитом) в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Осадочно-диагенетические пириты в наименее измененном виде (микро- и макроконкреции, конкреционные слойки и линзы) в породах пестробесапанской толщи широко распространены на месторождениях Амантайтау, Асаукак, Даугызтау, Сарыбатыр. Более подробно о них в главе IV. На Мурунтауском рудном поле они сохранились в породах западного и северо-восточного флангов, в верхних частях разрезов скв. МС-2 и МС-3, в частности. Карашахская свита в Букантау отличается широкими вариациями пород как по составу и гранулометрии, так и происхождению обломочного материала. В ней тонко переслаиваются полимиктовые метапесчаники (до гравийных) и сланцы разного состава. В обломочной составляющей пород преобладает андезитоидный вулканокластический материал. Во всех типах ее пород макро- и микроконкреционный пирит присутствует в более высоком количестве, чем в пестробесапанских. Здесь часты слои и маломощные пачки пород с содержанием осадочно-диагенетического пирита 3-5%. В устунгской свите (рудное поле Чоре) значительнее распространены тонкообломочные породы, кремнистые и кремнисто-серицитовые сланцы; в ее породах осадочно-диагенетический пирит является ведущим примесным минералом.

Повышенная золотоносность пород бесапанской свиты в южной части Центральных Кызылкумов отмечена многими исследователями (Гарьковец, 1969-1986; Воронков, 1971-1985, Хамрабаев, 1965, 1979; Региональная металлогения…, 1979; Про-

Таблица 12

Средние содержания (г/т) некоторых элементов в углеродсодержащих породах додевонского структурно-формационного этажа Центральных Кызылкумов и юрских углисто-глинистых сланцах Южного Узбекистана

Источник информации	В.Ф.Проценко,1986		Ю.Ф Баскаков, В.Ф.Проценко, 1975		А.К.Воронков, М.Т.Хон, 1980				Е.А.Светозарский, В.Ф.Проценко, 1986
Толщи пород	Кокпатасская		Тасказганская		Бесапанская				Сланцы юрские; Южный Узбекистан
	нижняя	верхняя	Ауминзатау	Джетымтау	bs_1	bs_2	bs_3	O–S (bs_4)	
Au					0,04	0,01	0,003	0,009	
W	12,2	6,1			10,0	0,8	7,0	1,8	
Mo	45,4	11,3	72,3	25,0					43,6
Cu	609,2	100,1	248,2	665,0	50,0	74,6	66,4	83,1	34,5
V	18,5	34,0	1214,0	400,0	54,9	93,6	61,0	83,7	71,3
Mn	11,5	320,0	3700,1	700,0					88,6
Ni	23,0	15,0	221,9	35,0					101,8
Co	10,1	46,0	33,0	7,0					10,0
Cr	43,7	19,0	162,1						44,5
Ag	2,2	1,3	2,3		1,5	0,6	0,7	0,5	
Zn	203,7	70,0	276,7	75,0	27,0	46,1	51,0	83,0	10,0
Pb	62,0	40,0	27,2	94,0	12,5	24,1	20,5	16,0	10,0
Ti	493,5	760,0	4257,0	3000,0					2213,5
Количество проб	73	23	169	75	43	237	105	65	22

ценко, 1978, 1986). По разрезам вне рудных полей А.К.Воронков и М.Т.Хон установили (табл. 13), что содержание золота в породах пестробесапанской толщи в 2-10 раз превышает кларковое для глин, сланцев и гранитоидов. Расчеты сделаны с исключением «аномальных» проб, в которых его концентрации оказались выше местного фона, рассчитанного, в свою очередь, с исключением таких же проб. В их распределении они отметили очень высокую дисперсию. В.И.Попов еще в 1964 г. обратил внимание на эту особенность в распределении элементов, указав на дефицитность тех металлов, основные запасы которых сосредоточены в осадочных месторождениях.

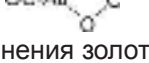
Не парадоксально ли исключение «аномальных» концентраций металла при оценках среднего содержания на основании априорно постулируемого «привноса» его гидротермальными растворами? Никаких «весомых» признаков привноса золота в объем Мурунтауского рудного поля в гипогенных условиях никто не привел, хотя А.А.Кременецкий при моделировании гипогенных рудогенерирующих систем говорит о вероятности отделения золотоносных флюидов на поздних ста-

Таблица 13

Средние содержания (г/т) некоторых металлов в рудах месторождений в горах Тамдытау (масс-спектрометрия, ELAN-6000)

Месторождение	К-во проб	Au	Ag	Pt	Pd	W	Se	Te	Se/Te	Pt/Pd
Косманачи	26	0,51	148,21	0,09	0,41	25,41	8,69	0,73	11,90	0,22
Бесапантау	6	5,14	2,81	0,06	0,35	90,32	3,63	0,37	9,81	0,17
Мурунтау	46	7,12	2,21	0,09	0,33	26,96	19,32	2,12	9,11	0,27
Мютенбай	107	4,32	3,12	0,016	0,59	654,55	3,73	1,47	2,54	0,027
Триада	22	5,48	3,65	0,001	0,093	152,83	2,14	0,46	4,65	0,01
Зармитан	8	8,2	65,8	0,027	0,016	140	60,03	14,01	4,28	1,69

диях кристаллизации анатектических расплавов в глубинных ярусах черносланцевых комплексов. Достаточно было указать на наличие разломов, даек и секущих напластование пород кварцевых жил, чтобы с убежденностью говорить о связях месторождения с глубинными источниками металла и приносящих его растворов (флюидов). На примере серы ясно, что высокие содержания элемента – не факт его привноса в углеродсодержащие породы. Широко распространенные макроконкреции и конкреционные линзовидные слойки пирита содержат до 50% сульфидной серы (при 80-90% пирита во многих из них). В следующей главе подробнее характеризуются седиментогенные формы пирита и их распространенность именно на месторождениях золота в черносланцевых толщах. Каким же образом можно при таком подходе трактовать высокие содержания золота в современных россыпях? Уже при 0,2 г/м^3 (0,1 г/т) они имеют промышленное значение. А 0,1 г/т золота в россыпях (тоже осадочных образованиях) – это в 100 раз выше кларковых содержаний в глинах и сланцах (Виноградов, 1962). К тому же содержание золота в россыпях (в древности они, несомненно, тоже были) обусловлено его самородной формой. В главе II приведены материалы, позволяющие говорить, что в морских россыпях, наряду с терригенным золотом, присутствуют и аутигенные микроконкреционные его образования. На месторождении Чоре в углеродисто-серицит-кремнистых сланцах наряду с деформированными тончайшими пластинками были обнаружены глобулярные микроконкреции высокопробного (800‰) самородного золота (см. рис. 39 в главе IV). В породах черносланцевых толщ присутствует несколько минеральных форм золота. В метаалевролитах, метапесчаниках и сланцах бесапанской свиты на месторождении Асаукак (вне рудных тел) зафиксирована прямая корреляция количеств золота, УВ, серы, мышьяка, фосфора (рис. 32), указывающая на совместное седиментогенное возникновение их повышенных концентраций в связи с низкотемпературными преобразованиями биоорганического углеродистого вещества. В химии известны многие сотни металлорганических соединений, в которые золото входит совместно с мышьяком, азотом, фосфором (Паддефет, 1982). Известно и о высокой миграционной способности золота в низкотемпературных условиях в виде хлоркарбонила, для образования которого в осадочных толщах с повышенной ролью биоорганического углеродистого вещества есть все необходимое – невысокая температура, высокое давление, углеродистое вещество, хлор (в захороненной морской воде, в частности), низкая активность кислорода и миллионы лет взаимодействия. «В атомарном состоянии золото значительно более реакционноспособно, чем в компактном. Реакции с атомарным золотом можно провести, испаряя металл при высокой температуре в вакууме и затем совместно конденсируя пары золота с подходящим реагентом в матрице инертного газа при температуре жидкого гелия. Таким методом можно получить и идентифицировать спектроскопически комплексы моно(дикислород)золото $Au(O_2)$ и моно(этилен)золото $Au(C_2H_3)$, а также карбонилы Au(CO) и $Au(CO)_2$. При совместной конденсации атомарного золота с моно- и диоксидом углерода образуется комплекс



...При нагревании матрицы все эти соединения золота распадаются» (Паддефет, 1982, с. 17).

Карбонилы металлов как тип химических соединений были впервые обнаружены в содержимом стального баллона после длительного хранения в нем углекислого газа (Сыркин и др., 1986). Присутствие углекислого и угарного газов в составе газово-жидких включений в жильном кварце Мурунтау может служить указанием на возможность миграции золота в виде карбонильных соединений. Наряду с золотом к образованию карбонильных соединений склонен и вольфрам, а мышьяк – один из элементов, посредством которых золото входит в металлоорганические соединения.

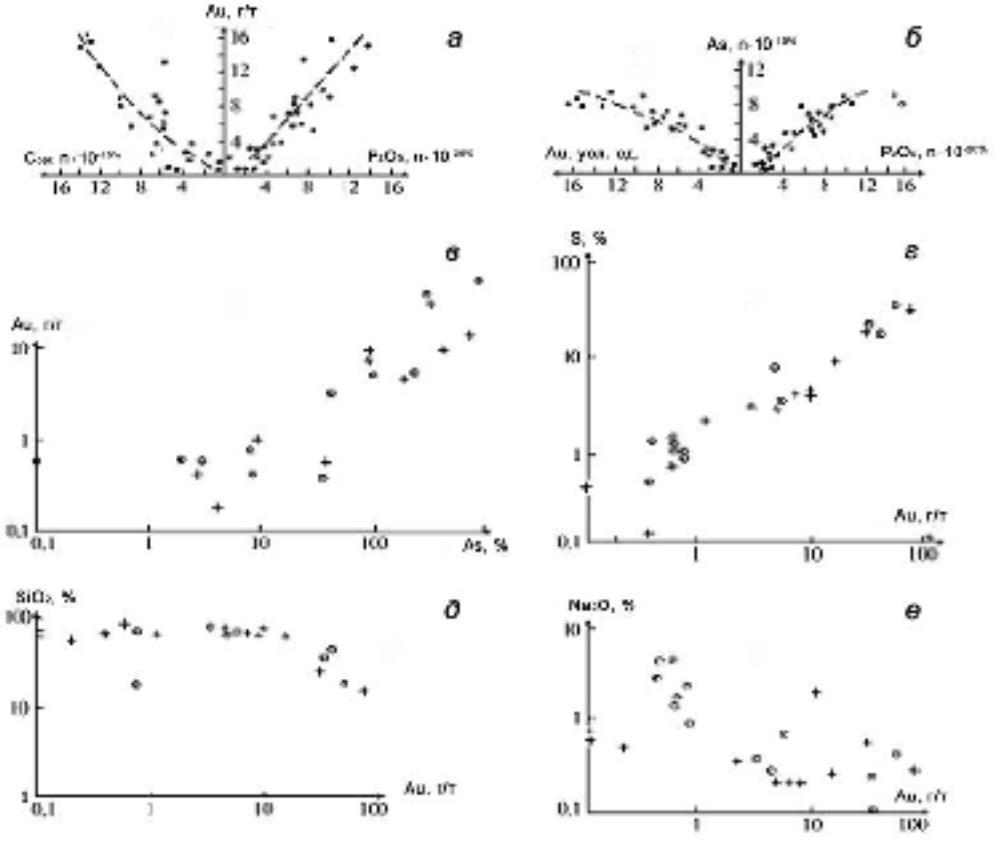


Рис. 32. Соотношения содержаний Au, $C_{орг}$, P_2O_5, As в породах месторождения Асаукак (*а, б*); Au, As, S, SiO_2, Na_2O в рудах месторождения Амантайтау (*в, г, д, е*).

Причины накопления золота в протоосадках черносланцевых толщ и перераспределения его при метаморфизме будут дополнительно обсуждаться в главах IV и V.

Показательны в этом отношении особенности распределения важнейших рудообразующих элементов (золото, вольфрам и мышьяк) в пределах Мурунтауского рудного поля, выявленные Ю.Г.Зарембо, И.К.Брагиным, В.Ф.Скрябиным, В.Ф.Гурьяновым, А.А.Марковым. Обобщающий геохимический материал по рудному полю представлен в монографии «Мурунтау» (1998) с использованием понятия «рудоотложение» (конечно же, в гипогенных условиях). И при этом для всех трех элементов показано (рис. 33-35) строгое подчинение слабых и среднеконтрастных ореолов золота, вольфрама и мышьяка элементам слоистости пестробесапанской толщи. Сильноконтрастные ореолы проходят вдоль структур, пересекающих как слоистость пород, так и «полосчатые» слабо-среднеконтрастные ореолы. Слабые и среднеконтрастные ореолы охватывают не менее половины объема пород рудовмещающей толщи в центральной части рудного поля (собственно месторождение Мурунтау) и более 70% на юго-восточном фланге (профиль по линии глубоких скважин). 77% из 2006 м разреза скв. МС-3 слагают слабо измененные породы с содержаниями золота, в 10-100 раз превышающими кларковое (см. табл. 8).

«В выделенном… согласном аномальном поле объекта… наиболее выражены ореолы золота, вольфрама, висмута и отчасти мышьяка… Общая структура аномального поля отличается полосчатостью; высокие концентрации элементов образуют ряд согласных лент-полос на фоне низких-средних содержаний (например, для мышьяка на фоне содержаний n·0,01-0,1% выделяются полосы, где концентрации достигают 0,3-0,5%)... Нижняя граница согласного аномального поля довольно четкая и почти

Рис. 33. Первичные ореолы: А – золота и вольфрама в поперечном разрезе через центр месторождения Мурунтау (по Ю.Г.Заремба, И.К.Брагину), Б – золота в поперечном разрезе через юго-восточный фланг рудного поля (по В.Ф.Скрябину, В.Ф.Гурьянову). А. *1* – тектонические нарушения; *2* – дайки; *3* – границы литологических пачек; *4* – ореолы рядовых (*а*) и богатых (*б*) концентраций золота, *5* – то же, вольфрама. Б. Отложения бесапанской свиты: *1* – пестробесапанской подсвиты, *2* – серобесапанской подсвиты; *3* – позднегерцинский секущий золото-сульфидно-кварцевый рудно-формационный минеральный комплекс и связанные с ним средне- и сильноконтрастные ореолы золота; *4* – разломы; *5* – границы стратиформного рудного штокверка золото-шеелит-хлорит-калишпат-кварцевого (с апатитом, сфеном, ильменитом) каледонского минерального комплекса; *6* – границы общего контура золотосодержащих минерализованных пород; согласные с напластованием пород ореолы золота: *7* – слабо- и среднеконтрастные, *8* – сильноконтрастные.

совпадает с тектоническим контактом между серым и пестрым бесапанами...(Мурунтау, 1998, с. 337). Как видим, «фон» мышьяка (сотни грамм – килограмм на тонну) в породах Мурунтауского рудного поля в сотни раз выше кларкового содержания в глинах и сланцах (2 г/т, по А.П.Виноградову). «Наиболее высокая удельная продуктивность ореолов золота (0,1-0,3 г/т), субсогласных со слоистостью или сланцеватостью пород, отмечена в полосе тектонизированных отложений пестрого бесапана. …Протяженность ореолов достигает 500-2500 м при ширине от 50 до 1000 м. …Максимумы ореолов мышьяка (0,1-0,3%) обычно пространственно оторваны от золоторудных тел и даже от центров месторождений…» (Мурунтау, 1998, с. 342).

С учетом широкого распространения в отложениях пестробесапанской толщи пирокластических осадочных пород можно с достаточной уверенностью отнести «фоновые» и слабо-среднеконтрастные содержания мышьяка и золота к седиментогенным их накоплениям. В большинстве «сечений» Мурунтауского рудного поля слабо- и среднеконтрастные ореолы золота (с содержаниями 0,1-1,0 г/т) подчинены элементам слоистости рудовмещающей толщи и охватывают до 50% ее объема. Скважинами на восточном фланге Мурунтауского рудного поля вскрыты 100-250-метровые интервалы пород с содержаниями золота 0,1-1,5 г/т без каких-либо жильных или явно метасоматических новообразований. Макроскопически в них обнаруживался только

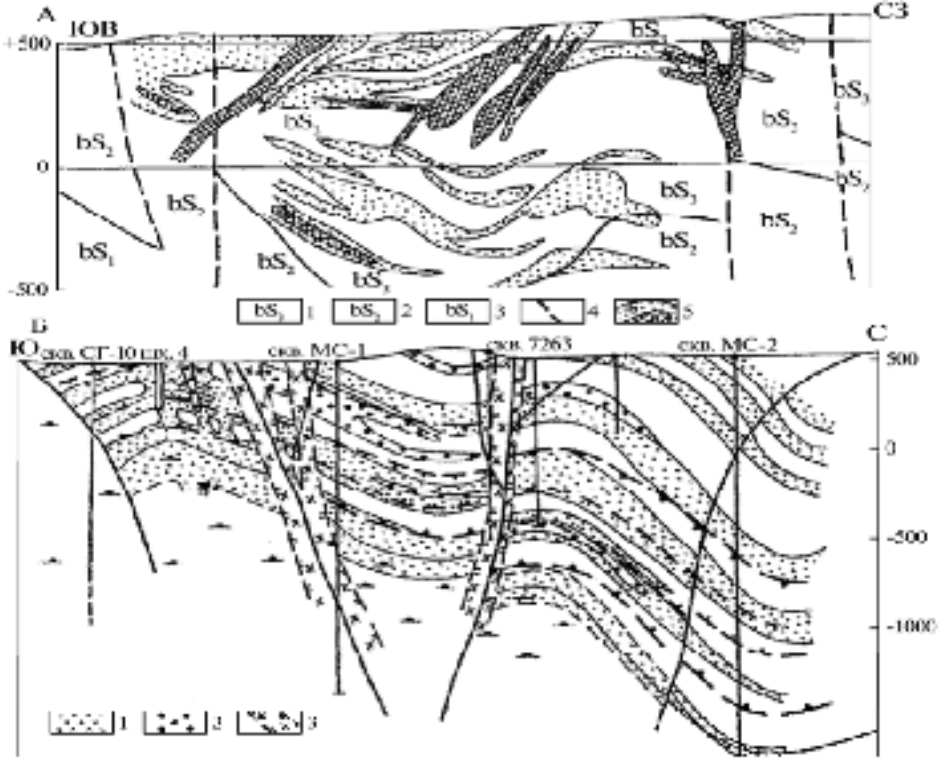


Рис. 34. Первичные ореолы мышьяка (по В.Ф.Гурьянову, В.Ф.Скрябину, А.А.Маркову) в поперечных разрезах месторождения Мурунтау (А) и юго-восточного фланга рудного поля (Б). А. Отложения бесапанской свиты, бесапан: *1* – пестрый, *2* – серый, *3* – черный; *4* – разломы, *5* – ореолы мышьяка слабые (*а*) и контрастные (*б*). Б – согласные с напластованием пород ореолы мышьяка: *1* – слабо- и среднеконтрастные, *2* – сильноконтрастные, *3* – секущие напластование пород средне- и сильноконтрастные. Остальные усл. обозн. см. на А.

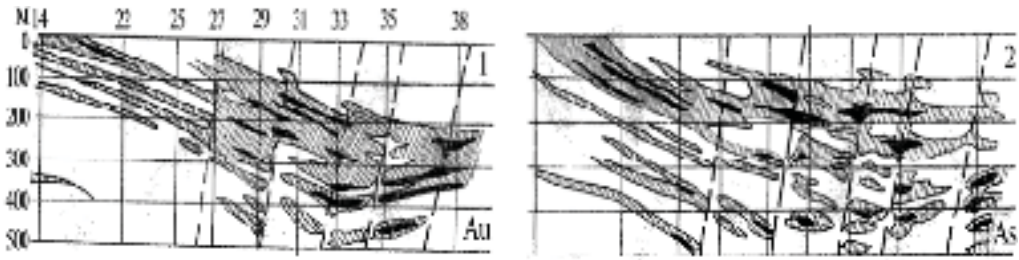


Рис. 35. Распределение золота (1) и мышьяка (2) в продольном разрезе скв. СГ-10 (участок Триада на юго-восточном фланге Мурунтауского рудного поля).

пирит в виде убогой вкрапленности мелких кристаллов, аллотриоморфных зерен и редких макроконкреций. В полированных шлифах дополнительно обнаруживались его глобулярные микроконкреции. На месторождении Амантайтау в кремнисто-пиритовом конкреционном слойке пробирным анализом выявлено 15 г/т золота. От 0,5 до 1,5 г/т золота постоянно обнаруживается в макроконкрециях пирита из сланцев и метапесчаников бесапанской толщи на Даугызтауском рудном узле (месторождения Асаукак, Даугызтау, Высоковольтное, Сарыбатыр). При нередко наблюдаемых содержаниях 1-3% только пиритом породе обеспечивается кларковая концентрация золота. На месторождении Сарыбатыр содержание макроконкреционных линз пирита в 3,5-метровом слое углеродисто-кремнисто-серицитовых сланцев достигало 20-25% объема (с учетом объемного веса – 30-35% массы). В губчатом пирите месторожде-

ния Кумтор содержания золота достигают сотен г/т. Конечно же, такие содержания золота в отдельных пробах пород черносланцевых толщ исключались из выборок при оценке фона («местного кларка») как аномальные. Сомнений в реальности привноса металла из внешних источников не возникало. Рудные тела, отличаясь высокой нарушенностью субстрата, часто приурочены к зонам повышенной дислоцированности рудолокализующей толщи (разломы, зоны рассланцевания, будинажа, смятия и трещиноватости). В главе II показано, что метаморфогенно-метасоматические преобразования пород могут приводить к повышению дислоцированности пород и расслоению океанической литосферы. В главе V дополнительно будет обсуждаться вероятность повышения дислоцированности рудовмещающих пород и изменения в структуре рудного тела и месторождения в результате структурно-текстурно-минералогических преобразований осадочных пород в гипогенных условиях.

Р.В.Нифонтов (1960), В.К.Чайковский (1963) показали приуроченность повышенного содержания золота именно к толщам углеродсодержащих осадочных и метаморфических пород. В Непряхинском рудном районе Южного Урала к главным критериям поисков новых золоторудных проявлений в черносланцевых игишско-саитовских рифей-вендских (?) отложениях отнесено положение основных рудоносных уровней в контрастных частях разреза рудовмещающего комплекса, характеризующихся развитием горизонтов метабазальтоидов в углеродисто-терригенных отложениях с сингенетичной вкрапленностью пирита и линзами серно-колчеданных руд (Арифулов и др., 2006). Такой же основной критерий локализации золоторудных месторождений и рудопроявлений характерен и для Кировско-Кваркенского рудного района, где руды локализует углеродисто-терригенная толща турней-ранневизейского возраста, рудоносные горизонты в которой характеризуются повышенной сульфидностью (до 7-10%). Примеры обогащенности черносланцевых толщ тяжелыми металлами, вообще, и золотом, в частности, можно многократно умножить (Сауков, Озерова, 1965; Дружинин, 1965; Буряк, 1973; Крутов, 1965; Моисеенко, Михайлов, Сахно, 1974; В.Петров, 1974; Н.Петров, 1961; Ясырев, 1971; Ячевский, 1903 и др.). А.М.Гавриловым и С.Г.Кряжевым (2008, с. 5) приводятся данные С.Д.Шера по содержанию золота в штуфных пробах пород хомолхинской свиты на рудном поле Сухой Лог (г/т): углистые филлитовидные сланцы 0,32 (62 пробы), сидеритовые прослои 0,47 (22 пробы), углистые алевролиты 0,70 (31 проба).

Секущее напластование положение золоторудных тел является едва ли не главным критерием привноса рудообразующих компонентов из гипотетических внешних источников (для углерода даже мантийных; Иванкин, Назарова, 2001; Марченко, 2007, 2010). Рудные тела в черносланцевых толщах чаще всего не имеют четких геологических границ и выделяются по результатам опробования с использованием бортового содержания. В таком случае возможны и ошибки в отнесении рудных тел к секущим. Суть таких ошибок связана с условиями обогащения осадков тяжелыми металлами в прогибающихся структурах застойных зон морского бассейна. Сульфатредуцирующие микроорганизмы наиболее активно развиваются в верхних 3-10 см донных осадков (Волков и др., 1960, 1968, 1971). По мере накопления осадков зона их жизнедеятельности перемещается вверх. Это означает перемещение вверх и зоны наиболее массового формирования микро- и макроконкреций (золотосодержащего) пирита. Объединение их в рудное тело по результатам опробования с использованием бортового содержания и даст картину осадочного рудного тела, «секущего» напластование. Как схематично намечено в главе II, наиболее благоприятные обстановки для формирования протоосадков черносланцевых толщ, обогащенных тяжелыми металлами, создаются в резко углубленных зонах торошения ложа морского бассейна с проявлениями вулканизма (вулканотектонические грабен-синклинали и отдельные расщелины, ограничивающие крупные «вспучивающиеся» и раздвигающиеся блоки серпентинизируемых пород океанической литосферы). В таких обстановках «секущее» положение

приобретают не только конкретные рудные залежи, но и регионально протяженные металлогенические зоны и пояса, контактирующие по конседиментационным сбросам и надвигам с более древними осадочными породами и толщами.

Нелогичность постседиментационного «науглероживания» черносланцевых толщ из внешних источников выявляется максимальным обогащением углеродистым веществом (и золотом!) наиболее тонкозернистых осадочных пород (апопелитовые сланцы и сланцеватые метаалевролиты), являющихся наименее проницаемыми для флюидных потоков. Не безупречны и заключения о привносе золота из внешних источников по приуроченности месторождений к разрывным структурам (зоны повышенной проницаемости). Как показано в главе II (см. табл. 6), многие метаморфогенно-метасоматические преобразования пород черносланцевых толщ сопровождаются выделением значительных количеств тепла и приращением объема твердых фаз, что не может не отразиться в структуре объекта возникновением синхронных руде складок, трещин и разломов. Выше указывалось на катаклаз и рассланцевание колчеданных линз месторождения Амантайтау. Добавим к этому, что разрядка напряжений в слоистых толщах наиболее интенсивно проявляется по контактам пород разной прочности с дроблением жестких и смятием (рассланцеванием) мягких. Возникающие в глубинных условиях полости не могут оставаться полыми длительное время. В них тут же начнут «сбрасываться» поровые растворы с растворенными в них компонентами окружающих пород.

Другим часто употребляемым «критерием» привноса золота при гипогенном рудогенезе из внешних источников является изменчивость содержаний металла, неравномерность его распределения. Но для осадочного процесса – наиболее мощного дифференциатора вещества – это норма. Только в осадочном процессе главные факторы глубокой дифференциации вещества (растворение – кристаллизация, плавление – кристаллизация) сочетаются с механическим перемещением твердых и растворенных продуктов. В разрезах осадочных толщ по плоскостным контактам нередко соседствуют известняки и микрокварциты, известняки и фосфориты, известняки, глины и каменные угли, доломиты и калийные соли. Примеры можно умножить. Такое масштабное разделение петрогенных химических элементов не может не отразиться и на «малых» компонентах, если они представлены собственными минералами, отличающимися от других по объемному весу, химической инертности, механической прочности, флотационным свойствам и т. д. Контрастно ограничены в этих породах конкреционные диски, линзы и прослои пирита, а в них до 60% серы, до 3% мышьяка. Только в осадочном процессе действуют факторы дифференциации вещества, несовместимые в других процессах. Дезинтеграция пород в коре выветривания и механический перенос водными потоками растворенных и твердых форм вещества одновременно обогащают субстрат одними компонентами, обедняют другими. В диагенетической литификации илов возникают конкреции окислов железа и марганца, пирита, карбонатов, фосфатов с содержаниями определенных химических элементов, несопоставимыми с их концентрациями во вмещающем субстрате. Они реально подтверждают закономерность неравномерного распределения какого-либо элемента в разрезе и по простиранию осадочной толщи.

Охарактеризованные в главе II особенности формирования металлоносных осадков морей и океанов при доминирующей роли пирокластического материала в качестве поставщика сульфидообразующих металлов (железа, в первую очередь) позволяют утверждать, что и усредненные содержания благородного металла (см. табл. 8) являются седиментогенными его накоплениями, несомненно, как-то измененными в процессах метаморфизма зеленосланцевой фации. Даже если считать обогащенность пород в нижней части скв. МС-3 (599 м с содержанием от 0,6 до 3,16 г/т; см. табл. 8) наложенной в гипогенных условиях, то есть еще 573 м пород над нею с содержанием золота в 10-70 раз выше кларка для осадочных и магмати-

ческих пород. Такие «околорудные ореолы рассеяния» золота для гипогенных месторождений еще не описывались.

Одним из итогов геохимического изучения черносланцевых толщ в Центральных Кызылкумах стал вывод об обогащенности благородным металлом наиболее тонкозернистых углеродистых пород. Это подтверждено материалами по некоторым регионам Сибири, Урала, Алтая. Необходимо лишь добавить, что при вполне вероятных взаимосвязях валовых концентраций золота и биоорганического углеродистого вещества в протоосадках черносланцевых толщ положительная корреляция их содержаний в породах современного состояния мало вероятна. Терригенное золото в таких породах количественно не будет коррелировать с углеродистым веществом. Слишком велика разница в их объемном весе. Первое предпочтительно осаждается в прибрежных обстановках активной аэрации осадка, второе – в более глубоководных участках с плохой аэрацией (застойные зоны). Крупное терригенное золото может попасть в бассейн седиментации лишь в исключительных случаях (см. главу II). Количество седиментогенных сульфидов зависит, в частности, не от присутствующего в породе углеродистого вещества, а от уничтоженной сульфатредуцирующими бактериями его части. Это равно справедливо и для накопления хемогенного золота. Присутствующее в породе углеродистое вещество – лишь свидетель былой вероятности заражения бассейна (точнее, его донных илов) сероводородом при диагенезе протоосадков и возможности образования пирита и других сорбентов золота, несомненно, проходивших стадию коллоидального состояния. Казалось бы (для случая внешних источников серы и золота в гипогенных условиях рудогенеза), что концентрации золота и пирита должны возрастать в прямой пропорции. Но макроконкреции пирита даже в пределах рудных тел (Даугызтау, Сарыбатыр, Асаукак) почти всегда беднее золотом, чем метавкрапленные руды. Обилие реакционноспособного железа и интенсивность сульфатредукции в поверхностных слойках протоосадка ведет к усиленному сульфидообразованию. Длительность формирования микронных глобулей и комковатых и дисковидных макроконкреций с размерами до 20-25 см одна и та же. Макро- и микроконкреции в этих условиях извлекают из морской воды сопоставимые количества золота. Содержание золота в них будет изменяться в обратной пропорции к их размерам (массе). Видимо, поэтому лишь в редких случаях крупные скопления железного колчедана богаче золотом, чем окружающие их вкрапленные золотосульфидные руды. Уместно напомнить о выводах многих исследователей морского седиментогенеза об обратной зависимости содержаний тяжелых металлов и скорости накопления осадков (см. главу II).

Говоря об условиях экстракции, миграции и концентрирования золота в морской воде и осадках, нельзя не обратить внимания на полную подчиненность этих процессов взаимосвязям благороднейшего металла с элементами, образующими анионы и анионные комплексы – сера, хлор, бром, йод. Об экстракции золота из осадков в зонах геотермальной пропилитизации хлором, выносе хлоридов тяжелых металлов к поверхности осадка и осаждении их сероводородом говорилось в главе II. При температуре от 350 до 140°С золото с хлором образует устойчивый комплекс $[Au^{3+}Cl_4]^-$. При температуре 200°С образуется «очень хорошо растворяющееся в воде» соединение $AuCl_3$. С бромом металл вступает в соединение $[AuBr_3]$ при температуре 20°С (Турова, 1977; Паддефет, 1982). Отсюда ясно, что не только коллоидное, но и «крупное» терригенное золото в динамически активных обстановках побережья и зон геотермальной пропилитизации *будет переводиться в раствор* в виде хлор-кислородных или хлоридных (йодидных, бромидных) комплексов. Прямым указанием на миграцию золота из осадков прибрежной зоны в глубины морских водоемов в результате его галогенидного растворения автору представляются результаты сопоставления содержаний благородного металла в континентальных красноцветных и прибрежных терригенных отложениях верхнерифейского полифациального комплекса Енисейского Кряжа (Гав-

риленко и др., 1974). С активным растворением и выносом золота из осадков динамически активной прибрежной зоны связано, вероятно, и отсутствие в геологической литературе сведений об образовании современных морских россыпей золота.

Примечательной геохимической особенностью месторождений золота в черносланцевых толщах является присутствие в их рудах и минералах незначительных концентраций платины, палладия и родия (Мурунтау, Сухой Лог, Карлин, Хомстейк). «Исчерпывающие изотопные данные… указывают на то, что все разновидности золота в Ленском золоторудном районе (от мелковкрапленных до жильных и россыпных типов) имеют одинаковые изотопные составы Pb. Это может свидетельствовать только о том, что первоначальный источник золота для всех типов месторождений был один, самый ранний из которых в Сухом Логе был дометаморфическим и синосадочным. Недавние находки металлов платиновой группы в сухоложской золоторудной зоне говорят об одновременном участии и мантийного источника металлов… В некотором отношении ранние стадии формирования месторождения Сухой Лог кажутся подобными стадиям в недавно открытых гидротермально-осадочных (sedex-type) золоторудных месторождениях, подстилающих поле Карлин, Невада (Emsbo, 1999, 2000), так как, по-видимому, оба были образованы благодаря коровому рифтингу» (Вуд и др., 2006, с. 334, 337). Этими авторами указывается на нарастающий поток информации о присутствии платины и других элементов ее группы в рудах золоторудных месторождений в черносланцевых толщах. А.М.Гаврилов и С.Г.Кряжев (2008) опубликовали результаты 46 определений содержаний платины, палладия и родия в технологических пробах, гравиоконцентратах, рудах и минерализованных породах Сухого Лога пробирно-атомно-абсорбционным и ICP MS методами. Их вывод категоричен: «…В исходных рудах месторождения Сухой Лог, а также в продуктах их обогащения содержание платиновых металлов находятся на уровне чувствительности современных методов анализа, не превышает 0,0n г/т и не представляет промышленного интереса (Там же, с. 12). Приведенный этими авторами анализ причин ошибочного заключения о сопоставимости содержаний золота и платины, определенных в рудах Сухого Лога нейтронно-активационным и инверсионным вольт-амперометрическим методами (Дистлер и др., 1996; Коробейников и др., 1998), вполне убедителен. Опубликованные сведения об условиях возникновения и локализации золотосульфидных руд месторождения Сухой Лог показывают его аналогию с такими месторождениями Южной части Центральных Кызылкумов как Даугызтау, Сарыбатыр, Амантайтау и Мурунтау (с учетом более высокотемпературного метаморфизма пород и руд на Мурунтауском рудном поле). Материалы Б.Б.Василевского и соавторов (1911 г.) показывают, что содержание платины в рудах ряда месторождений Западного Узбекистана не превышает 0,09 г/т, а палладия – 0,406 г/т (табл. 13). В «поиске» первичных источников рудообразующих элементов особого внимания заслуживают три факта: 1) концентрация селена в рудах всех месторождений многократно выше, чем теллура; 2) отношение содержаний селена и теллура практически равны для руд Мурунтау, Бесапантау и Косманачи; 3) в рудах месторождения Зармитан, локализованных в граносиенитах, селена в четыре раза больше, чем теллура, а средние содержания платины и палладия ниже, чем на месторождениях Мурунтауского рудного поля. Эти факты не могут быть случайными; они свидетельствуют о наследовании рудами большинства рудообразующих компонентов из пород черносланцевых толщ. В главе II уже приводились данные о сходстве свойств селена и серы. «Селеновая кислота H_2SeO_4 принадлежит к сильным кислотам. Подобно серной кислоте, она малолетуча, энергично соединяется с водой, обугливает органические вещества и обладает сильными окислительными свойствами. Соли ее – селенаты – очень похожи на сульфаты. Бариевая и свинцовая соли этой кислоты, как и соответствующие соли серной кислоты, нерастворимы» (Глинка, 1978, с. 396). Упоминание о сильных окислительных свойствах селеновой кислоты показывает, что (при ее наличии в морской

воде) сульфатредуцирующим микроорганизмам восстанавливать селен выгоднее (легче), чем серу. По-видимому, с этим связана более высокая обогащенность пород черносланцевых толщ Центральных Кызылкумов селеном, чем серой. Отношение их кларков равно 500, а средних содержаний в осадочных породах – 600 (Виноградов, 1962). В.Д.Сидельникова и И.В.Швей (1970, с. 308) показывают, что в зависимости от литологического типа пород средняя концентрация селена в ауминза-бесапанском комплексе колеблется от 4,8 до 28 г/т – это от 4800 до 28000 кларков концентраций. В то же время кларк концентрации серы в них не может превысить величины 63,8 (при допущении среднего содержания пирита в породах на уровне 5%). «Теллуровая кислота H_2TeO_4, в отличие от селеновой и серной, очень слабая кислота. Из раствора она выделяется в виде кристаллов ортотеллуровой кислоты состава H_6TeO_6» (Глинка, 1978, с. 396). По этой причине теллур в морской воде не может дать таких же (в пропорции к кларку) концентраций, как сера и селен, а значит и в осадках он будет накапливаться в относительно меньших количествах. Четырехкратное превышение содержания селена над теллуром в рудах месторождения Чармитан, вероятно, связано с экстракцией этих металлов не только из биотитовых граносиенитов (отношение средних содержаний этих металлов в кислых породах равно 50). Скорее всего, в крупных трещинах растворы конвективно взаимодействовали и с вмещающими интрузив вулканогенно-терригенными образованиями джазбулакской свиты, составленной глинистыми сланцами, метапесчаниками, метаалевролитами с линзами известняков, туфопесчаников, туфоалевролитов и межпластовыми силлоподобными телами диабазовых порфиритов и габбродиабазов. Причины возникновения автономных систем метаморфогенно-метасоматического минерагенеза, движения воды, кремнекислоты и рудообразующих элементов к наиболее прогретым зонам (к интрузиву, а не от него, в частности) автором обсуждались в ряде публикаций (1976, 1984, 1992, 2008, 2010, 2011). В них же показаны возможности экстракции и переноса вещества гидротермальными растворами, конвективно обращающимися снизу вверх и сверху вниз в крупных порово-трещинных системах. Развитие представлений о роли конвекции растворов в формировании месторождений охарактеризовано М.М.Константиновым (2004). Теперь конвективные системы минерагенеза «на слуху», но в большинстве подобных моделей конвекция связывается с теплом интрузии гранитоидов.

Об условиях миграции и концентрирования платины и палладия в осадочно-метаморфических черносланцевых толщах сведения крайне скудны. Почти во всех цитированных работах наряду с признанием существенной роли в формировании золоторудных месторождений седиментогенных накоплений благородного металла для платиноидов утверждается глубинный источник, несмотря на кларковые их количества в рудах. Приведенные выше данные о наличии платиноидов в золоторудных месторождениях Восточной Сибири (Сухой Лог), Центральных Кызылкумов и Нуратау позволяют приблизиться к пониманию их количественных и пространственных соотношений в терригенно-вулканогенных толщах. (Именно при работе над этим тезисом сформулирован эпиграф к этой главе). Из общей химии (Глинка, 1978) известно, что «все платиновые металлы проявляют ярко выраженную склонность к комплексообразованию». При растворении платины в царской водке получается гексахлорплатиновая кислота $H_2[PtCl_6]$. Калиевая соль платинохлористо-водородной кислоты – одна из наименее растворимых солей калия. При нагревании в струе хлора до 360°С гексахлорплатиновая кислота разлагается с выделением хлористого водорода и образованием хлорида платины $PtCl_4$. Палладий может поглотить до 900 равных ему объемов водорода, большинство его солей растворяется в воде, сильно гидролизуясь. Хлорид палладия $PdCl_2$ легко восстанавливается в растворе до металла некоторыми газообразными восстановителями, в частности окисью углерода. Из этого арсенала сведений для обсуждаемого вопроса существенна, пожалуй, лишь относительная легкость взаимодействия платиноидов с хлором при относительно невысоких темпе-

ратурах, хотя миграция хлоридов платины и палладия ограничивается их слабой растворимостью или восстановлением до металла. Быстрым разрушением хлоридных соединений платиноидов (восстановление до металла), по-видимому, и объясняется «равномерность» их распределения в черносланцевых толщах; нет существенного перераспределения при седиментогенезе – не возникают повышенные концентрации при метаморфизме. А.П.Виноградов приводит средние содержания платины и палладия только для основных ультраосновных пород. Отношение средних количеств платины и палладия равно 1,67 в ультраосновных и 5,26 в основных породах. Их отношение в рудах месторождений Мурунтауского рудного поля (см. табл. 13) не соответствуют этим величинам в габброидах и ультраосновных породах. Руды месторождения Зармитан по этому критерию соответствуют ультраосновным породам. Выявленное в составе руд Мурунтауского рудного поля среднее содержание платины равно ее среднему содержанию в магматических породах основного состава (0,1 г/т). Относительная обогащенность их палладием, по всей вероятности, обусловлена его более активным взаимодействием с хлором и щелочными металлами; возможно, это как-то связано с процессами «выгорания» углеродистого вещества в контурах метакалишпатизации пород и появлением окиси углерода в составе подвижной газо-водной фазы. В совместной карбонильной миграции золота и вольфрама автор видит одну из причин парагенезиса высокопробного золота и шеелита в рудах, локализованных в ареалах высокотемпературного метаморфизма черносланцевых толщ. Не исключена роль карбонильной миграции и в «параллельном» обогащении палладием и вольфрамом руд месторождения Мютенбай (см. табл. 13).

На месторождениях Мурунтауского рудного поля наибольшей интенсивностью совместного проявления самородного золота и шеелита характеризуются крупнообъемные рудные тела с весьма специфичными брекчиевидными текстурами руд (см. рис. 53). Отсутствие существенных смещений мелких фрагментов относительно друг друга – характерная черта повышенной трещиноватости пород в рудных телах Мурунтау. Связано это, скорее всего, с «бризантным» пневмобрекчированием внутренне перенапряженных блоков при вскрытии их крупными трещинами и разломами. Внутренние напряжения нарастают в породах по мере их разогрева и дегидроксидизации в результате метаморфогенно-метасоматических преобразований (см. главу II), неравномерно развивающихся в слоях разного состава и гранулометрии.

Большинство рудных проявлений шеелита в Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции отчетливо тяготеют к контактам позднегерцинских гранитоидных массивов с кремнисто-карбонатными, терригенно-кремнисто-карбонатными и вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистыми толщами (Сарытау, Саутбай, Ингичке, Каратюбе, Лянгар, Койташ и др.). Обогащенность вольфрамом отдельных пород в осадочных толщах четко проявлена в Букантау. У восточного окончания штока гранитоидов в сланцево-песчаниковой пачке верхнекокпатасской подсвиты на Сарытауском рудном поле выявлено среднее содержание вольфрама 6,1 г/т (количественный спектральный анализ 23-х проб). В 73-х пробах тех же пород в 2-4 км от гранитоидного штока среднее содержание вольфрама 12,2 г/т. В породах рудовмещающей терригенно-кремнисто-карбонатной толщи (лландовери-нижний девон Нуратау) и гранитоидах Каратюбинского рудного района содержание вольфрама практически равно. Наиболее высокое (7,4-12,4 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.

Приведенные примеры повышенного содержания вольфрама в породах позднепротерозой-раннепалеозойского времени Южно-Тянь-Шаньской провинции вторят обобщению, что чаще других редкометаллоносными в различных регионах являются

разнообразные углеродсодержащие терригенные и кремнисто-терригенные формации (Денисенко и др., 1986). Современные осадки Черного моря скоро будут представлять интерес в качестве руд вольфрама. Более 100 г/т его выявляется (Павлов, 1981) в ареалах, куда сносится терригенный материал с Альп и Кавказа, где вольфрамовые месторождения не редкость. Стратиформные месторождения вольфрама выявлены в породах буловайских зеленокаменных поясов Зимбабве. В джеспилитах, железистых кварцитах, сланцах, известняках вольфрам присутствует в виде примеси в стратиформных рудах, содержащих Sb, Au, Ag, As. «Наиболее богатый и выдержанный вольфрамоносный горизонт протяженностью до 60 км при мощности 10-20 м установлен в блоке пород этой формации, сложенной толщей переслаивающихся кварцитовидных песчаников и вулканитов основного состава…» (Геология и полезные ископаемые Африки, 1990, с. 271). Пространственные и генетические взаимосвязи повышенных концентраций вольфрама и мышьяка в осадочных породах относительно детально обсуждены ранее (Проценко, 2008_1).

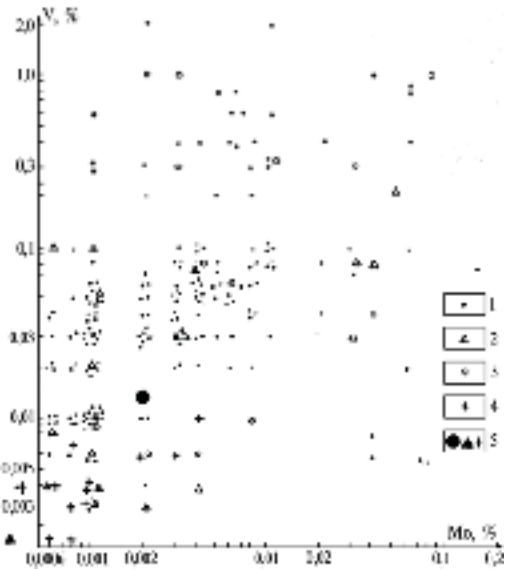


Рис. 36. Соотношение содержаний V и Mo в породах и минерализованных брекчиях Коспактауского рудного поля. *1* – кварциты и кремнистые сланцы тасказганской свиты; 2 – карбонатные породы; *3* – брекчии; *4* – граниты грейзенизированные; *5* - кларковые содержания в соответствующих типах пород.

Повышенными содержаниями меди, ванадия, молибдена, никеля, кобальта, цинка отличаются кварциты и сланцы тасказганской (бывшей ауминзинской) толщи позднего протерозоя (?) в горах Ауминзатау (рис. 36; табл. 14). В нижней ее части доминируют туфы и эффузивные производные магм андезибазальтового и базальтового составов. Но в локализованных в этой же толще мелких штоках грейзенизированных гранитов, как и в гранитоидах Ауминзинского массива, содержания этих металлов лишь приближаются к кларковым. В кварцитах тасказганской толщи V, Mo, Ni, Cu в 20-30 раз больше, чем в кварц-альбит-биотит-актинолитовых породах и амфиболитах подстилающих и перекрывающих пачек (Капустин и др.,1986).

Повышенные содержания меди и ванадия, по-видимому, напрямую связаны с обогащенностью кремнистых пород углеродистым веществом. «…Есть… могучие силы, которые удерживают ванадий и не дают ему распыляться, – это клетка живого вещества, это организмы, у которых кровяные шарики строились не из железа, а из ванадия и меди. Ванадий собирается в теле… морских ежей, асцидий и голотурий, которые покрывают своими скоплениями тысячи квадратных метров заливов и берегов морей» (Ферсман, 1959, с. 179).

«Углисто-глинисто-кремнистые сланцы некоторых районов Киргизии и Казахстана… на протяжении сотен километров… обогащены молибденом, ванадием и другими редкими металлами, содержания которых в сотни раз выше кларковых» (Хрущев, Щербина, 1965). Этой полосе принадлежат и углеродисто-кремнистые сланцы (бывшей) ауминзинской толщи в Ауминзатау с содержаниями ванадия, молибдена,

Таблица 14

Средние содержания (г/т) некоторых металлов в породах и минералах ауминза-бесапанского комплекса гор Ауминзатау и Коктау (спектральный анализ)

Объект *	V	Ti	Cr	Ni	Co	Cu	Mo	Zn	Pb	Ag	Количество проб
1	1030	5400	157	174	34	200	74	210	27	1	102
2	2800	3300	210	180	32	400	64	300	25	3	32
3	300	1800	133	400	35	250	75	450	30	5,6	35
4	860	5200	210	300	70	360	42	406	13	1	22
5	15	100		5		8					16
6	3500	1300	110	140		120				1	4
7	180	5000	20	8		5					4
8	230	30		15		12				1	5
9	7	1510		280	60	350		120	20	5	12
10	12	920		170	40	212	13	580	50	9	18
11	3300	100		200	330	210				15	3
12	150	300		160	3	2900	6		300	260	4
13	400	5000		40	9	1000	30	100	8		36
14	400	1000		30	5	130	20	50	60		39
15	300	8000		20	5	200	100	-	8		6
16	130	4500	130	95	20	57	20	80	20	0,5	
17	40	2300	25	8	5	20	1	60	20	0,05	
18	100	8000	50	55	10	35	0,9	72	15	0,07	

Примечание. * Объекты исследований – породы без жильных новообразований: 1 – сланцы, 2 – кварциты, 3 – доломиты, 4 – сланцы и кварциты эпидотизированные и окварцованные; минералы из жил и гнезд в сланцах, кварцитах и доломитах: 5 – кварц, 6 – тремолит, актинолит, 7 – эпидот, 8 – кальцит, 9 – пирротин, 10 – пирит, 11 – сфалерит, 12 – барит; породы в горах Коктау: 13 – сланцы, 14 – кварциты, 15 – сиенодиориты из даек; кларковые содержания (по Виноградову, 1962): 16 – глины и сланцы, 17 – граниты и гранодиориты, 18 – диориты и андезиты.

никеля, меди в 3-15 раз выше кларковых. Примечательно, что в главных минералах метасоматитов и жил (кварц, актинолит, эпидот, биотит, пирротин, доломит) по породам этой толщи на Коспактауском рудном поле эти же элементы содержатся в значительно меньших количествах, чем валовые в породах (см. табл. 14). Не случайно, по-видимому, здесь сосредоточены проявления меднорудной и ванадий-урановой минерализации, активно изучавшиеся в третьей четверти XX столетия. Породы пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле в 4-5 раз беднее ванадием, чем магматические породы среднего состава, глины и сланцы (25 против 100 и 130 г/т в среднем соответственно). Несмотря на биологическую активность металла (ванадий – один из наиболее характерных металлов в порфиринах нефти), на золоторудных полях не зафиксированы существенные неоднородности в его распределении. В разрезе пестробесапанской толщи, вскрытом скв. МС-3, ванадий – один из самых дефицитных и наиболее равномерно распределенных металлов (см. табл. 8). Эти факты без специальных исследований пока не находят удовлетворительного объяснения.

«Наиболее высокой концентрацией селена характеризуются углеродисто-кремнистые сланцы (углеродистые кварциты) нижнепалеозойской углеродисто-кремнистой формации. Среднее содержание селена в них ($2{,}8\times10^{-4}$%) в несколько раз превышает его кларк для осадочных пород (6×10^{-5} %). Наряду с селеном в этих породах в заметно повышенных концентрациях присутствуют медь, ванадий, молибден, серебро, иттербий, уран» (Сидельникова и др., 1970, с. 309). Обогащенность селеном наиболее тонкозернистых (коллоидно-хемогенных) углеродистых осадков – характерная черта распределения этого металла и в современных донных илах Черного моря (Волков

и др., 1976). Горючие сланцы сузакских слоев в Южном Узбекистане характеризуются высокими средними содержаниями (г/т) мышьяка, сурьмы, селена, ртути – 67,8 (45 проб), 536,4 (62 пробы), 49,8 (45 проб), 71,7 (28 проб) соответственно (материалы Е.А.Светозарского, В.Ф.Проценко). Они выше средних содержаний в осадочных породах для мышьяка десятикратно, для сурьмы – в 53640 раз, для селена – почти в 100 раз, для ртути – в 179 раз. Концентрации Mo, W, V, Se, Re, Ag, S, As, Sb и Hg в юрских и палеогеновых горючих сланцах Южного Узбекистана в десятки-сотни раз выше средних содержаний в глинах и сланцах, в сотни и тысячи раз выше кларковых в гранитоидах (см. табл. 12). Резко повышены в горючих сланцах концентрации (%): Mo – до 0,27, W – до 0,14, V – до 0,34, Se – до 0,007, Re – до 0,002 и др. Обнаружены также Ba, Sr, Co, Cu, Y, Yb, Sc, Ge и др. Интересно наличие фосфатного вещества, представленного в горючих сланцах остатками (кости, зубы, чешуя, раковины) крупных и мелких морских животных. Определенное значение в накоплении фосфора имеет и растительный детрит. Отмечена зависимость спектров, накапливающихся в горючих сланцах элементов, от кислотности магматических пород на территориях, поставлявших обломочный материал в бассейны седиментации. Детальные исследования состава подстилающих и перекрывающих горючие сланцы слоев палеогеновой толщи в Центральных Кызылкумах выявляют доминирующую роль в их формировании тонкообломочного туфогенного материала андезитоидного состава. Алеврито-пелитовый туфогенный материал в продуктивных горизонтах на месторождениях Центральных Кзылкумов интенсивно монтмориллонитизирован; слабее в нем проявляются цеолиты, опал, халцедон, достаточно много (до 1-2%) микроконкреций пирита и карбонатов. Пелитоморфным туфом сложен абиогенный матрикс самих горючих сланцев. В комплексах химических элементов, определяющих геохимическую специфику горючих сланцев, наряду с собственно биогенными химическими элементами, доминируют металлы, образующие трудно растворимые сульфиды. Многие из этих элементов являются сильнейшими для живого вещества ядами (Cu, Se, As, Sb, Bi, Tl и др.). Предохраняя отмершую органику от переработки сапрофитными организмами, тяжелые металлы способствуют ее сохранению. Механизмы обогащения тяжелыми металлами осадков с повышенным содержанием органического вещества в результате активного взаимодействия морской воды, сульфатредуцирующих микроорганизмов и туфогенного материала протоосадков достаточно детально обсуждены в главе II настоящей работы. Резко повышенные концентрации перечисленных металлов, несомненно, возникли при накоплении протоосадков горючих сланцев в мелководных бассейнах с высокой биопродуктивностью. Здесь лишь напомним о роли вулканизма в массовой и быстрой гибели микроорганизмов и водорослей, приведшей к накоплению тонких слоев осадков, резко обогащенных биоорганическим углеродистым веществом при отсутствии прямой корреляции их содержаний. В сланцах присутствует только остаточное углеродистое вещество, тогда как уровень сульфидного концентрирования металлов в осадках определялся его частью, уничтоженной сульфатредуцирующими микроорганизмами. Условная органическая масса в сухом веществе горючих сланцев составляет 28,4% на месторождении Байсун, 31,1% на месторождении Уртабулак и 23,9% в Сангрунтау (Минерально-сырьевые ресурсы…, 1977, с. 144). Особо следует подчеркнуть появление «промышленных» содержаний вольфрама. Вероятно, это поможет более правильному пониманию пространственных и генетических соотношений золота и вольфрама на обширных территориях Южного Тянь-Шаня и Восточной Сибири. Распространение самородного золота и шеелита как в коренных месторождениях в черносланцевых толщах (Мурунтау, Алтынтау, Чармитан, Кумтор, Сухой Лог и др.), так и в россыпях на территориях их развития (Восточная Сибирь) поможет понять недопустимость «запретов» в геохимии и минералогии парагенези-

сов химических элементов при всегда недостаточных знаниях предмета исследований. Отсутствие прямой корреляции содержаний вольфрама и других элементов в рудах и метасоматитах характерно большинству месторождений в черносланцевых толщах (Проценко и др., 1986). Это показано на примере соотношений концентраций вольфрама с золотом (месторождения Чоре, Саутбай), с серебром (месторождения вольфрама Саутбай в Букантау и горючих сланцев в Бухаро-Хивинской депрессии и северо-западной части Сурхандарьинской впадины), с ванадием, никелем, оловом и цинком в кремнистых сланцах и микрокварцитах восточной части Северо-Сарытауской гряды кокпатасской свиты в Букантау. В то же время многими исследователями отмечалась высокозначимая корреляция содержаний вольфрама и золота в рудах Мурунтау, отличающихся интенсивным проявлением калишпатизации, десульфидизации и декарбонизации рудовмещающих пород. По-видимому, лишь полное термохимическое разрушение связей золота и вольфрама с углеродистым веществом и сульфидами, способствует совместной миграции этих металлов в высокотемпературных гипогенных минерагенических системах. Об этом более подробно в главе V.

В породах всех толщ, локализующих месторождения золота в Западном Узбекистане, содержания меди, свинца и цинка близки к кларковым или ниже их (см. табл. 12, 13). Такая геохимическая особенность черносланцевых толщ связана с нерастворимостью их хлоридных и сульфатных соединений (Глинка, 1978, с. 248). Главные анионы в морской воде (хлор и сульфатный комплекс) препятствуют перераспределению этих металлов в процессах диагенеза и пропилитизации, связывая их в нерастворимые соединения буквально на месте их же экстракции из осадочного материала. Судя по гранулометрии и повышенной углеродистости пород, протоосадки пестробесапанской толщи накапливались в удаленных от материков и островов зонах, куда пресные воды материков не поступали. Сфалерит, галенит и халькопирит в составе рудообразующих парагенезисов на месторождениях золота в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов появляются очень редко. Не упомянуты свинец и цинк в составе горючих сланцев на территориях Западного и Южного Узбекистана (Минерально-сырьевые ресурсы..., 1977). В поведении меди в круговороте процессов выщелачивания ее хлором из пирокластического материала и осаждения сероводородом в застойных зонах седиментации заслуживает внимания плохая растворимость солей одновалентной формы этого металла. «Соли М. (I) практически не растворяются в воде, напротив, соли М. (II) обладают высокой растворимостью (Вредные химические вещества…, с. 61-62). Высшую валентность металлы проявляют в окислительных системах минерагенеза. С кислотами-неокислителями медь не реагирует» (Там же, с. 61). «В химическом отношении медь является малоактивным металлом… Находясь в ряду напряжений после водорода, медь не вытесняет его из кислот. Поэтому соляная и разбавленная серная кислота на медь не действуют. Однако в присутствии кислорода воздуха медь растворяется в этих кислотах с образованием соответствующих солей…» (Глинка, 1978, с. 572). В таком случае при выщелачивании металлов хлором из осадочного материала в восстановительных анаэробных обстановках хлорид одновалентной меди CuCl останется буквально на месте своего образования. Как и серебро, медь в этих условиях не может мигрировать на значительные расстояния и накапливаться где-либо в локальных участках.

Концентрации мышьяка, сурьмы, селена и ртути по результатам раннего периода изучения рудных полей и месторождений оценить не удается. Массово применявшиеся в 50-60-е годы XX в. методы спектрального анализа характеризовались низкой чувствительностью к этим металлам. К тому же, какая-то часть мышьяка, сурьмы, селена и ртути из пород рудолокализующих толщ удалялась при их метаморфизме.

В отсутствии реакционно-способного железа половина серы пирита и весь мышьяк арсенопирита должны были мигрировать из зоны их пирротинизации. О возможных концентрациях этих металлов в углеродсодержащих осадочных породах можно судить по углисто-глинистым юрским и палеогеновым горючим сланцам Южного Узбекистана, в которых радиоактивационным, количественным спектральным и химическим анализами выявлены их содержания в десятки, сотни и тысячи раз выше кларковых (см. табл. 12).

К.Краускопф (1970, с. 24) выделил шесть элементов (Li, As, Se, Sb, Hg, Sn), содержания которых в глинах и глинистых сланцах в 2-10 раз более высокие, чем в изверженных породах. С.И.Набоко, С.Ф.Главатских (1971, с. 290-291) описали образование резко обогащенных реальгаром и аурипигментом слоев «современных» илов и гейзеритов на центральном фумарольном поле Узонской вулканотектонической депрессии (на дне Хлоридного озера, в частности). В Западном Узбекистане на поисковом участке Дарбазатау в отложениях раннего палеозоя скв. 23 вскрыт (на глубине 53-54 м) тонкослоистый слюдисто-углеродистый сланец в чередовании с карбонатизированным кварцевым метаалевролитом; те и другие насыщены (до 5-7% по объему, 7-10% по массе) реальгаром, аурипигментом и арсенопиритом. Пересчет показывает: содержание мышьяка в данном конкретном слое может составить 5-7% (это 7500-10600 кларков для осадочных пород). На глубине 65-66 м той же скважиной вскрыт детритово-известковый песчаник с частыми обломками базальтоидного стекла На этом же участке скв. 25 под биогермным известняком с обломками туфопелитов и стекла (глубина 23-24 м) до глубины 151 м вскрыта толща кластo- и туфолав с прослоем базальта (60-61 м).

Специфичной особенностью седиментогенной геохимической специализации черносланцевых толщ является отсутствие значимой корреляции содержаний золота и серебра в породах и рудах практически всех золоторудных полей и месторождений в черносланцевых толщах Средней Азии (рис. 37), хотя иногда и выявляются факты пространственного совмещения их повышенных концентраций. Как правило, такие факты связаны с проявлениями поздних (герцинских и альпийских) жилообразующих парагенезисов. Эта особенность геохимии черносланцевых толщ также обусловлена резко неодинаковым отношением золота и серебра к хлору. С хлором серебро образует трудно растворимое соединение, которое перейдет в осадок вблизи береговой линии (если металл привносится в бассейн с континента). Золото же в морской воде способно длительно находиться в растворенном состоянии благодаря образованию комплексов с хлором и кислородом и переходит в осадок в удаленных от берега застойных участках морского дна, зараженных сероводородом (подробнее об этом в главе IV). Хлор, активно экстрагирует золото, железо, кальций, магний из осадочного материала, обеспечивает их дальнюю миграцию в виде растворимых хлоридов, стабилизации которых способствует натрий морской воды. Миграции серебра хлор препятствует: AgCl – трудно растворимое в воде и кислотах соединение. Од-

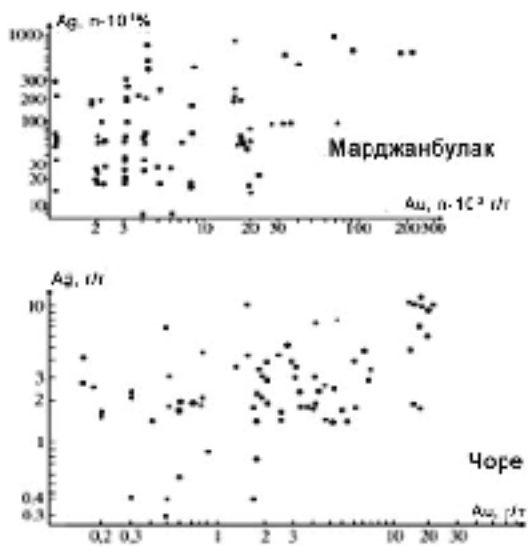


Рис. 37. Соотношение содержаний золота с серебром в породах и рудах некоторых месторождений в черносланцевых толщах Средней Азии.

нако «многие нерастворимые в воде соединения серебра, например, оксид серебра (I) и хлорид серебра, легко растворяются в водном растворе аммиака. Причина растворения заключается в образовании комплексных ионов $[Ag(NH_3)_2]^+$ (Глинка, 1978, с. 578). Аммиак наряду с сероводородом – закономерный продукт преобразований биоорганического вещества в анаэробных условиях (см. реакцию на с. 26 в главе II).При обилии реакционноспособного железа, переводящего сероводород в твердую фазу (пирит), серебро в соединении с аммиаком может получить относительно высокую миграционную способность. Но для этого зоны активной жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов (обычно это не более 10-15 см поверхностного ила при низких температурах) должны быть практически совмещены с высокотемпературными зонами хлоридной экстракции металлов в геотермальных системах пропилитизации (глубины первых сотен метров от поверхности осадков, а температуры не ниже 100°С). Условия выполнимы только при проникновении в зону пропилитизации воды, обогащенной аммиаком в зоне диагенеза. Поэтому, видимо, серебро практически не упоминается в составе минеральных новообразований геотермальной пропилитизации вулканогенных осадков. С.И.Набоко (Вулканизм и глубины…, 1971, с. 286) констатировала, что «в недрах месторождения Горячий Пляж до глубины 760 м вскрыты современные безрудные фации низко- и среднетемпературной пропилитизации».

Только с геохимической спецификой рудовмещающих толщ можно связать параллелизм пространственно несовпадающих поясов ванадий-молибден-медно-рудной (с кобальтом) и золоторудной (с вольфрамом и сурьмой) минерализации в Западном Узбекистане. В гипогенном минералообразовании элементы этих групп геохимическими антиподами не являются. Отсутствие явно выраженных аномалий в распределении серебра, свинца, ртути, бария, стронция в породах пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле связано с резко ограниченными возможностями миграции этих металлов из-за низкой растворимости их хлоридных и сульфатных соединений (Глинка, 1978, с. 248).

Данные табл. 8 показывают едва наметившуюся отрицательную корреляцию содержаний рубидия и стронция в породах пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле, скорее всего, связанную с их поведением при накоплении и диагенезе протоосадков. Рубидий – высокоактивный щелочной металл – как и калий, входит в структуру калиевых полевых шпатов, гидрослюд или сорбируется глинистыми минералами. Стронций осаждается в виде труднорастворимых карбонатов и сульфатов. Отношение средних содержаний рубидия и стронция (Rb/Sr) в глинах и сланцах равно 0,44 (Виноградов, 1962). Толща пород, вскрытых скв. МС-3 на восточном фланге Мурунтауского рудного поля, характеризуется резким дефицитом стронция по отношению как к осадочным породам, так и производным магм среднего состава. В результате отношение Rb/Sr в них поднимается до 2,18 (см. табл. 8). Уже теперь ясно, что основной причиной такого соотношения концентраций является резкий дефицит стронция. Предстоит еще выяснить, с чем это связано, и как это отразится в изотопно-геохимическом определении возраста пород и руд.

Без детальных наблюдений за особенностями (минерального) распределения металла в осадочной породе выводы о его седиментогенном (не обязательно собственно осадочном) накоплении в черносланцевых толщах убедительными не будут. И все же: «возможность концентрации металлов при определенных условиях в процессах выветривания и эрозии отчетливо 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).

Добавим, 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 черносланцевых толщ псаммито-псефитовых обломков тонкозернистого пирита, пиритсодержащих микрокварцитов, метатуфопесчаников и слюдисто-кремнистых сланцев свидетельствует о «взломе» мутьевыми потоками, оползнями или течениями верхних слоев осадка после частичной или полной их цементации диагенетическими коллоидами сульфидов, карбонатов, кремнекислоты. О вероятности обогащения осадочных пород отдельными элементами в результате перемыва кластогенного материала на дне моря свидетельствуют факты прямой корреляции содержаний титана, циркония и иттрия в отдельных разрезах пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле (рис. 38). О наличии в метагравелитах и метапесчаниках обломков сульфидов и сульфидсодержащих пород говорилось выше. Циркон – единственный минерал, представленный в породах и рудах только обломочными зернами. Его новообразований в составе гипогенной минерализации не выявлено. Благодаря высокой устойчивости циркона кластогенный облик его зерен распознается даже в интенсивно метакалишпатизированных породах (рудах) Мурунтау. Нет новообразований циркона и в гнейсовидных слюдисто-полевошпат-кварцевых метапесчаниках и кристаллических сланцах ордовикской ярейсоимской толщи на восточном склоне Полярного Урала, хотя в них широко распространены порфиробласты микроклина, микроклин-микропертита, альбита, мусковита, биотита, роговой обманки и альмандина. Инертное поведение кластогенного кварца в процессах динамотермального метаморфизма показывают рис. 26-29.

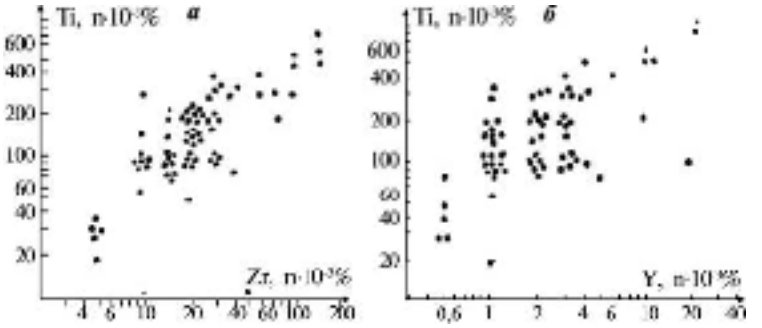


Рис. 38. Соотношение содержаний титана с цирконием (а) и иттрием (б) в породах по разрезу скв. 3069 на Мурунтауском рудном поле.

Важными факторами седиментогенной геохимической специализации пород отдельных черносланцевых толщ Западного Узбекистана является интенсивность поступление в протоосадки вулканогенного (пирокластического) материала и длительность его взаимодействия с морской водой. Вулканогенно-осадочные породы составляют не менее 50% объема рудолокализующих частей этих черносланцевые толщ. Они отличаются повышенными содержаниями серы (пиритной), мышьяка, и именно в них локализовано большинство золоторудных полей и месторождений, цепочка которых в южной части Центральных Кызылкумов (от Тамдытау на востоке до Ауминзатау на западе) включает Мурунтау, Косманачи, Ясвай, Амантайтау, Асаукак, Даугызтау, Высоковольтное, Сарыбатыр, Аджибугут, Калчиктау, Бижанкору, Узунсай, Джаманкон, Шокетау. Особо широко распространены туфогенные кварц-полевошпатовые метаалевролиты и метапесчаники в пестробесапанской толще на Мурунтауском рудном поле. Золото-колчеданные тела месторождения Амантайтау, локализованные в пачках чередования углеродисто-слюдисто-полевошпат-кварцевых пород с игнимбритоподобными плагиоклазовыми алевролитами и песчаниками, – прямые свидетели

возникновения рудных концентраций золота еще при накоплении и диагенезе протоосадков рудолокализующей части бесапанской толщи.

Карашахская толща, локализующая проявления золоторудной минерализации на Кокпатасском рудном поле, почти целиком составлена вулканогенно-осадочными породами с повышенной ролью производных андезибазальтовой магмы. Не случайной особенностью состава этих руд представляются повышенная концентрация мышьяка. Во многих рудных телах количества пирита и арсенопирита сопоставимы. Автору довелось видеть на Восточном склоне Полярного Урала широко проявленную зараженность реальгаром и арсенопиритом туфогенных пород андезибазальтового состава при относительно малых количествах пирита (не более 0,5-1,5%).

Проведенное в главе II обсуждение условий формирования металлоносных осадков показало, что важнейшими из них являются наличие пирокластического материала, скорость его накопления и активность анаэробных сульфатредуцирующих микроорганизмов. Для серы «неисчерпаемый» запас сульфатных ионов сосредоточен в морской воде, для металлов – равноправны морская вода и сами осадки. «…В петрологическом анализе магматических систем с высоким содержанием сульфидных минералов мы постоянно сталкиваемся с проблемой дефицита серы, необходимой для связывания огромных количеств Fe, Cu, Zn и др. халькофильных элементов. В частности, этот феномен месторождений норильского типа до сих пор не нашел своего объяснения. В еще большей степени он проявляется в областях новейшего вулканизма, где соединения серы, и в первую очередь сероводород, являются одним из основных компонентов вулканических газов… На поствулканической стадии… в течение многих десятилетий гигантские выбросы H_2S происходят после окончания активной вулканической деятельности» (Летников, 2008, с. 56, 57). Потоки серы в этой работе связываются с дегазацией ядра планеты. Однако вторая часть цитаты позволяет указать и на значимую роль диагенеза и геотермальной пропилитизации осадков в формировании газовых «выбросов». Реакция Р.Хорна (см. с. 24) показывает вероятность генерации многих газов в близповерхностных зонах земной коры. Появление сероводорода в морской воде (значит, и заражение пиритом донных осадков) в большинстве публикаций связывается с жизнедеятельностью сульфатредуцирующих микроорганизмов в анаэробной обстановке. Судя по распространенности в донных илах Черного моря стяжений гидротроилита (Волков и др., 1961), можно указать и на возможность повторной, но уже абиогенной его генерации. В соляной кислоте конкреции гидротроилита практически полностью растворялись с бурным выделением H_2S и свободной серы. В главе II говорилось, что при полном переводе натрия в цеолиты морская вода приобретает свойства 0,5 моляльного раствора соляной кислоты.

Специфичность седиментогенной сульфидной специализации пород черносланцевых толщ связана с диагенезом их протоосадков в анаэробных условиях, благоприятных для жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов. Интенсивность и длительность сульфатредукции лимитированы как скоростью накопления (захоронения) отдельных слоев донного ила, так и аэрацией застойных зон морского бассейна. «Наиболее дешевым и эффективным ингибитором сульфатредуцирующих бактерий является кислород или воздух» (Андреева и др., 1977, с. 107). Тяжелые металлы, растворенные в воде и выщелачиваемые ею из алюмосиликатного матрикса ила, переводились в осадок сероводородом с формированием рассеянной вкрапленности микро- и макроконкреций, конкреционных линз и слоев пирита, а иногда и колчеданных месторождений. Этому способствовал вынос хлоридных соединений тяжелых металлов из глубоких слоев вулканокластики при ее геотермальной пропилитизации. Седиментогенная природа сульфидной серы в рудах месторождения

Сухой Лог подтверждена исследованиями ее изотопного состава (Вуд и др., 2006). Однако, «в основной массе золото было привнесено в составе метаморфогенных флюидов из более глубоких горизонтов земной коры», – такой вывод для Сухого Лога сделан (Гаврилов и др., 2008) вопреки приведенным в статье признакам совместной кристаллизации благородного металла и раннего пирита.

Обогащенность и дефицитность пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле по большинству более или менее надежно спектрально определяемых элементов характеризуется следующим рядом отношений их средних содержаний в породах, вскрытых скв. МС-3, к средним содержаниям в производных магм среднего состава: Au – 93,0; Bi – 90,0; As – 64,6; Sb – 39,0; W – 22,7; Cr – 1,58; Ag – 1,4; Cs – 1,4; Cu – 1,23; Co – 1,2; Li – 1,2; Pb – 1,1; Zn – 1,06; Rb – 0,98; K – 0,96; Ni – 0,6; La – 0,6; Ba – 0,59; Na – 0,57; Y – 0,52; Ge – 0,4; Yb – 0,33; Nb – 0,3; V – 0,25; Zr – 0,25; Sr – 0,056. Если к этому ряду присмотреться внимательно, становится очевидным, что максимально пестробесапанская толща Центральных Кызылкумов обогащена металлами, менявшими свою валентность в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала среды осадконакопления в наиболее широком диапазоне. Первого места в этом ряду заслуживает сера, содержание которой в отдельных горизонтах пород пестробесапанской толщи колеблется от 0,3 до 50% (пирита от 0,5% в метапесчаниках до 100% в колчеданных линзах Амантайтау). На этом фоне распространение в метапесчаниках, метаалевролитах и сланцах пестробесапанской толщи собственно седиментогенных минеральных форм серы, золота, мышьяка представляется неслучайным. Они выявлены на Мурунтауском и Даугызтауском рудных полях, месторождениях Амантайтау, Асаукак, Сарыбатыр и характеризуются в следующей главе. Особо следует подчеркнуть равенство содержаний калия и рубидия в породах пестробесапанской толщи Мурунтауского рудного поля и соответствующих средних значений для магматических пород среднего состава на фоне пока непонятного острого дефицита стронция (см. табл. 8), несомненно, отразившегося в определениях абсолютного возраста Rb-Sr методом. Несмотря на склонность платиноидов к формированию комплексных ионов с хлором, их повышенных концентраций в породах пестробесапанской толщи Центральных Кызылкумов пока не выявлено. Их дальней миграции и локальной концентрации препятствует, по-видимому, меньшая устойчивость этих комплексов в морской воде. Содержание платины в основных и ультраосновных магматических породах почти на два порядка выше, чем золота. Это позволяет надеяться на обнаружение повышенных концентраций платиноидов в проявлениях основных и ультраосновных магм: базальтоидные породы Ауминзатау, апобазальтоидные кристаллические сланцы Мурунтау, их аналоги в Нуратау и Балпантау, офиолитовый пояс Султанувайса. О платиноносности и золотоносности основных и ультраосновных пород Тебинбулакского интрузива известно давно (Кромская и др., 1977).

ГЛАВА IV. СЕДИМЕНТОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ДРЕВНИХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ СРЕДНЕЙ АЗИИ

«…Когда химия пребогатыя 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».
М.В.Ломоносов, 1986, с. 121.

Концепция об образовании рудных концентраций золота в черносланцевых толщах на основе «собственных» ресурсов благородного металла и сопутствующих элементов должна опираться на убедительные доказательства их седиментогенной природы. Специальные работы по выявлению осадочно-диагенетических минеральных форм золота, мышьяка, вольфрама, серы (сульфидной) и других элементов при литолого-фациальном изучении черносланцевых толщ Центральных Кызылкумов не проводились. Представленный в главе материал накоплен при изучении рудовмещающих пород на месторождениях Даугызтауского, Кокпатасского, Амантайтауского, Мурунтауского, Сарытауского, Балпантауского, Марджанбулакского, Чоринского рудных полей. В настоящей главе он сопоставляется с появляющимися в мировой геологической литературе сведениями о современном седиментогенном формировании металлоносных (сульфидоносных) осадков в разных частях морей и океанов.

В породах бесапанской, карашахской, марджанбулакской, устунгской, джетымтауской толщ, локализующих большинство промышленных месторождений золота Средней Азии, широко распространены обломочные и аутигенные кварц, полевые шпаты, карбонаты, глинистые минералы, гидрослюды, хлориты, углеродистое вещество, мышьяк- и золотосодержащие пириты, самородное золото. Ряд форм выделений карбонатов, кремнезема, сульфидов, ранее считавшихся продуктами предрудного метасоматоза, являются осадочно-диагенетическими образованиями или возникли на их основе метагенетически (Проценко, 1978, 1981, 1983, 1984). Для выяснения роли седиментогенной углеродисто-карбонатно-кремнисто-золото-сульфидной составляющей пород в качестве исходного вещества для возникновения многих гипогенных минеральных парагенезисов необходимы сведения об условиях накопления осадков и о динамике их структурно-текстурно-минералогических и геохимических трансформаций.

Черносланцевыми толщи названы из-за постоянного присутствия в их породах распыленного углеродистого вещества, о происхождении которого у геологов нет единого мнения. При характеристике самих толщ этот вопрос (характер и происхождение УВ) обычно даже не возникает – здесь оно практически всегда считается конечным продуктом трансформаций седиментогенного сапропелевого и каустобиолитового органического вещества. Следует подчеркнуть, что в породах осадочно-метаморфических толщ в сегодняшнем их состоянии УВ является действительно конечным продуктом всех метапреобразований осадков.

Содержание углеродистого вещества в породах рудолокализующих черносланцевых толщ Центральных Кызылкумов колеблется от следов до десятков процентов (в зависимости от способа опробования). Х.К.Каримов (1985) выявил в породах тасказганской и бесапанской толщ в Джетымтау от 0,2 до 32,4% УВ (в среднем 2,8% по 141-му анализу). В.Г.Гарьковец, А.Т.Бендик, Б.А.Каськов в результате специальных исследований этих же толщ сделали заключение, что в них наиболее распространены породы с 0,1-1,0% УВ, подчеркнув при этом его первично биогенную при-

роду. Происхождению УВ в рудолокализующих породах золоторудных полей Центральных Кызылкумов были посвящены многолетние литолого-петрографические исследования И.Б.Волковой и М.В.Богдановой. Их убедительный вывод о первично биогенном происхождении УВ сделан как по отражательной способности скоплений УВ и находкам в них структур, характерных растительным остаткам, так и по изотопии углерода и кислорода в его составе.

Мощность слоев и пачек пород, резко обогащенных УВ, обычно не превышает первых метров, редко достигает 10-15 м. На месторождении Сарыбатыр подземными выработками были вскрыты линзовидные скопления каменноугольного сланца мощностью до 0,5 м. Всеми подчеркиваемой тенденцией в распределении УВ в разрезах черносланцевых толщ является обогащение им наиболее тонкообломочных разностей пород, наименее проницаемых для газов и растворов в гипогенных обстановках. Это замечание сделано в ответ на полярно противоположное мнение о гипогенном (мантийном) «науглероживании» рудовмещающих пород, основанном на визуально наблюдающемся «обогащении» УВ рассланцованных и часто перетертых пород в зонах смятия и брекчирования на месторождениях золота Средней Азии. Обогащения во многих случаях не происходит. Истирка УВ придает породами облик блестящих графитистых сланцев. Это подтверждено исследованиями М.В.Богдановой и И.Б.Волковой на Даугызтауском месторождении вкрапленных золото-сульфидных руд в метапесчаниках и сланцах бесапанской толщи.

Количественно главной формой УВ в сланцах, метаалевролитах, метапесчаниках и гравелитах является слабо индивидуализированный сажисто-пылеватый пигмент. В интенсивно рассланцованных разностях пород УВ нередко обособляется в трещинах кливажа микролинзовидными и рогульчато-жилковатыми скоплениями. Особенно четко это наблюдается в породах с перекрещивающимися микроструктурами сланцеватости разных этапов. В относительно меньшем количестве наблюдаются высокоотражающие комковатые и чешуйчатые микровыделения. В бесапанской толще на Даугызтауском рудном поле часты тонкие слойки и линзовидные обособления мощностью до 1 см коричневато-черного смолоподобного углистого вещества (витренит и антраксолит), неотличимого по макропризнакам от витренита каменных углей. Сразу же подчеркнем постоянное наличие в обогащенных УВ породах моно- и полисульфидных макро- и микроконкреций пирита (о них ниже). Поровые пространства в его структурно сложных микроконкрециях (глобули, фрамбоиды) почти всегда выполнены низкоотражающим сажистым УВ.

Материалы многих исследований УВ (С.Т.Бадалов, А.Т.Бендик, Е.М.Брадинская, М.П.Баскаков, М.В.Богданова, И.Б.Волкова, А.К.Воронков, К.В.Захаревич, Х.К.Каримов, Л.А.Карпова, В.Ф.Проценко, М.Т.Хон и мн. др.) показывают, что оно является концентратором многих рудообразующих элементов. Доля УВ в валовом содержании золота в безрудных породах Даугызтауского рудного поля колеблется, по оценкам К.В.Захаревича, от 1 до 62%, для сурьмы – от менее 1 до 17% при содержаниях самого УВ менее 1% (табл. 15). Л.Н.Банникова и соавторы (1983, с. 1140-1141) утверждают, что в исследованных хлороформенных и спиртобензольных битумоидах концентрации мышьяка, золота, меди, мышьяка, сурьмы и серебра превышают средние содержания в земной коре (в хлороформенных битумоидах золота и мышьяка больше на один-два порядка). «Самые высокие содержания золота обнаружены в битумоидах оловорудных месторождений, несмотря на то, что золото в твердой фазе среди минералов этих месторождений не встречено. …Содержания мышьяка в битумоидах оловорудных месторождений почти в 10 раз выше, чем в битумоидах золоторудных месторождений, хотя арсенопирит присутствует среди минералов и тех и других месторождений» (Банникова и др., 1983, с. 1145).

Корреляция содержаний золота и УВ в рудовмещающих породах на месторождении Асаукак (за пределами известных рудных тел) позволяет присоединиться к

Содержания органического углеродистого вещества (%), золота и сурьмы (г/т) в частных пробах пород бесапанской толщи на Даугызтауском рудном поле

Порода	$C_{орг}$	Au		Sb		Значимость $C_{орг}$ в валовом содержании	
		в породе	в $C_{орг}$	в породе	в $C_{орг}$	Au	Sb
Метапесчаник	0,12	0,6	0,64	36,0	177,4	1	1
Метаалевролит	0,21	0,09	1,34	44,2	140,9	3	1
Сланец	0,30	0,27	0,80	72,5	1746,0	1	7
Метапесчаник	0,09	0,01	6,90	18,6	834,0	62	4
Метаалевролит	0,20	0,16	2,12	46,5	1005,0	3	4
Сланец	0,46	0,14	3,69	57,8	682,0	12	5
Катаклазиты этих же пород	4,45	0,33	1,63	468,0	219,0	22	2
	0,21	0,05	0,50	29,4	2441,0	2	17
	0,18	0,06	3,63	47,2	292,3	11	1
	0,85	6,1	68,0	1602,0	84,4	9	<1
	0,28	0,02	1,0	27,8	583,7	14	1

мнению С.Т.Бадалова, М.П.Баскакова, В.Г.Гарьковца о наличии между ними тесных геохимических связей. Они обусловлены переходом растворенного в морской воде золота в осадок в результате сорбции его коллоидами органического вещества или сульфидов, возникающих в осадках застойных зон морского дна при бактериальной редукции сульфатного комплекса. Среди металлоорганических соединений золота (Паддефет, 1982) доминируют те, в состав которых наряду с благородным металлом входят мышьяк, фосфор или азот (около 60% всех известных золотоорганических). Соотношения содержаний золота, УВ и мышьяка в породах месторождения Асаукак (см. рис. 32) отражают, по-видимому, именно эту особенность поведения растворенного в морской воде золота при переходе его в осадок.

Горючие сланцы эоцена Средней Азии стали хрестоматийным примером повышенных концентраций тяжелых металлов в органическом УВ осадочных образований. Причины его сохранения в осадочно-метаморфических породах приобретают определенный смысл и принципиальное значение. Что причина и что следствие в этих взаимосвязях, если усвоение и разложение сапрофитами и анаэробными микроорганизмами отмершего органического вещества осуществляется мгновенно в геологическом масштабе времени? Скоротечность диагенетических преобразований донных илов Тихого океана показана опытами с добавкой радиоактивного сульфата (Иванов и др. 1976). Фиксация осадком серы радиогенно «меченого» сероводорода в виде элементарной серы, пирита и сероорганических веществ осуществлялась в течение первых же месяцев, а в ряде случаев – первых дней. Почему биоорганическое вещество осадков сохранено, а не переработано сапрофитами и сульфатредуцирующими бактериями? Существуют достаточно хорошо аргументированные точки зрения о формировании богатых органикой осадков как в бассейнах с интенсивным биосинтезом (паралические торфяники – каменные угли), так и в обычных водоемах при массовой гибели живых организмов по каким-либо причинам.

В главе II настоящей работы приведены доводы в пользу массовой гибели биоты во всей толще морской воды от интенсивного загрязнения ее тонкодисперсным туфогенным материалом при наземных и подводных извержениях вулканов. Профессор А.Портнов (2011) выявил связь смены геологических эпох и коренных изменений биосистем Земли с «астероидными атаками», приводившими к запылению атмосферы и морской воды. Не менее важной причиной сохранности УВ является, видимо, отравление водоема в отдельных случаях именно тяжелыми металлами или их соеди-

нениями, большинство которых являются сильнейшими ядами для живой материи. Это могло способствовать не только накоплению богатых органикой осадков, но и сохранению их биоорганической составляющей, ставшей ядовитой для сапрофитных микроорганизмов. К числу особо опасных для живой материи элементов и их изотопов С.Т.Бадалов (2007, с. 31) относит «Cd^{113}, Be^{9}, Bi, Al, As^{3}, Hg, Pb, Ag, Ba, Cr^{57}, Zn (Zn^{64} и Zn^{65}), H^{3}, J_{2}, Y^{89}, O_{3}, Se^{75}, Sc, Sb, Ti, и Cl_{2}». Содержание селена, в 4-5 раз превышающее кларк для осадочных пород, выявлено в нижнепалеозойских углеродисто-кремнистых сланцах Ауминзатау (Савельев, 1970, 1972; Сидельникова и др., 1970). В.Д.Сидельникова и Н.В.Швей особо подчеркивают связь повышенных содержаний селена с наличием в породах интенсивно метаморфизованного углеродистого вещества, тесную ассоциацию с ним тонкодисперсных сульфидов железа, молибдена, ванадия, присутствие заметно повышенных концентраций Cu, V, Mo, Ag, Yb, U, обедненность селеном лишенных органического вещества разностей тех же пород. С.Дэвидсон (1962) показал, что концентрации меди в воде при накоплении осадочного материала пермских сланцев в Европе (по количеству меди в цехштейновых горизонтах) были бы токсичными для всех бактерий.

Более чем заметна роль биоорганического углеродистого вещества осадков в седиментогенной геохимической специализации черносланцевых толщ. Она отражена, в частности, прямой количественной корреляцией золота не только с УВ, но и с такими биогенными элементами, как фосфор и сера (см. рис. 32). Особо важно для будущего рудогенеза обогащение протоосадков сульфидной серой, главным концентратором которой являются раннедиагенетические макро- и микроконкреции пирита, формирующиеся в качестве соединения железа с одним из продуктов жизнедеятельности сульфатредуцирующих микроорганизмов. Наличие биоорганического УВ является необходимым условием их продуктивности по восстановлению серы. А.П.Виноградов, В.А.Гриненко, Н.М.Страхов, И.И.Волков, В.Ф.Севастьянов, Л.Я.Кизильштейн, В.Н.Вилор, S.R.Hart и многие другие исследователи показали, что бактериальная редукция сульфата морской воды является практически единственным источником сульфидной серы при формировании осадочных пород. «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… Это подтверждает сделанный ранее вывод о том, что сульфатные ионы, содержащиеся в морской воде, являются основным источником серы для сульфидов, образующихся в морских осадках на стадиях седиментогенеза и раннего диагенеза… Во Флориде… пресноводный торф содержит в среднем примерно в 6 раз меньше серы, чем морской» (Дегенс, 1967).

«…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 сульфатредуцирующими бактериями затрачивается более 90% энергии, получаемой в сопутствующем окислении органического вещества. Поэтому «…для сравнительно небольшого прироста биомассы сульфатредуцирующие бактерии должны восстанавливать в десятки раз большее количество сульфатов…» (Там же, с. 14). В таких же масштабах окисляется органическое вещество илов, так как на восстановление одного атома серы сульфатов требуется окисление двух атомов углерода: $SO_4 + 2C_{орг.} \rightarrow 2CO_2 + S^{2-}$ (Иванов, 1972, 1974). Обобщенная схема разложения органического вещества с участием сульфатредуцирующих микроорганизмов предложена Р.Хорном (1972): $(CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 53SO_4 \rightarrow 106CO_2 + 53S^{2-} + 16NH_3 + 106H_2O + H_3PO_4$. 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), усиленный окисляющей деятельностью сапрофитов. Метапесчаники и сланцы с высокими содержаниями глобулярного и макроконкреционного пирита в бесапанской, карашахской и устунгской толщах обычно более светлые (менее углеродистые), чем их же бессульфидные аналоги. Описываются такие разности пород чаще всего как пиритизированные, карбонатизированные и осветленные около рудных тел и минерализованных зон трещиноватости (без каких-либо структурно-текстурно-минералогических обоснований гипогенной природы этих явлений). Для образования 2-10% пирита бактериям необходимо окислить по приведенной выше реакции 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 черносланцевых толщах практически нет слоев пород, не содержащих сульфидов. Присутствие в породе всего 0,5% пирита обеспечивает содержание в ней серы на уровне кларкового (0,3%). Пирит в породах черносланцевых толщ из-за микронных и субмикронных размеров его наиболее распространенных микроконкреционных выделений в полевых условиях выявляется с большим трудом. В зоне выветривания он практически нацело замещен окислами и гидроокислами железа, придающими отдельным слоям пород бордовую, коричневую или коричневато-желтую окраску. Только на глубинах более 10 м от поверхности осадочно-диагенетический пирит распознается с уверенностью по появлению тонких слойков, резко обогащенных его микроконкрециями, нередко описывавшихся как согласные с напластованием прожилки.

Седиментогенный пирит в рудовмещающих породах и рудах золоторудных месторождений Даугызтауского, Кокпатасского, Марджанбулакского, Чоринского и периферии Мурунтауского рудных полей имеет двойное происхождение: аутигенное (в основном, диагенетическое) и кластогенное. Пирит первой генетической группы резко преобладает. В породах он распространен в виде микро- (простые и сложные, моно- и полисульфидные глобули и фрамбоиды, рис. 39) и макроконкреций, конкреционных слойков (рис. 40, 41) и линз. Пиритовые макроконкреции во всех черносланцевых толщах представлены клубне-, диско-, линзовидными стяжениями с размерами от 0,2 до 20 см. В повышенно углеродистых сланцах и сланцеватых метаалевролитах нередко наблюдаются скопления тонких линзообразных конкреционных слойков пирита, кулисообразно сменяющих друг друга по простиранию и падению вмещающей толщи. Мощность горизонтов, особо обогащенных макроконкрециями пирита (до 30% объема), на месторождении Сарыбатыр достигает 2-3 м. И почти всегда такие слои и пачки заметно обогащены углеродистым и кремнистым веществом. Мощность слоев и пачек, в целом пораженных макроконкрециями пирита, варьирует от долей до 30-40 м (Даугызтау, Джетымтау в Кызылкумах), реже 50-70 м (Чумкартау в Туркестанском хребте). Распределение макроконкреций в породах обычно хаотическое, но иногда близко к регулярному. Форма и размеры макроконкреций и конкреционных слойков пирита определяются условиями редукции сульфат-анионов бактериями, склонными к «колониальной» форме жизнедеятельности. Для всякого живого организма продукты его выделения токсичны. Сульфатредуцирующие бактерии могут продуктивно существовать только при сопутствующем связывании выделяющихся ими сероводорода и углекислоты пиритом и карбонатами, для чего необходимо наличие в донном иле реакционноспособных форм железа, кальция, магния и марганца. Е.М.Брадинской в рудовмещающих породах месторождения Даугызтау выявлено широкое распространение микроконкреционных выделений марганцовистого сидерита (олигонит). Наилучшим способом такое условие выполняется при поступлении в осадок пирокластического андезитоидного материала. Свидетельствует об этом наивысшая обогащенность осадочно-диагенетическим пиритом фрагментов черносланцевых толщ с повышенной значимостью вулканогенного материала (Кокпатасское, Амантайтауское, Мурунтауское рудные поля). Глобулярные микроконкреции пирита широко

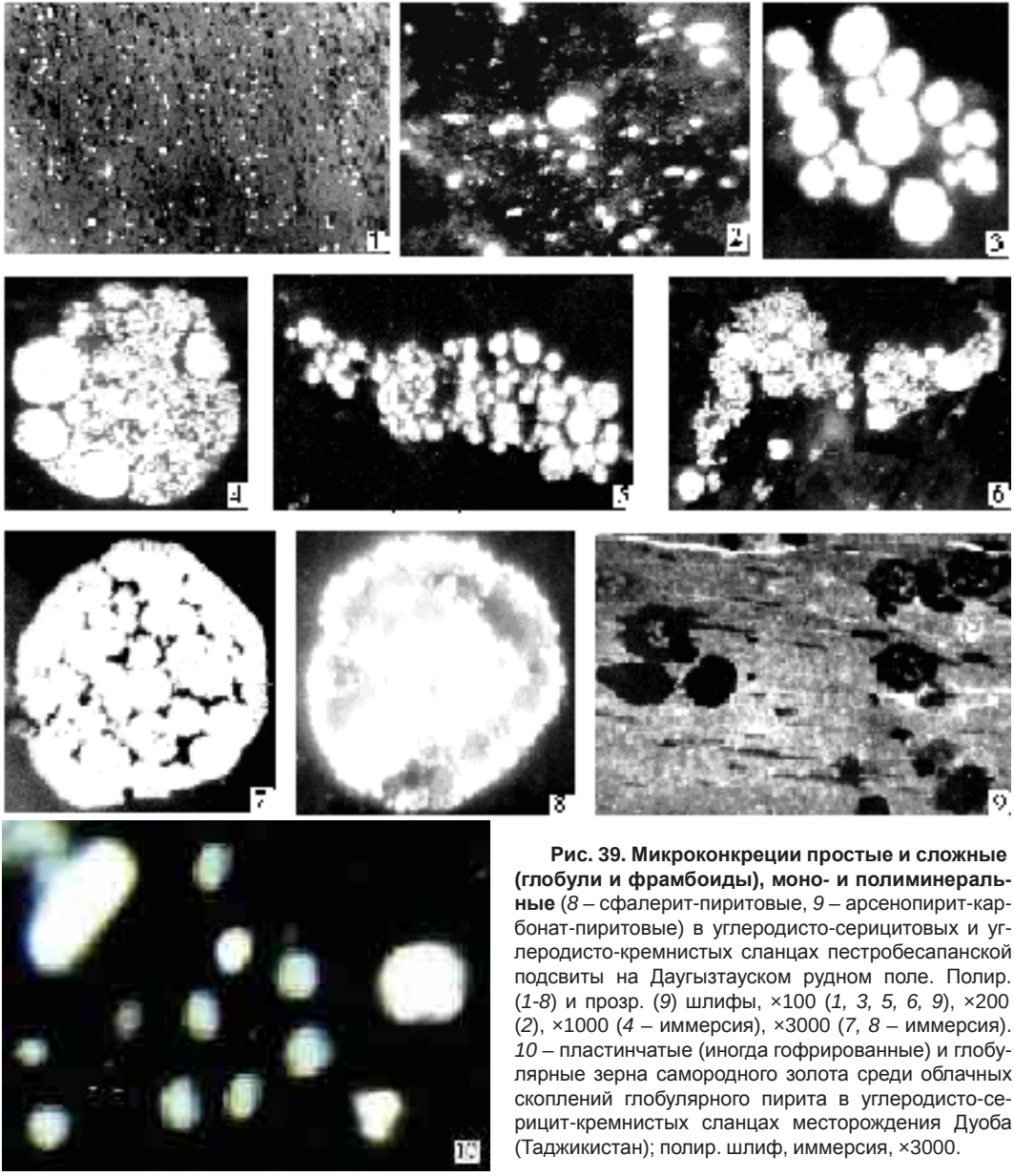


Рис. 39. Микроконкреции простые и сложные (глобули и фрамбоиды), моно- и полиминеральные (*8* – сфалерит-пиритовые, *9* – арсенопирит-карбонат-пиритовые) в углеродисто-серицитовых и углеродисто-кремнистых сланцах пестробесапанской подсвиты на Даугызтауском рудном поле. Полир. (*1-8*) и прозр. (*9*) шлифы, ×100 (*1, 3, 5, 6, 9*), ×200 (*2*), ×1000 (*4* – иммерсия), ×3000 (*7, 8* – иммерсия). *10* – пластинчатые (иногда гофрированные) и глобулярные зерна самородного золота среди облачных скоплений глобулярного пирита в углеродисто-серицит-кремнистых сланцах месторождения Дуоба (Таджикистан); полир. шлиф, иммерсия, ×3000.

распространены в палеогеновых горючих сланцах Сангрунтауской площади Центральных Кызылкумов, подстилаемых и перекрываемых слоями алевритистых глин с достаточно убедительными признаками туфогенной природы исходных осадков.

Макроконкрециям пирита всех форм и размеров характерно тонкозернистое сложение, тусклый желтовато-серый цвет на пылевато-раковистом изломе (излом фарфора или чугуна). Содержание пирита в макроконкрециях изменяется от 15-20 до 80, редко 100% (см. рис. 39-41). Их строение разнообразное. В одних наблюдается равномерное распределение плотно сгруженных аллотриоморфных зерен пирита, в других – полосчатое или концентрически зональное (см. рис. 40). Другие сульфиды в макроконкрециях встречаются редко; в совершенно незначительных количествах в них содержатся халькопирит, сфалерит и блеклые руды. В зонах смятия и брекчирования пород макроконкреции приобретают брекчиевидные или плитчато-сланцеватые структуры и текстуры (см. рис. 40). Рассланцевание конкреционных стяжений

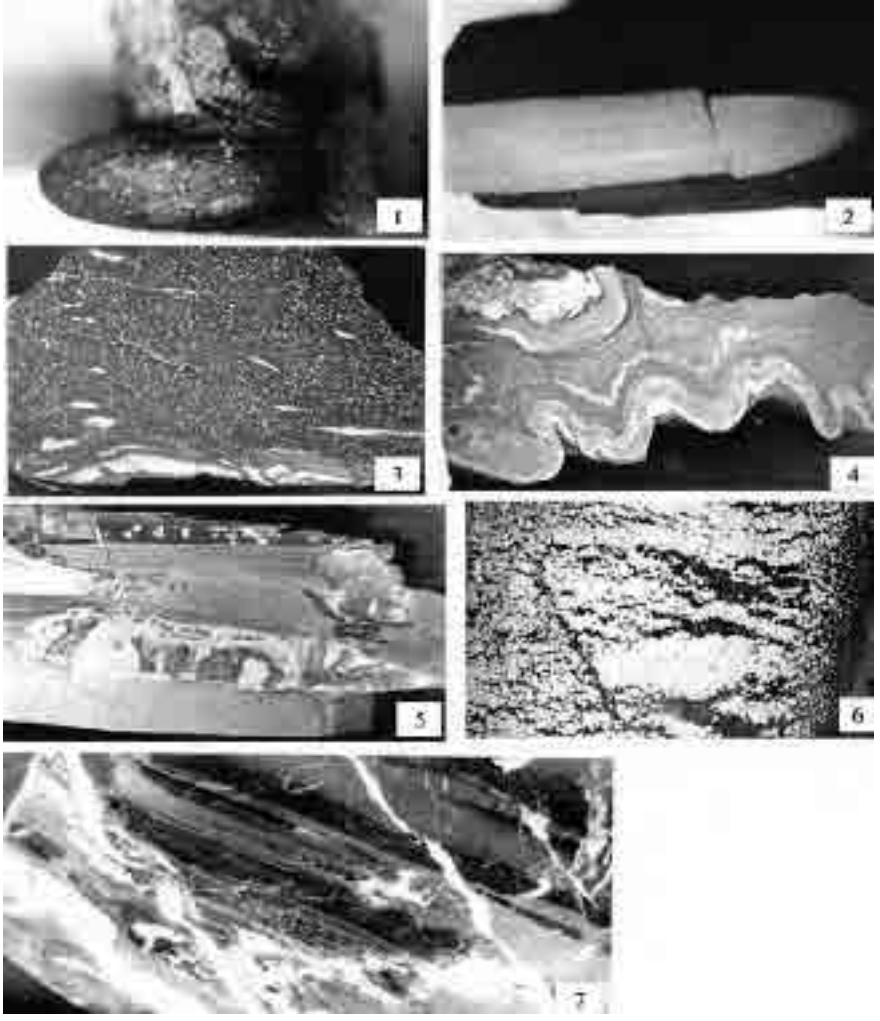


Рис. 40. Макроконкреции пирита в сланцах и метаалевролитах бесапанской (1, 2, 3, 5, 6, 7) и карашахской (4) черносланцевых толщ интенсивно прекристаллизованы в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленых сланцев. 7 – плашка керна из скв. 1329 на месторождении Амантайтау, слойки сланцев и пирита пересечены жилами безрудного кварца; в пиритовых слоях (белые и светло-серые) золота 15 г/т, сланцевых (черное) – 7 г/т. В пирите дисковидных конкреций Даугызтауского рудного поля золота обычно около 0,5 г/т. Полир. шлифы и штуфы, ×0,7 (1-5, 7), ×15 (6).

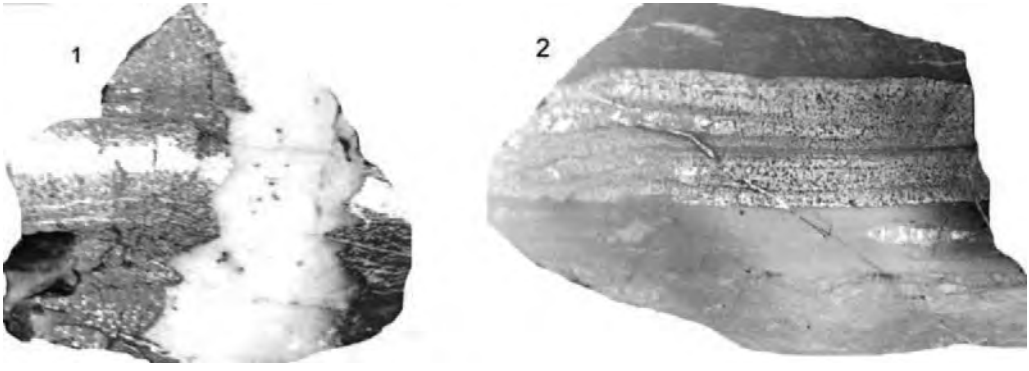


Рис. 41. Пересечения конкреционных слойков пирита прожилками метаморфогенного кварца (*1*) и трещинами с прожилками пирита только в пределах пиритсодержащего слойка (2). *1* – месторождение Даугызтау, полир. шлиф, ×1,5; *2* – месторождение Турбай, полир. штуф, ×0,5.

пирита вместе с окружающим их матриксом, свидетельствующее об их возникновении в породах раньше зеленосланцевого метаморфизма черносланцевых толщ, наблюдается на всех рудных полях Западного Узбекистана.

Некоторые особенности химизма макроконкреционного пирита (концентрат 97-98%) приведены в табл. 16. Средние содержания вычислялись только для элементов, значимая (при данной чувствительности анализа) концентрация которых выявлена не менее чем в половине всех проб. Поэтому в таблице показаны не все спектрально выявленные элементы. Макроконкреционный пирит из разных черносланцевых толщ значимо различается по содержаниям многих элементов. Однако содержание в нем золота достаточно выдержанно на уровне 0,5-1 г/т (при колебаниях от 0,1 до 1,5 г/т; Проценко, 1978, 1981; Гаврилов, 1981; Сорокин, 1971) независимо от региона, возраста и состава пород. На месторождении Даугызтау установлено «равенство» (от 0,5 до 1,8 г/т) содержаний золота в пирите макроконкреций, отобранных как в рудных телах непосредственно, так и далеко за их пределами. Исследования Е.М.Брадинской показали равномерное распределение в них золота и мышьяка. В.В.Никаноров, П.Л.Литвинов, В.П.Пахолюк приводят сведения о содержании золота до 400 г/т в дорудном губчатом пирите месторождения Кумтор, распределенном в полном соответствии со слоистостью пород в джетымтауской толще. На месторождении Амантайтау скв. 1329 вскрыты чередующиеся тонкие слойки пирит-углеродисто-гидрослюдисто-хлоритовых сланцев с разным содержанием глобулярного пирита, иссеченные прожилками кварца без сульфидов (см. рис. 40 $_{7}$). В слойках с максимальным и минимальным количеством пирита пробирным анализом выявлено 15,0, и 7,0 г/т золота соответственно, в прожилковом кварце только 0,5 г/т.

Таблица 16

Средние содержания (г/т) некоторых элементов в пирите макроконкреций из пород рудолокализующих черносланцевых толщ Западного Узбекистана (спектральный анализ)

Элемент	Свита				
	карашахская	кокпатасская	тасказганская	бесапанская	марджанбулакская
Ag	1,0	1,0	47,9	17,6	1,6
As	3303,5	922,1	2308,0	3028,5	<100
Cu	123,5	284,0	685,6	180,4	56,1
Zn	87,3	220,7	1748,8	387,5	70,4
Pb	67,3	83,2	464,0	218,2	170,0
Ni	43,0	1154,0	2483,2	161,8	40,3
Co	50,0	540,0	50,8	38,0	10,7
W		916,0			
Кол-во проб	26	49	25	28	17

Среди микроконкреций пирита в породах черносланцевых толщ разнообразие еще более значительное. Преобладают глобулярные (шарообразные) с поперечником от микрона до 0,05 мм (редко 0,1-0,2 мм), с характерным плотным и глобулярно-ячеистым заполнением дисульфидом железа всей сферы структурно-сложных микроконкреций (см. рис. 39 $_{3-8}$). Часты фрамбоиды с массивным, зональным или даже линейно упорядоченным выполнением сферы зернами или глобулями. В слабо метаморфизованных углисто-кремнистых сланцах джижикрутской свиты наряду с однородно выполненными глобулями распространены сферолитовые и полизонально-сферолитовые пиритовые и марказит-пиритовые микроконкреции.

По составу и структурно-морфологическим особенностям среди микроконкреционных выделений пирита различаются простые и сложные, моно- и полиминеральные. Из полиминеральных в сланцах, алевролитах и песчаниках бесапанской толщи на месторождениях Даугызтау, Асаукак, Сарыбатыр особенно широко распространены пирит-карбонатные и карбонатно-пиритовые (рис. 42). Часто пораженные ими породы ранее описывались как регионально пропилитизированные или метасоматически измененные в связи с рудообразованием. Парагенезис пирита и карбонатов в микроконкрециях обусловлен реакцией сульфатредукционного окисления УВ осадка

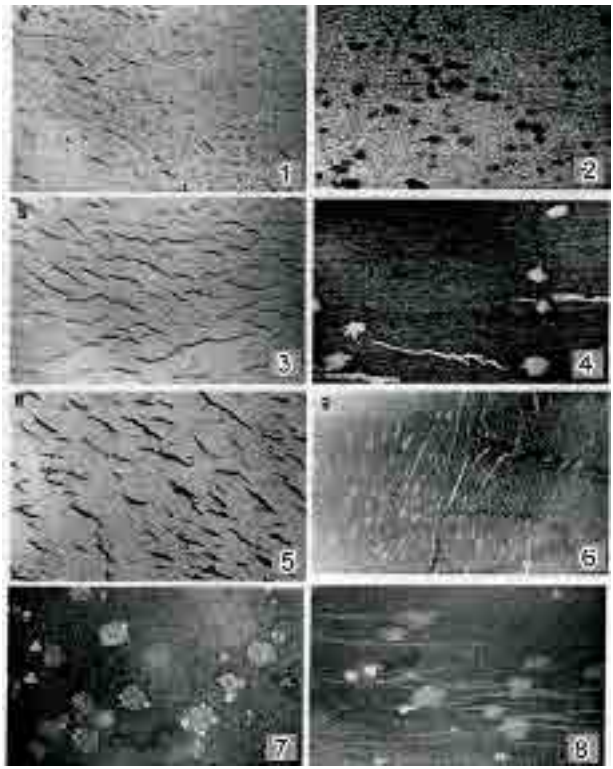


Рис. 42. Коагуляция свежеосажденной гидроокиси железа в комочки при вздрагивании воды (1), в валики после слабых колебаний воды в одном (3) и двух (5) направлениях. Распределение карбонатных (светло-серое) и пирит-карбонатных (светло-серое с белыми глобулями) микроконкреций в алевролито-сланцах бесапанской свиты на Даугызтауском рудном поле (2, 4, 6, 7, 8); 1, 3, 5 – с натуры, ×5; 2, 4, 6, 7, 8 – полир. шлифы, ×50.

с выделением сероводорода и углекислоты. Морфологическое подобие микроконкреционных выделений карбоната и пирита указывает на их возникновение из коллоидального материала. Пирит и карбонаты – минералы резко отличающихся сингоний; одинаковая форма при их кристаллизации из растворов в гипогенных условиях просто невозможна. Коллоиды (сульфидные, карбонатные, кремнистые, гидроокисно-железистые) на поверхности осадков при малейших колебаниях воды сворачиваются в комочки или валики. В этом легко убедиться, если дать отстояться «ржавой» воде и дать осадку «вздрогнуть», а затем легко поколебать воду в посуде. Форма комочков и валиков быстро изменяется до причудливой, если колебания воды происходят попеременно в разных направлениях. На рис. 42 такие валики и комочки (левая колонка) сопоставлены с микроконкрециями пирита и карбоната в метаалевролитах и сланцах. В толще рыхлого осадка, насыщенного морской водой, коллоиды формируют клубневидные и шарообразные макро- и микросгустки. По мере удаления воды из осадка крупные сгустки коллоидов приобретают дисковидный облик. Большинство микроконкреций представляют шарики или менее правильные (нередко линзовидные) «слепки» подобных еще более мелких (обычно на порядок) образований (см. рис. 39). Сопоставление макро- и микроконкреций пирита показало, что по размерности между ними существуют дискретно-непрерывные переходы. На месторождениях Марджанбулак, Даугызтау и Амантайтау особенно обильны как крупные (до 25 см) диски, линзы и желваки, так и более изометричные конкреции с поперечником в 5-10 и 0,5-1 мм.

Л.Я.Кизильштейном (1975) в деталях рассмотрены особенности сульфатредукционного накопления сульфидной серы (пирита) в каменных углях в зависимости от условий формирования материнских торфяников. Очень важен его хорошо аргументированный вывод об обогащенности пиритом каменных углей, торфяники для которых накапливались при нарастающей солености воды в бассейне.

В химическом отношении микроконкреционный пирит черносланцевых толщ изучен слабо из-за трудностей получения чистых его концентратов. При промывке протолочек углеродистых пород он смывается с «пенкой» углеродистого вещества, от которого его не удается отделить доступными для массовых исследований методами. Лишь четыре конкреции пирита из образцов месторождения Даугызтау проанализированы на установке «Novoscan» фирмы Opton (ФРГ) с системой рентгеноспектрального микрозондового анализа ЕЕДС-II Ortec (США). На спектральных кривых

всех четырех глобулей отмечен изгиб, отмечающий присутствие золота. Если учесть низкую чувствительность микроанализаторов к золоту, то вероятно его присутствие в глобулях пирита до десятков и сотен г/т. А.М.Гаврилов (1971) стадийным растворением и цианированием показал зональное распределение золота в метакристаллах пирита и обогащение им центральных зон. Во вкрапленных рудах месторождений Даугызтауского рудного поля центральная зона пентагондодекаэдрических кристаллов пирита (с содержаниями золота от 20 до 80 г/т) нередко сложена глобулями (см. рис. 24, 25 в главе III). В последние годы в связи с массовым применением электронных микроанализаторов появились сообщения о содержании золота в микроконкреционном (глобули и фрамбоиды) пирите на уровне сотен г/т (месторождение Сухой Лог в Сибири; Large и др., 2007; месторождение Даугызтау в Центральных Кызылкумах; Ким, 2010). «Фрамбоид-пиритные агрегаты относятся к наиболее ранней консолидированной сульфидной минерализации. Их выделение происходит на стадии контакта рудно-илового осадка с морской средой…, агрегаты характеризуются более высокой устойчивостью к внешним воздействиям при диагенезе, катагенезе и метаморфизме. Вследствие устойчивости фрамбоидальный пирит хорошо сохраняется как ореольная форма пирита вокруг рудных залежей» (Берберьян, 1984, с. 2-3). В углеродисто-кварц-серицитовых и кремнистых сланцах карашахской, бесапанской. марджанбулакской и устунгской толщ глобули пирита сохраняют идеально шарообразную форму даже при смятии породы в плойчатые микроскладки.

Кластогенно-осадочный пирит выявлен в отдельных слоях крупнозернистых метапесчаников и гравелитов бесапанской, карашахской и марджанбулакской толщ. В «мусорных» песчаниках бесапанской толщи (скв. 630, 144 м) обломки пиритсодержащих углистых микрокварцитов и углеродисто-карбонатно-серицитовых сланцев присутствуют в количестве до 10 шт. на 1 $см^2$ площади шлифа. Особенно обильны обломки пиритсодержащих пород такого же состава в углисто-полимиктовых песчаниках и гравелитах джижикрутской свиты на месторождении сурьмы Джижикрут и в некоторых горизонтах вулканогенных гравелито-брекчий карашахской свиты на Кокпатасском рудном поле. Пирит в обломках морфологически сходен с макро- и микроконкреционным.

Широкое распространение кластогенного пиритсодержащего материала в вулканогенно-осадочных породах, на наш взгляд, явление закономерное. Коллоидные сульфидные и карбонатные диагенетические новообразования в осадке способствовали быстрейшей его литификации. Материал таких осадков, дезинтегрированный в результате эруптивных извержений вулканов или под воздействием оползней, переотлагался с поднятых участков дна бассейна донными течениями и мутьевыми потоками. Примеры широкого распространения сульфидных обломков в отдельных горизонтах вулканогенно-осадочных пород приводятся в работах С.Н.Иванова и С.А.Рокачева (1966, 1970) по колчеданным месторождениям Урала. Распространение осадочно-диагенетического пирита отмечено в терригенно-карбонатно-вулканогенной пачке рудолокализующей толщи колчеданно-полиметаллического месторождения Хандиза. Глобули, фрамбоиды и линзовидные агрегаты пирита «встречаются… практически во всех разновидностях рудовмещающих пород и руд и особенно часто в породах нижнего горизонта вулканогенной толщи среди туфо-кремнистых и кремнистых пород. Наиболее широко этот пирит развит в массивно-полосчатых колчеданно-полиметаллических разновидностях с типичной седиментационной ритмичностью и постепенными переходами во вмещающие породы» (Панкратьев и др., 1981, с. 119).

Суммарное количество осадочно-диагенетического пирита в породах древних черносланцевых толщ Средней Азии может колебаться в очень широких пределах (в зависимости от выбора объекта опробования). Вполне реальны 0,5-1% пирита в целом по толще, 10-15% в отдельных слоях и пачках, 70-80% в отдельных макроконкрециях, конкреционных линзах и слоях. Мощность линзовидных колчеданных

залежей на месторождении Амантайтау колеблется от 0,1 до 1,5 м, а содержание золота в них достигает многих десятков и первых сотен г/т. Здесь же пробирным анализом в кремнисто-пиритовом слойке мощностью около 1 см установлено 15 г/т золота (скв. 1329, см. рис. 40$_7$). В рудном теле № 4 этого же месторождения, иссеченном мелкими жилами и прожилками гипогенного альбита, установлена обратная корреляция содержаний золота с содержаниями окисей натрия и кремния. Для линзовидных колчеданных тел этого месторождения характерны катаклаз и рассланцевание пиритового агрегата, пересечение жилами и прожилками кварца, цементация и коррозия катаклазита кварцем, альбитом и хлоритом. Колчеданные линзы рудного тела № 8, ограниченные зонами интенсивного перетирания сланцев и плагиоклазовых метаалевролитов рудовмещающей толщи, имеют структуру, типичную для тектонических катаклазитов.

«Осаждение золота даже из коллоидальных растворов сульфидами тяжелых металлов и особенно пиритом известно давно и идет очень интенсивно. Это объясняется реакцией $9FeS_2 + 40FuCl_3 + 6FeCl_3 + 72H_2O = 8FeSO_4 + 10H_2SO_4 + 124HCl + 40Au$. 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 [$AuCl_2^{1-}$]. Растворимость $AuCl_2^{1-}$ значительно выше концентрации Au в океанической воде» (Виноградов, 1967, с. 141-142). Хлор-комплекс – важнейшая из устойчивых форм золота в морской воде (Пещевицкий и др., 1965). Насыщающая растворимость самородного золота и его сульфидных соединений на порядки ниже растворимости его хлоридных комплексов. Термодинамические расчеты вероятного поведения золота в водных растворах позволили сделать вывод: «Незначительное обогащение сероводородом кислых рудоносных растворов, содержащих элементарные ионы золота и его хлоридные (галоидные) комплексы, способствуют осаждению золота при любых значениях pH» (Павлов, Павлова, 1971, с. 145). В осадок благородный металл переходит либо в самородной форме, либо вступает в химическое взаимодействие с органическим веществом и образующимися сульфидами, либо сорбируется органическими, сульфидными, карбонатными коллоидами и субколлоидальными частицами глинистых минералов. Основная масса золота все же связана с пиритом, поскольку именно сероводород разрушает хлоридные и кислородные комплексы благородного металла. Для случая устойчивого равновесия между притоком золота и переходом его в осадок концентрация благородного металла в макро- и микроконкрециях пирита будет обратно пропорциональна содержанию сульфида, зависящему как от интенсивности сульфатредукционной генерации сероводорода, так и от наличия и активности железа в воде донного ила, в свою очередь лимитированных скоростью накопления донных осадков и длительностью их (био)химического взаимодействия с морской водой.

Интервалы (от 3-5 до 200-300 м) углеродистых песчано-сланцевых пород бесапанской толщи со стабильным содержанием золота от 0,1 до 1,5 г/т, но без каких-либо метасоматических или жильных новообразований, многократно вскрыты скважинами на Даугызтауском, Ясвайском, Амантайтауском, Мурунтауском и Марджанбулакском рудных полях. Из рудных минералов в них устанавливался только пирит в виде неравномерно распределенных микро- и макроконкреций. Однако прямая корреляция содержаний благородного металла и пирита в породах и даже рудах золотосульфидной формации устанавливается не всегда, что косвенно указывает на наличие и других минеральных форм золота. Боле того, при отсутствии в осадке достаточных количеств железа пирита может образоваться мало, и значительная часть коагулируемого из воды золота перейдет в осадок в самородном состоянии или осядет на других компонентах осадка. В отдельных частях черносланцевых толщ корреляция между золотом и пиритом может остаться статистически незамеченной. При поступлении в осадок терригенного самородного золота корреляции

между этими компонентами также не будет, так как области накопления того и другого могут совместиться лишь в исключительных случаях формирования «россыпей» тяжелых минералов донными течениями.

Осадочно-диагенетические пириты являются концентраторами и носителями мышьяка, очень важного «минерализатора» в процессах золотопродуктивного минералообразования в черносланцевых толщах. Обогащенность углеродисто-пелитовых осадков мышьяком отмечена многими исследователями (Ониси, 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 новоевксинских отложений Черного моря, с чем они и связали большое сходство в распределении мышьяка и «пиритной серы». Со ссылкой на А.У.Литвиненко они указывают на присутствие мышьяка в осадочных рудах железа Керченского месторождения (до 0,26%). Сравнение состава пород и руд Даугызтауского и Кокпатасского рудных полей указывает на главную роль вулканогенных процессов в создании седиментогенных накоплений мышьяка в осадках. Исследования современного осадконакопления с участием термальных вод в вулканических областях показывают резко неравномерное распределение мышьяка в осадках даже на малых территориях. Содержание As_2O_5 + As_2O_3 колеблется от 1,3 до 31,3% в осадках разных минеральных типов на одной из площадок Налачевской гидротермальной системы (Комкова и др., 1971).

Значительно слабее изученным компонентом пород черносланцевых толщ является самородное золото. Обнаруживавшиеся субмикронные выделения высоотражающего минерала надежно 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 зерна кластогенного золота изменяли не только свою форму, но и состав. Сланцеватость приобретали и более упругие зерна и агрегаты седиментогенного пирита, гнездово-прожилковые сегрегации метаморфогенного кварца и метакристаллы арсенопирита. В геологической литературе много примеров «облагораживания» самородного золота при метаморфических преобразованиях золотосодержащих руд. По форме, цвету и приуроченности к седиментогенным структурно-текстурным элементам пород распознаются кластогенные и аутигенные микровыделения золота. До 50-ти его зерен (обычно мельче 0,005 мм) обнаруживаются иногда на 1 $см^2$ полированного шлифа углеродисто-серицит-кремнистых сланцев месторождения Дуоба в Таджикистане (см. рис. 39). При равномерном распределении – это до 1,5 г/т золота. Чаще оно наблюдается в породах с незначительными содержаниями сульфидов и распределено независимо от прожилковых новообразований. Кластогенное золото выявлено (под микроскопом) в породах бесапанской, устунгской и карашахской толщ в виде неправильно-комковатых, пластинчатых и чешуйчатых зерен. Их пробность на Чоринском рудном поле охарактеризована Л.А.Карповой величиной 850-975‰. Нами отмечалось ранее, что подобное золото обнаруживается относительно чаще в породах, «обогащенных» лейкоксеном, рутилом, турмалином. Повышенная встречаемость чешуйчатых микровыделений кластогенного самородного золота в углисто-серицит-кремнистых сланцах связана, по нашему мнению, с накоплением их протоосадков в динамически наиболее спокойной обстановке глубоководных областей бассейна. Микрочешуйчатые зерна самородного золота способны длительно находиться во взвешенном (плавающем) состоянии. Поэтому они попадают в осадок в глубоководных обстановках, минуя динамически неспокойную зону прибрежья. Близкие условия седиментогенной золотоносности глинистого аллювия над типичной россыпью установил В.П.Полеванов (1984), подчеркнувший высокую однородность распределения металла в глинах. Аналогичные выводы сделаны В.Г.Петро-

вым (1972) по черным и темно-серым филлитам нижней части удерейской свиты на севере Енисейского кряжа (до 0,2-0,3 г/т золота). И.С.Рожков, С.Б.Хенкина (1968) указали на наличие терригенного золота (0,03-0,6 г/т) в мезозой-кайнозойских осадочных породах Русской платформы.

Биохемогенно-диагенетическое золото присутствует в породах черносланцевых толщ изометричными комковатыми и кристалло-комковатыми (глобулярными) микроконкрециями, морфологически очень похожими на микроконкреции пирита и карбонатов (см. рис. 39_6). Их появление в осадках предопределено разложением хлоркомплексов золота сероводородом и переводом благородного металла в осадок при дефиците железа и других сульфидообразователей. На месторождении Чоре глобулярные микроконкреции золота наблюдались Л.А.Карповой и автором в углеродсодержащих кремнистых сланцах с незначительными количествами серицита, хлорита и пирита. «Присутствие в морской воде растворенного золота установлено еще в 1872 г. …Содержание золота, по современным данным, составляет около $2 \cdot 10^{-11}$ моль/л… Расчеты, основанные на окислительно-восстановительных потенциалах и составе морской воды, позволяют предположить, что доминирующей формой является комплексный ион $[AuCl_2]^-$, которому сопутствуют небольшие количества $[AuClBr]^-$ и других бромо-, йодо- и гидрооксо-комплексных ионов золота» (Паддефет, 1982, с. 11,12). Реакцией с хлором сносимое с континента коллоидное золото в бассейне седиментации переводится в раствор. Хлор переводит в раствор и золото, содержащееся в вулканогенном материале осадков. Эти процессы могут длительно поддерживать концентрацию благородного металла в воде бассейна седиментации. Активизация сульфатредукции в обогащенных органикой осадках застойных зон приводит к переводу золота в твердую фазу (самородную или сульфидную). В главе II показано появление микроконкреций золота в кварцевых песках куртамышской свиты западной части Западно-Сибирской низменности. В песках немного органического вещества и практически нет сульфидов, но в черных глинах подстилающей толщи конкреции пирита достаточно распространены.

В пользу наличия в породах черносланцевых толщ кластогенного золота можно истолковать количественные соотношения благородного и других металлов на Джамансайском рудном поле в горах Султанувайс (табл. 17). Здесь в сланцево-песчаниковой толще верхней части султануиздагской свиты (под перекрывающей известняковой грядой джамансайской свиты) зона с содержанием золота 0,1-10 г/т прослежена на расстоянии 6,4 км. В ней выявлены мелкие ленточно-линзовидные тела бедных руд. Сульфидов в рудах не более 2-5%. В широко распространенных послойных жилах и прожилках кварца в этой зоне содержания золота нередко ниже, чем во вмещающих породах. По содержанию большинства спектрально определяемых металлов руда практически не отличается от пород вмещающей толщи. Привлекает внимание постоянство содержаний Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, V, W, невозможное для формирования руд на основе «привноса» золота гидротермальными растворами из внешних (глубинных) источников. Отчетлив параллелизм в изменениях концентраций золота и мышьяка. Содержания Pb, Zn, Co, Cr, V в рудах и породах равны кларковым.

Обилие в породах черносланцевых толщ обломочного и аутигенного кварца, полевых шпатов, гидрослюд, глинистых минералов, хлоритов затрудняет определение роли каждой из седиментогенных форм кремнекислоты в гипогенном рудопродуктивном минерагенезе.

Сопоставление пород одной и той же толщи из резко различных по степени метаморфизма ареалов показывает, что кремнекислота обломочного кварца в гипогенное минералообразование вовлекается одной из последних; часто не вовлекается. Вплоть до завершения серицитового метаперерождения полевошпат-гидрослюдисто-глинистой составляющей осадочных пород обломки кварца остаются практически неизмененными; резорбция их границ слабая, лишь в туфогенных разностях мета-

песчаников вокруг зерен кварца и обломков фельзитовидных пород иногда «нарастают» келифитовые каемки альбита, хлорита, кварца. Основное количество подвижной кремнекислоты появляется в изохимических реакциях метаморфогенно-метасоматического перерождения осадочно-диагенетических смесей полевых шпатов, глинистых минералов, гидрослюд и хлоритов в хлорит-кварц-серицитовый или хлорит-кварц-биотитовый матрикс метаморфических пород (Проценко, 1983, 1984). Эти вопросы будут рассмотрены более детально в следующей главе.

Таблица 17

Содержания (г/т) некоторых элементов в «рудах» и вмещающих породах Центрально-Джамансайского участка в горах Султанувайс

Элемент	Руда и породы с содержанием Au, г/т			Кларк в глинах и сланцах (Виноградов, 1962)
	0,2 и >	< 0,2	< 0,05	
	Вид анализа			
	пробирны	пробирно-спектральный		
Au	1,3	0,06	< 0,05	0,001
As	216,2	142,1	90,9	6,6
Ag	0,6	0,5	0,5	0,1
Pb	17,1	17,2	16,2	20,0
Zn	79,2	76,1	82,1	80,0
Cu	74,3	71,2	73,8	57,0
Ni	45,0	48,1	52,5	95,0
Co	14,0	15,0	18,7	20,0
Cr	95,8	105,9	103,4	100,0
V	115,5	110,0	104,6	130,0
Mn	435,0	473,2	519,5	670,0
Mo	9,0	8,1	7,4	2,0
Sn	5,1	5,1	5,9	10,0
W	11,2	10,9	9,8	2,0
Ge	1,3	1,4	1,3	2,0
Ga	19,0	19,3	18,0	30,0
К-во проб	308	138	432	

Примечание. Спектральный анализ, ЦЛ ГП «Самаркандгеология».

Карбонаты, преимущественно сложного состава (олигониты, анкериты и доломиты наряду с кальцитом) в черносланцевых толщах представлены как отдельными резко изменчивыми по мощности и протяженности пачками, слоями и линзами карбонатных пород, так и равномерно или неравномерно распределенными микрозернами или микроконкрециями в углеродисто-карбонатно-кремнисто-гидрослюдистых, углеродисто-карбонатно-серицитовых и углеродисто-сульфидно-карбонатно-кремнисто-серицитовых сланцах. Заметна роль карбонатов и в цементе отдельных горизонтов и пачек метапесчаников в пестробесапанской подсвите в горах Бельтау. Одна из причин появления карбонатов в осадочном материале наряду с ростом общей минерализованности воды в бассейне седиментации – повышение активности углекислоты за счет ее дополнительного выделения при сульфатредукционном окислении углеродистого вещества. Пирокластический материал в химически неравновесной для него обстановке водного бассейна активизирует диагенетическое преобразование осадка, в воде которого полевые шпаты наряду с биоорганическим углеродистым веществом регулируют щелочно-кислотные свойства. Нейтрализуя продукты жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий (углекислота), оптимально обеспечивая среду их обитания, полевые шпаты способствуют длительному протеканию сульфатредукционного обогащения осадочных пород карбонатами и пиритом. Плагиоклазы были главным источником кальция для перехода вместе с магнием и железом углекислоты в карбонаты. Железо пирокластических осадков частично переходило в состав пирита, реагируя с сероводородом. К.В.Краускопф (1970) утверждает, что содержания рассеянных металлов в вулканогенном материале осадочных толщ, выше, чем в интрузивных породах.

Глинистые минералы, гидрослюды и хлориты составляли седиментогенную основу сланцев, цемента песчаников и алевролитов. Сорбционная способность глинистых минералов связана с появлением у их частиц нескомпенсированного отрицательного заряда благодаря замещениям кремния алюминием в структуре минералов. Такие частицы имеют свойства кислоты при значениях pH среды > 9 с глиноземом, а при pH среды более 12,5 и с магнезией; при более низких значениях pH среды –

свойства оснований. Из этого следует, что гидроксильные группы на боковых гранях кристаллов глинистых минералов, связанные с ионами алюминия и магния, 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, поскольку золото в морской воде присутствует в основном в виде анионного комплекса $AuCl_2^-$ (Пещевицкий, 1965), а вольфрам наиболее устойчив в растворах в виде анионных комплексов гетерополикислот (Коренбаум, 1970). О вероятности хемогенно-сорбционного обогащения глинистых осадков золотом, помимо материалов Р.В.Нифонтова (1960), свидетельствует содержание золота 0,5-2,0 г/т в глинистой фракции пород шунтарской, потоскуйской и удерейской свит Енисейского кряжа (Петров, 1972), в глинах над россыпью (Полеванов, 1984). В углеродисто-серицитовых сланцах на Даугызтауском рудном поле (за пределами рудных тел) золота в 10 и 50 раз больше, чем в метаалевролитах и метапесчаниках, соответственно.

Таким образом, главными показателями седиментогенной природы описанных выше форм золота, сульфидов, карбонатов, углеродистого вещества были: наличие собственных микро- и макроконкреционных образований, участвующих в складчатых деформациях и рассланцевании; маловероятное для гипогенного и характерное для осадочно-диагенетического минералообразования морфологическое подобие выделений кристаллографически далеких 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); подчинение выделений седиментогенным текстурам пород. Уже на стадии седиментогенеза во многих древних терригенно-вулканогенных черносланцевых толщах (терригенно-вулканогенные слои и пачки, накопленные в условиях сероводородного заражения воды) золото появлялось в концентрациях, соответствующих в отдельных случаях современным требованиям промышленности к рудам.

Структурно-текстурно-минералогических признаков осадочно-диагенетического накопления в породах рудовмещающих толщ вольфрама значительно меньше. Систематическое изучение пород с целью выявления их седиментогенных минеральных форм не предпринималось. Диагностика даже его главных минералов (шеелит и вольфрамит) в прозрачных и полированных шлифах под микроскопом затруднена «маскировкой» гидроокислами железа и марганца, ярозитом, скородитом, цирконом, монацитом, лейкоксеном, рутилом. Их наличие в протолочках не дает уверенности в седиментогенном происхождении и тогда, когда в опробованном материале отсутствуют гипогенные жильные и метасоматические новообразования. К тому же вольфрам даже при высоких концентрациях не всегда образует собственные минералы. Л.М.Крикуновой показано равномерное рассеяние вольфрама в псиломелане (3,5%) и пиролюзите (0,48%) на месторождении Тосор в Кыргызстане (Овчинников и др., 1979). Концентрация вольфрама в щелочных водах некоторых озер доказывает его высокую геохимическую подвижность и миграционную способность. О миграции вольфрама в природной среде можно судить по хорошей растворимости вольфраматов щелочей и устойчивости в водной среде гетерополианионов кремневольфрамовой кислоты и аналогичных соединений с мышьяком и фосфором. На эти формы миграции указывает высокая концентрация вольфрама (0,005-0,008%, Carpenter and Garrett, 1959) в рассолах озера Сёрлз, находящегося в регионе с крупными месторождениями шеелита и горячими источниками. Приведенные Т.Ф.Бойко (1963) содержания вольфрама и мышьяка (0,0056 и 0,015%) в современных рассолах этого озера равны 42 и 90 кларкам земной коры или 56000 и 50000 в морской воде соответственно. Эти цифры указывают на огромную роль гетерополианионов мышьяково-вольфрамовой кислоты в совместной миграции и накоплении мышьяка и вольфрама.

В рассечке 5-5-18 (восточный фланг Мурунтау) наблюдалось параллельно-струйчатое распределение зерен шеелита и арсенопирита в сланцеватых алевролитах над послойной кварцевой жилой. «…Даже в сильнощелочных средах (pH = 11,6) при большом избытке NaOH полного разрушения гетерополикомлекса кремневольфрамовой кислоты на простые ионы WO_4^{2-} и SiO_3^{2-} не происходит. Высокая прочность гетерополианионов кремневольфрамовой кислоты ненасыщенного ряда, их устойчивость в щелочных средах заставляет обратить внимание на эти соединения как на одну из форм, в виде которой вольфрам может существовать в гидротермальных растворах… В еще 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 (см. табл. 12), в 22 раза для вольфрама и в 70 раз для мышьяка превышающие кларковые в этом типе пород. В такой же (сорбированной) форме, по-видимому, накапливался вольфрам в углеродисто-кремнисто-карбонатных осадках нижнекокпатасской подсвиты в Букантау (см. табл. 12) и силурийских кремнисто-терригенно-карбонатных породах в Каратюбинском рудном узле Нуратау. Прямую корреляцию содержаний вольфрама и мышьяка в породах карашахской и кокпатасской свит Букантау выявили В.Д.Гордон, Е.К.Дерюгин, С.И.Ильин, М.И.Ильин. Показательно распределение вольфрама и молибдена в породах Северного Кавказа (Студенникова и др., 1964). В большинстве интрузивных пород этого региона вольфрам содержится в близких к кларковому количествах. Среди осадочных образований девонской, карбоновой, юрской, меловой, палеогеновой и неогеновой систем повышенным содержанием вольфрама отличаются карбонатные породы, битуминозные их разности, в особенности. В битуминозных известняках девонской и карбоновой систем вольфрама 15-25 г/т, т. е. на порядок больше кларка.

Особое значение приобретают результаты рассмотрения С.А.Коренбаумом (1970, с. 107, 123) физико-химических обстановок кристаллизации шеелита и вольфрамитов, хотя расчеты сделаны для гидротермальных растворов. «Образованию шеелита благоприятствуют …понижение концентрации углекислоты, повышение кислотности, уменьшение температуры… Полимеризация соединений вольфрама в растворе несколько уменьшает возможности кристаллизации шеелита при низких температурах… Повышение концентраций сероводорода, углекислоты, фтора препятствует кристаллизации вольфрамитов…».

Эти обобщения характеризуют природу обогащенности одних толщ золотом, других – вольфрамом. Золотом, мышьяком, серой наиболее насыщены черносланцевые толщи, терригенный и вулканогенный осадочный материал для которых накапливался в удаленных от побережья «застойных» зонах водоема с интенсивной жизнедеятельностью сульфатредуцирующих микроорганизмов. Главными продуктами деятельности таких микроорганизмов являются сероводород и углекислота, 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 – карбонатно-кремнистые пачки. Микроконкреционные выделения пирита в карбонатных породах, микрокварцитах и кремнистых сланцах Центральных Кызылкумов наблюдаются в значительно меньших количествах. Это связано с малой интенсивностью (или отсутствием) сульфатредукции в донных илах с низкими содержаниями реакционноспособного железа. Низкими концентрациями сероводорода и углекислоты в воде осадка облегчался переход вольфрама из воды в осадок, но эта же особенность накопления карбонатных и кремнистых илов затрудняло переход в твердую фазу для золота.

В геологической литературе имеется много примеров обогащения вольфрамом бурых каменных углей. Д.Ф.Королев и М.М.Дербаремдикер (1966) приводят конкретные данные по одному из таких месторождений, показывающие практически функциональную связь высоких содержаний вольфрама и молибдена с количеством органического углерода. Нельзя не согласиться с их примечанием, что «…сами по себе высокие содержания органического углерода не всегда обусловливают накопление вольфрама и молибдена». Такое накопление может произойти только при наличии металлов в среде торфообразования. И оно должно быть обусловлено их растворенными формами, о чем свидетельствуют корреляционные связи молибдена и вольфрама с органическим веществом в углях (прямая) и их зольностью (обратная)». Обстоятельный анализ условий накопления микроэлементов в осадках Черного моря привел Н.М.Страхова к выводу об их предпочтительном накоплении в наиболее тонкозернистых пелитовых осадках удаленных от берега частей водоема путем сорбции растворенных в воде форм металлов коллоидами. «Решающая роль именно гранулометрии, а не терригенной минералогии, так отчетливо выступающая в Черном море, благодаря его всесторонней изученности, не является его специфической особенностью, но демонстрирует общий закон распределения микроэлементов в осадках водоемов» (Страхов, 1976, с. 270). В.Д.Отрощенко указывает на накопление вольфрама в водах озер Средней Азии только при развитии на площадях их водного питания вольфрамсодержащей минерализации. С.Р.Крайнов (1966) считает, что сорбционный переход вольфрама из воды щелочных озер Средней Азии осуществляется совместно с гелеобразными карбонатами и сульфатами кальция, обладающими в таком состоянии значительной сорбционной емкостью. Этот механизм вновь подчеркивает значение концентраций углекислоты в переводе анионных комплексов вольфрама из воды в осадок.

Ванадием в Центральных Кызылкумах обогащены интенсивно метаморфизованные углеродсодержащие вулканогенные и терригенные метаморфические породы протерозойской ауминзинской свиты. В них широко развита урановандиевая минерализация со спорадически повышенными концентрациями молибдена.

Седиментогенная обогащенность золотом черносланцевых, а вольфрамом терригенно-карбонатно-кремнистых толщ подтверждена, таким образом, широким распространением в породах их осадочно-диагенетических минеральных форм. Это самородное золото, пирит, карбонаты, углеродистое вещество, в частности. Биоорганическое углеродистое вещество играло основополагающую роль в накоплении золота. В отсутствии кислорода сульфатредуцирующие бактерии использовали органику осадков для получения энергии и увеличения своей биомассы. Продукты их жизнедеятельности дали начало широко распространенным диагенетическим выделениям пирита и карбоната, а косвенно и самородного золота, переходившего в осадок, в основном, путем сорбции коллоидами сульфидов, карбонатов, органического вещества. Становятся более понятными противоречивые результаты корреляционного анализа в исследованиях геохимии черносланцевых толщ. В конечном итоге золото количественно будет коррелировать не с наблюдаемым остаточным углеродистым веществом, а с его диагенетически уничтоженной частью. Ясно, однако, и то, что углеродистого вещества в породе осталось тем больше, чем больше его было в осадке. И все это имеет значение только в тех случаях, когда бассейн седиментации длительно подпитывался не только органикой, но и золотом и другими металлами. Длительность обогащения осадков застойных зон морского бассейна некоторыми металлами обеспечивалась реакциями их растворенных форм (в основном это хлориды) с сероводородом. Средние концентрации ртути, серебра, меди, висмута, свинца, кадмия, цинка (Ведеполь, 1964) и золота (Пещевицкий, 1965) в нормальной морской воде (pH = 7; T = 25°) на порядки превышают насыщающую растворимость их же сульфидов. В накоплении вольфрама в осадках основная роль принадлежит сорбци-

онным явлениям, однако биоорганическое углеродистое вещество играет немалую роль, определяя (через продукты сульфатредукции) условия перехода металла из воды в осадок. Подтверждает сорбцию вольфрама коллоидами присутствие его в пирите макроконкреций из вольфрамоносных толщ.

Обобщение геохимических особенностей ордовикских углеродсодержащих отложений Средней Азии (их представители – большинство из упомянутых в этой главе черносланцевых толщ) показало, что содержания U, Th, As, Au, Ag, W, V, Zn, Sn, Cu в них выше кларковых (Лузановский и др., 1990, с. 53). Подводя итоги обсуждению геохимической специализации черносланцевых толщ, необходимо подчеркнуть, что повышенные содержания Au, W, V, Cu, S, As, Se, углеродистого вещества сформированы еще при накоплении протоосадков и раннем их диагенезе. **Способность элементов менять свою валентность в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала минерагенических систем играла доминирующую роль в их миграции с рассеянием или концентрированием.** Многие из этих элементов представлены в породах собственными седиментогенными минералами. В условиях полной высадки сносимого с континента серебра хлоридами еще у береговой линии морского бассейна и дефицита в осадках реакционноспособного железа сульфатредукция приводит к появлению высокопробного самородного золота, микронные конкреции которого были выявлены в углеродисто-кремнистых сланцах на месторождении Чоре. Пирокластическая и геотермальная деятельность вулканов создает особо благоприятные условия для накопления в осадках биоорганического вещества и высокой продуктивности биологической сульфатредукции. В условиях сероводородного заражения морской воды, омывающей осадок, в приповерхностных его слоях образуются нерастворимые сульфиды железа и других металлов. Насыщающая растворимость сульфидных соединений золота на два-три порядка ниже, чем его хлоридных и хлоридно-кислородных комплексов. По этой причине осадки застойных зон морского бассейна могут обогащаться благородным металлом вплоть до создания концентраций, обеспечивающих рентабельное извлечение современными технологиями. В тонкообломочных осадочных породах черносланцевых толщ основное количество золота химически или сорбционно связано с осадочно-диагенетическим пиритом и биоорганическим углеродистым веществом. Это основная причина резкого снижения возможностей в обогащении руд и извлечении металла.

Геохимические и минералогические особенности пород древних черносланцевых толщ отражают специфику накопления и литификации протоосадков при активном взаимодействии проявлений вулканизма и биохимических процессов. Морская вода, пирокластика, углеродистое вещество, сульфиды, карбонаты, глинистые минералы и хлориты активно реагируют на изменения окислительно-восстановительных параметров, температуры и давления в минерагенических системах. **В зависимости от физико-химических параметров минерагенических систем седиментогенеза золото в осадке накапливается в двух принципиально отличающихся состояниях – самородном или химически связанном с серой, мышьяком, селеном, органическим углеродистым веществом.** В большинство металлоорганических соединений золото входит совместно с мышьяком, азотом, фосфором. При перерождении осадочных пород в земной коре те же минеральные компоненты пород и не менее активно реагируют на изменения физических параметров состояния, автономно «управляя» химическими параметрами метаморфогенно-метасоматического минерагенеза. Эти аспекты рудоносности черносланцевых толщ обсуждаются в следующей главе.

ГЛАВА V. МЕТАМОРФИЗМ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ГИПОГЕННОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

«Уберите метасоматизм,
и от метаморфизма мало что останется».
В.Линдгрен, 1925

Сопоставление золоторудных полей Западного Узбекистана по широкому кругу вопросов минерагении черносланцевых формаций привело к утверждению рудопродуцирующей роли гипогенных метапреобразований пород черносланцевых толщ (Проценко, 1975-1992), ранее обычно описывавшихся в качестве околорудных или околожильных изменений при гидротермальном минералообразовании в глубинах земной коры. В предыдущих главах обсуждены условия формирования морских осадочных пород с повышенными содержаниями тяжелых металлов и серы. Проследить трансформации седиментогенных минеральных образований в гипогенных условиях – задача настоящей главы.

Опережая детальную фактографию, подчеркнем принципиально однотипное развитие метаморфогенного преобразования осадочных пород в условиях прогрессивного регионального и контактового метаморфизма. В той и другой обстановке проявлена двойственность хронологии метаморфизма пород в термоградиентных полях. С раннепалеозойским региональным динамотермальным метаморфизмом пород бесапанской черносланцевой толщи синхронизировано возникновение важнейших продуктивных минеральных комплексов золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций на Мурунтауском рудном поле (Проценко, 2008_1, 2009, и далее в этой и следующей главах). На периферии рудного поля в условиях хлорит-серицитового перерождения алюмосиликатного матрикса пород осадочно-диагенетические микро- и макроконкреции пирита еще не полностью преобразованы в кристалловкрапленность. В промежуточной зоне при первых же признаках проявления метабиотитизации алюмосиликатного базиса пород метавкрапленные сульфиды начинают замещаться пирротином. В центре (крупнообъемные рудные тела месторождения Мурунтау) заканчиваются преобразования хлорит-биотитовой субфации зеленых сланцев, начинаются минерально-химические преобразования, характерные для амфиболитовой фации (метакалишпатизация алюмосиликатного матрикса с появлением незначительных количеств граната, интенсивная, часто полная, термохимическая деструкция углеродистого вещества и всех сульфидов без образования, однако, существенных скоплений окислов железа). Именно в рудных телах Мурунтау выявлены структурно-текстурно-минералогические признаки последовательного их формирования. Такие же пространственно-временные соотношения характерны парагенезисам контактового метаморфизма вмещающих пород около интрузий гранитоидов, где низкотемпературные метасоматиты, содержащие серицит и хлорит, развиваются во внешней зоне, биотитизация хлорит-серицитовой составляющей и пирротинизация пирита в промежуточной зоне ороговикования, 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.

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 приведет описанное в главе II то-

рошение океанической литосферы с надвигами и поддвигами ее блоков друг на (под) друга и формированием сложнопостроенных складчатых и разрывных (сколовых, в частности) структур по их границам. Очень действенным механизмом вовлечения крупных блоков океанической и континентальной коры на необходимую для развития метаморфизма глубину представляется их погружение в структурах сейсмофокальных зон, активированное вулканизмом, «освобождающим» для этого необходимое пространство. При плавлении блоков океанической коры, верхний слой которой может быть существенно обогащен сульфидами, «ювенильные» газы обогатятся сероводородом, сернистым газом, арсином. 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. Этим обусловлено обилие фотоиллюстраций, характеризующих последовательность минерагенических событий и других вопросов рудогенеза в черносланцевых толщах, обсуждаемых в работах автора.

К обсуждению хронологии рудопродуктивного минерагенеза на рудных полях Центральных Кызылкумов автор вынужден обратиться вновь, так как, наряду с констатацией додевонского (додайкового) происхождения шеелит-золото-хлорит-(актинолит)-калишпат-кварцевой штокверковой минерализации в рудных телах Мурунтау, в ряде работ последних лет продолжаются ссылки на данные радиоизотопного определения абсолютного возраста руд, метасоматитов, дайковых пород и гранитоидов, характерные для позднегерцинского времени. Детально «парадоксы» радиоизотопного датирования минерагенических событий обсуждены ранее (Проценко, 2009). Здесь приведем лишь основные причины сомнений в корректности радиоизотопного датирования по соотношениям изотопов рубидия и стронция – элементов разновалентных, резко отличающихся характером взаимосвязей с углекислотой и сульфатным комплексом, как в процессах седиментогенеза, так и при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях осадочных пород. Стронций переводится ими в твердую фазу в виде труднорастворимых стронцианита ($SrCO_3$), целестина ($SrSO_4$) и других вполне вероятных, но более сложных фосфатных, фосфатно-сульфатных, редкоземельно-фосфатных и силикатных минералов. Последние упомянуты здесь преднамеренно из-за связей стронция с биогенно активными элементами – C, P, S, Si. А.Е.Ферсман в «Занимательной геохимии», популярно описав использование радиоляриями (акантариями) целестина для построения своего скелета, отметил их роль в формировании скоплений стронция в осадочных породах. С.И.Венецкий (1980, с. 32) к этому добавляет: «…Не только радиолярии, но и другие морские организмы неравнодушны к стронцию: ученые находили спиральные раковины давно вымерших моллюсков, состоящие из целестина. Некоторые из них достигали внушительных размеров – до 40 сантиметров в поперечнике». Карбонатные соли рубидия растворяются в воде и активно используются для катализа реакций синтеза нефти, метанола, высших спиртов, а также стирола и бутадиена – исходных веществ для производства синтетического каучука. (Венецкий, 1980, с. 22). Но именно высокая растворимость солей рубидия делает его непригодным для построения скелетов морских организмов, хотя следы элемента присутствует в морских водорослях. Эти отступления сделаны, чтобы показать совершенно разное поведение стронция и рубидия в природных процессах (геологических, в частности). Рубидий и стронций изменяют содержания в породах пестробесапанской толщи Мурунтау в обратной пропорции (см. табл. 8). Эта тенденция может быть связана как с условиями седиментогенеза протоосадков, так и метаморфизма пород.

Детальные исследования (Hart, 1963) пород фундамента в Колорадо около крупного интрузива гранитов показали, что возраст присутствующего в них биотита по отношениям K/Ar и Rb/Sr устойчиво возрастает по мере удаления от контакта и становится стабильным (1200-1300 млн. лет) лишь на расстоянии более 3 км от интрузива.

Здесь видится явное указание на «омоложение» возраста пород при термальном метаморфизме. «Изменение величин абсолютного возраста вмещающих пород при контактовом метаморфизме прослеживается в пределах большой площади, тогда как петрографические, минералогические и структурные изменения в экзоконтактной зоне штока Элдора, явно связанные с термальным метаморфизмом, устанавливаются на расстоянии не более 10 футов (3 м) от контакта интрузива. Исключением является лишь переход калиевого полевого шпата из триклинной в моноклинную форму, проявляющийся в пределах полосы шириной до 1000 футов (300 м)…» (Мурбат, 1967, с. 254).

Изотопные системы метаморфогенно-метасоматических новообразований формируются в преобразуемых породах и не могут не наследовать имевшиеся в них количественные соотношения, определяющие возраст, изотопов. Чтобы важнейшие рудопродуктивные новообразования Мурунтау стали почти вдвое моложе пород рудолокализующей толщи, необходима либо весьма нелогичная полная замена изотопной системы субстрата новой (формирующейся при активном взаимодействии с этим же субстратом), либо непропорциональная миграция рубидия и стронция из минералообразующей системы или в ее пределах. О непропорциональности миграции щелочных металлов можно судить по их содержанию в породах, вскрытых глубокими скважинами МС-1, 2 и 3 на восточном фланге Мурунтауского рудного поля и систематически проанализированных фотометрией пламени в лаборатории ИМГРЭ (см. Проценко, 2009). 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 осветленными коричневато-серыми, светло-коричневыми, розовыми и розово-желтыми метаалевролитами, более насыщенными конформными и секущими прожилками кварца. Подобные осветленные разности пород в монографии «Мурунтау» названы площадными полевошпат-кварцевыми метасоматитами. Интервал отчетливо выделился понижением содержания рубидия (на 10-50%) и сильно возросшей дисперсией его распределения, повышенным количеством достаточно равномерно распределенной окиси натрия, тогда как в относительно равномерном распределении окиси калия по всему разрезу МС-2 четко выраженных тенденций не проявлено. Разрез скважины МС-1 характеризуется однотонностью серой (до темно-серой) окраски метаалевролитов и сланцев и может быть эталоном равномерности (первоначального?) распределения всех щелочных металлов. Более интенсивный вынос рубидия понятен в связи с высокими химической активностью этого металла и растворимостью его соединений, уступающего в этом отношении только цезию. Одновалентный рубидий своих собственных минералов не имеет и концентрируется в наибольших количествах в слюдах и калиевых полевых шпатах. Общей тенденцией в поведении редких щелочных металлов при высокотемпературных метаморфических преобразованиях осадочных пород (амфиболитовая фация) с исчезновением слюд становится их частичный вынос из систем минералообразования (Солодов и др., 1980, с. 113). Приведенное выше сравнение измененных и «неизмененных» пород в разрезах скважин МС-1 и МС-2 дополняет этот вывод диспропорционированием щелочных металлов при метасоматических преобразованиях с явным выносом в повышенных количествах наиболее щелочного из них Rb. В этих же условиях стронций фиксируется на месте углекислотой, возникающей при окислении углеродистого вещества именно при калишпатизации рудолокализующих пород. Если рубидий выносится предпочтительнее стронция, то «омоложение» радиоизотопного возраста неизбежно.

Апоосадочное минералообразование в вулканогенно- и терригенно-осадочных толщах начинается после накопления и литификации их протоосадков, т. е. по завершению формирования осадочных пород. Такое, казалось бы, весьма простое разграничение двух обширных групп явлений в породообразовании (рождении и пе-

рерождении) остается проблематичным из-за неопределенности признаков перехода от литогенеза к метаморфизму. Противоречивость выводов по наблюдению этих признаков в древних неоднократно метаморфизованных осадочных толщах объективно обусловлена дуализмом хронологии одних и тех же минерагенических событий в зависимости от пространственных координат развития процесса (Проценко, 2010). Вполне значим и субъективизм в восприятии и интерпретации фактов рудопродуктивного минералообразования. В немалой степени он связан с бытующими представлениями о изохимическом развитии регионального метаморфизм, несмотря на допущение вполне подвижного поведения воды и углекислоты. Тем самым поставлена своеобразная преграда на пути теоретических обоснований связи многих месторождений с метаморфизмом металлоносных осадочных пород. Не случайными представляются попытки увязать (в обход указанной преграды) сам метаморфизм пород, вмещающих рудные объекты, с потоками глубинных гидротерм (Буряк, 1983; Гаврилов и др., 2008). В сериях статей и монографий (Проценко, 1976-2011), как и в главе IV настоящей работы, показано первое появление пирита в породах черносланцевых толщ в виде микро- и макроконкреций, конкреционных линз и слоев еще на стадии раннего диагенеза протоосадков. Такие образования пирита широко распространены в самых верхних слоях рыхлых осадков современных морей и океанов (Волков и др.,1960, 1976; Дегенс, 1967; Кизильштейн, 1970, 1975; Македонов и др., 1977). Но вот как обосновывается синметаморфическое происхождение самого раннего пирита в рудах и рудовмещающих породах месторождения Сухой Лог в 2006 г. «Первая генерация мелковкрапленного пирита (пирит I) начала кристаллизоваться после появления сидеритовых порфиробластов, о чем свидетельствует тот факт, что некоторые пириты окружали существующие кристаллы сидерита… Высокая пробность золота в пиритах первой генерации означает, что металл должен был находиться в рассеянной форме в матриксе черных сланцев с начала кристаллизации пирита… Эта фаза развития пирита I была, таким образом, синметаморфической…» (Вуд и др., 2006, с. 331). Генетическую аналогию описанных выделений пирита I и сидерита месторождения Сухой Лог с полиминеральными микроконкрециями месторождений Даугызтау и Кокпатас показывает сравнение их морфологии (см. рис. 39, 40, 42). К сожалению, подобные же макроконкреции и конкреционные слойки, распространенные в рудолокализующих породах, чаще всего описывались как гнезда и прожилки, связанные с гипогенным минерагенезом. Автор на личном опыте убедился, что совсем непросто отказаться от стереотипного восприятия геологических фактов, нужна еще при этом замена укоренившейся описательной терминологии. Сложно не употребить термин «прожилок» при виде тонкого линзовидного слойка пирита в углеродисто-кремнисто-слюдистых сланцах и сланцеватых метаалевролитах, сложно не говорить о «пиритизации» этих пород при наличии комковидных конкреций и глобулярных (фрамбоидальных) микроконкреций пирита. Для обоснования их принадлежности породе в качестве изначальной составной части необходимы знания особенностей диагенеза осадков в анаэробных обстановках седиментации и детальные исследования не только руд, но и рудовмещающих пород на удалении от рудных тел.

«…В осадке немедленно после фиксации частиц на дне начинается серия процессов уравновешивания, приспособления реакционноспособных частиц друг к другу, …что мы и называем диагенезом осадка или превращением его в породу… Только что сформированная осадочная порода переносится движениями земной коры на все более значительные глубины, во все более резко изменяющиеся термодинамические условия… В катагенезе основной реакцией осадочных пород на изменение термодинамических условий является уплотнение пород, их литификация… В то же время их минералогический состав, текстуры и частично структуры… остаются еще вполне типичными для осадочных пород… Основным процессом раннего метаморфизма осадочных пород является их минералогическое преобразование и сопровож-

дающая его переработка структур и текстур… Глинистые минералы, в катагенезе затронутые слабо, в стадии раннего метаморфизма постепенно разрушаются, теряя межслоевую воду…» (Страхов, 1960, т. 1, с. 79-84). Подчеркнем, что в диагенезе и катагенезе глинистые минералы и хлориты теряют только межслоевую воду. Термодинамическая обстановка катагенеза характеризуется, по Н.М.Страхову, ростом давления до 800-900 атм (глубина погружения 3 – 4 км) и температуры до 90-100°С. Эти термодинамические параметры завершения катагенетических преобразований, начала неустойчивости каолинита, глидрослюд, малоглиноземистых хлоритов и замещения их октаэдрическими гидрослюдами и серицитом приняты за исходные для апоосадочного (метагенетического) минералообразования, приведшего к перерождению осадочных пород в метаморфические с качественным изменением их минерального состава и перераспределением большинства элементов в микро- и макрообъемах черносланцевых толщ.

Особый интерес для понимания природы метаморфизма морских осадочных образований имеют особенности пропилитизации их вулканогенных разностей. В главе II приведены примеры широчайшего распространения цеолитов в разрезе осадочного слоя океанической литосферы. В большинстве опубликованных работ наличие в осадочном слое океанической литосферы цеолитов, альбита, монтмориллонита, опала, палыгорскита, сапонита связывается с воздействием поствулканических гидротерм. «Преобразование глобулярной брекчии (*вероятно, это тефроид;* В.Ф.П.) гиалобазальта с вершины подводной вулканической горы из Южной котловины Тихого океана почти нацело в диоктаэдрический смектит произошло, по-видимому, в результате поствулканической гидротермальной переработки. Отчасти раскристаллизация стекла могла быть вызвана и проникновением в породу нагретой морской воды. Смектит из микропор и с поверхности имеет морфологию кружевных глобуль… Остается думать, что исходным веществом для аутигенного минералообразования служат дисперсные продукты вулканизма… Главной чертой направленности изменения этих пород… является формирование при 150-450°С монтмориллонитов… Три- и диоктаэдрические монтмориллониты образуются по основным и средним составам стекол, диоктаэдрический монтмориллонит формируется по кислым. При температуре 450°С монтмориллониты сменяются соответственно тальком, хлорит-монтмориллонитом и хлоритом, а также слюда-монтмориллонитом…» (Курносов и др., 1980, с. 28). Для обсуждаемых в настоящей работе проблем рудогенеза в черносланцевых толщах очень важна общая особенность аутигенного минералообразования в толщах пирокластических осадков. Она отражена новообразованиями цеолитов, монтмориллонитов и глинистых минералов, сорбирующих многие вещества, в т. ч. щелочные, щелочноземельные и тяжелые металлы. В главе II показана возможность возникновения автономных геотермальных систем минерагенеза и без прямого воздействия поствулканических гидротерм. Гидратационные изменения вулканических стекол, полевых шпатов, слюд, амфиболов пироксенов, оливинов сопровождаются выделением тепла, обеспечивающим длительную конвекцию морской воды в слабо консолидированных осадках. В десорбции (при изменении Р-Т условий) и кислотном выщелачивании металлов из осадочного материала при диагенетической литификации и на начальных стадиях метаморфического перерождения главную роль играет хлор, получающий такую возможность при связывании растворенных форм натрия, кальция, магния, железа, обеспечивающих электролитическую нейтральность морской воды.

Л.Н.Овчинниковым, А.М.Мосаловичем (1981) намечен ряд важных для понимания гипогенного минерагенеза температур, при которых вода и водные растворы существенно изменяют свои свойства: 165°С (минимум растворимости CO_2, потеря гётитом воды с превращением в гематит) и 340°С (максимум растворимости кварца и аморфного кремнезема, переход каолинита в пирофиллит). Особое значение в

гипогенном минералообразовании имеет термодинамическая граница, отмечаемая критическими для воды температурой (около 374°С) и давлением (217,7 атм). Ею, по существу, разграничивается минералообразование в условиях хлорит-серицитовой (докритические Т и Р в открытых системах) и хлорит-биотитовой (надкритические Т и Р) субфаций зеленосланцевого метапреобразования пород. Выше этой температуры не могут длительно существовать минералы с молекулярной межслоевой водой в структуре минералов, происходит перерождение пирита в пирротин (Проценко, 1983, 1984), начинается разложение доломита с образованием кальцита и периклаза (Goldsmith,. 1959). На глубинах более 3 км в температурном интервале 200-500°С в минерагенических системах, открытых для конвекции морской воды, оливины, пироксены, амфиболы основных и ультраосновных пород океанической коры активно серпентинизируются с высвобождением тепла и ростом объема твердой фазы (Проценко, 2011). В полузакрытых системах (понимая их как системы с затрудненным обменом веществом с окружающей средой) те же минералы способны сохраняться и при более высоких температурах, но не выше 600°С. По достижении этой температуры углеродистое вещество и сульфиды в осадочных породах окисляются кислородом воды, а серпентин «…в гидротермальной обстановке… разлагается на форстерит, тальк и пар…» (Дир и др., 1966, т. 3, с. 213).

Замещение глинистых минералов (каолинит, галлуазит, гидрослюды, монтмориллонит и др.) серицитом и хлоритом является одной из первых реакций перерождения осадочных пород в метаморфические. При ее осуществлении высвобождается большое количество молекулярной воды (до 10% от массы исходного каолинита, табл. 18),

Таблица 18

Средние содержания воды, кремнекислоты и глинозема в важнейших породо- и метасоматитообразующих минералах, масс.%

Компонент	Минерал							
	монтмориллонит	хлорит	глинистый	иллит	серицит (мусковит)	биотит метапород	актинолит	калиевый полевой шпат
$H_2O^{+105^0C}$	9,42	11,31	13,87	6,40	4,42	3,76	2,12	0,37
SiO_2	47,22	26,78	45,78	45,41	45,94	36,23	52,39	64,80
Al_2O_3	14,75	20,52	39,00	31,15	34,29	18,65	2,04	18,71
Количество анализов	12	7	8	12	11	10	10	20

Примечание. Среднее вычислено по конкретным анализам (Дир и др., 1965-1966).

кремнекислоты (до 20% от массы монтмориллонита при замещении его хлоритом). Металлы, сорбированные тонкодисперсными глинистыми минералами, монтмориллонитом переводятся в твердую фазу при наличии сероводорода или в соединении с хлором переходят в раствор. Во всем температурном диапазоне стабильности глинистых минералов устойчивы также пирит и карбонаты. Верхний предел термической устойчивости для каолинита (405°С, по экспериментам при разных давлениях; Дир и др., 1966, т. 3, с. 242; Лебедев и др., 1968; Жариков и др., 1968) лишь немного выше критической для воды. «При нагревании большая 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)… В лабораторных условиях при обработке растворами $MgCl_2$ и $NH_4(OH)$ из монтмориллонита было получено хлоритоподобное вещество…» (Дир и др., 1966, т. 3, с. 277, 279). Это обстоятельство определило минеральный состав и структурно-текстурные особенности золотосульфидных прожилково-вкрапленных руд на месторождениях, где вмещающие породы претерпели метаморфизм в условиях пропилитизации и низкотемпературной (хлорит-серицитовой) субфации зеленых сланцев.

Субравновесность новообразований и матрикса осадочных пород в термодинамических условиях низших ступеней зеленосланцевой фации объясняет сохранение основных особенностей распределения углеродистого вещества, сульфидов, карбонатов, кремнистого вещества в сланцах и сланцеватых метаалевролитах бесапанской, карашахской, урусайской, устунгской, марджанбулакской толщ. Такие условия соответствуют региональной пропилитизации терригенно-вулканогенных осадочных пород. В наиболее полном и сохраненном виде все характерные черты пропилитизации метатуфоалевролитов, игнимбритов и угеродисто-полевошпат-хлорит-слюдистых сланцев проявлены на месторождении Амантайтау. Серицит-альбит-кварцевое перерождение полевых шпатов, хлоритизация темноцветных минералов с высвобождением титана и образованием рутила здесь сопровождались формированием мелкопрожилковых и гнездовых новообразований кварца, слабой перекристаллизацией пирита, появлением незначительного количества арсенопирита. Существенного перераспределения золота в этих условиях не происходило. На месторождениях золото-сульфидной рудной формации (Даугызтау, Кокпатас, Чоре, Марджанбулак) прослежено перерождение осадочно-диагенетических форм пирита в метавкрапленный. Оно начато самоогранкой простых и сложных микроконкреций (см. рис. 39 $_{3,7}$), продолжено ростом полизональных метакристаллов (рис. 43). Агрегация микроконкреций завершилась распадом мелких линз и слойков на «цепочки» метакристаллов (рис. 44). Макроконкреции тонкозернистого пирита перекристаллизованы в зернистый агрегат. Преобладание во вкрапленных рудах Даугызтауского рудного поля пентагондодекаэдрических кристаллов пирита (над относительно редкими кубическими) связано с их

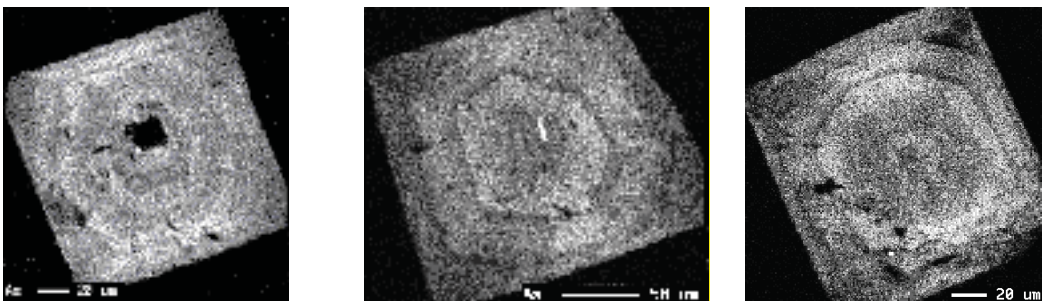


Рис. 43. Полизональное строение метакристаллов пирита в рудах Даугызтау. Светлые участки обогащены As. Технологическая проба. Снимки в отраженных электронах; микрозонд Jeol JXA-8800R/RL; ИГиГ АН РУз. (Ким, 2010).

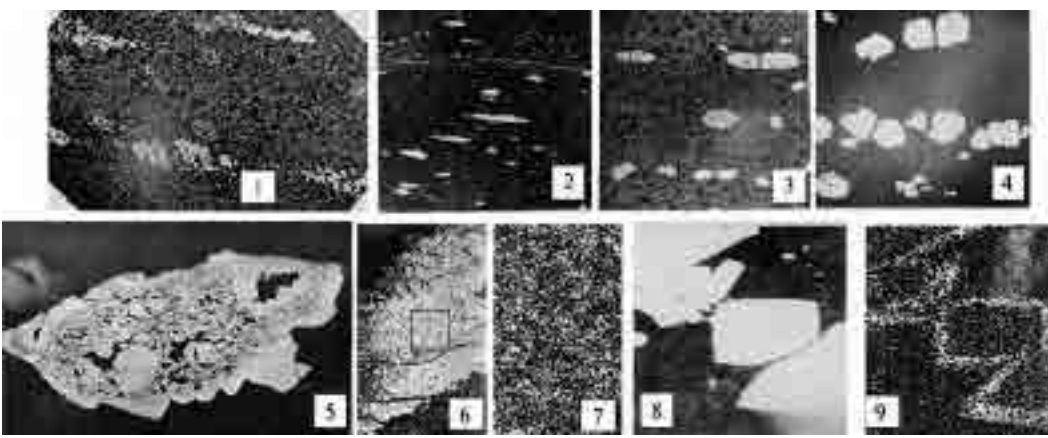


Рис. 44. Агрегация скоплений глобулей в линзы сливного пирита, катаклаз линз и образование цепочек метакристаллов (1-5) при метапреобразованиях в условиях хлорит-серицитовой субфации. Равномерное распределение мышьяка в пирите макроконкреций (6, 7) и зональное в метакристаллах (8, 9). Даугызтау, полир. шлифы, ×40. Растровые картины распределения мышьяка (7, 9).

ростом вокруг «округлых центров», представленных глобулями или их скоплениями (рис. 45). М.А.Ким (2010) показано (см. рис. 43, 44) преобразование пентагондодекаэдрических метакристаллов пирита в кубические по мере их роста. Подобные же явления характерны колчеданным месторождениям Урала (Заварицкий, 1943). Одиночность метакристаллов при любой насыщенности ими вкрапленных руд Даугызтау свидетельствует о росте их за счет собирательной перекристаллизации рассеянных микроконкреций при ограниченной миграции вещества. Это вполне согласуется с крайне слабым развитием в рудах жильных и прожилковых новообразований кварца, за исключением нередко наблюдающихся его келифитовых каемок вокруг метакристаллов пирита и арсенопирита. На связь метакристаллов и сегрегаций сульфидов с метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями указывают их синхронность с пластическими деформациями пород (рис. 46) и парагенезис пирита и арсенопирита с хлоритом и серицитом, а пирротина с хлоритом, биотитом, актинолитом.

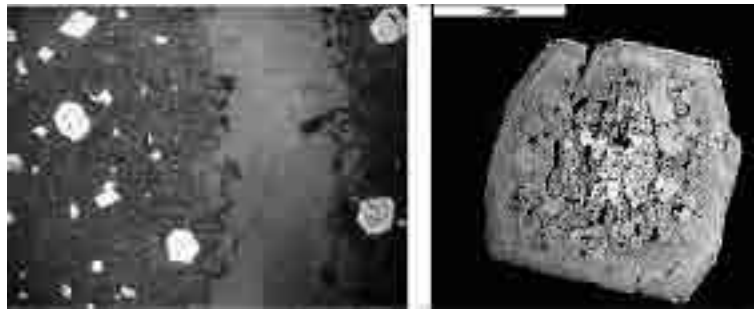


Рис. 45. Типичный облик сечений пирита и арсенопирита в промышленных рудах Даугызтау. Слева – пентагондодекаэдры с глобулями в ядре; полир. шлиф, ×20 (Проценко, 2008). Справа – зональный рост метакристалла вокруг перекристаллизованного скопления глобулей; снимок в отраженных электронах на микрозонде Jeol JXA-8800R/RL, ИГиГ АН РУз. (Ким, 2010).

В соответствии с динамикой прогрева пород черносланцевых толщ Центральных Кзылкумов метабиотитизация алюмосиликатной составляющей развивается позднее ее же метасерицитизации. Это отчетливо фиксируется приуроченностью новообразований биотита в полевошпат-кварц-хлорит-серицитовых сланцах к структурам кливажа повторного рассланцевания, рассекающих метакристаллы пирита и арсенопирита и наличием оторочек темной слюды вокруг прожилков кварца, секущих послойные прожилки кварца без оторочек (см. рис. 56 и 63). На глубинах 600-4000 м в полевошпат-кварц-биотитовых кристаллических сланцах Мурунтауского рудного поля пирротин становится практически единственным сульфидом (рис. 47$_{5, 6, 9, 10}$). Высокотемпературная пирротинизация в условиях хлорит-биотитовой субфации метаморфизма сопровождается интенсивной термохимической коррозией зерен пирита и арсенопирита, иногда с появлением самородного золота (рис. 48). Не менее интенсивная коррозия пирита наблюдалась в катаклазитах и метакристаллах колчеданных и метавкрапленных руд на месторождении

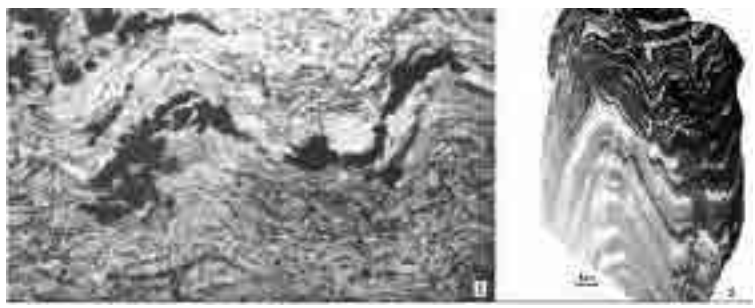


Рис. 46. Метаагрегация сульфидов в структуры синметаморфических микроскладок. 1 – пирит (черное) в углеродисто-карбонат-кремнисто-серицитовых сланцах (хлорит-серицитовая субфация); месторождение Кокпатас, скв. 5004, 136,0 м; прозр. шл.; ×100. 2 – пирротин (светлое) в углеродисто-полевошпат-кварц-биотитовых сланцах (хлорит-биотитовая субфация); тасказганская свита; Ауминзатау, месторождение Рудное, отвал шахты; полир. штуф в отблеске.

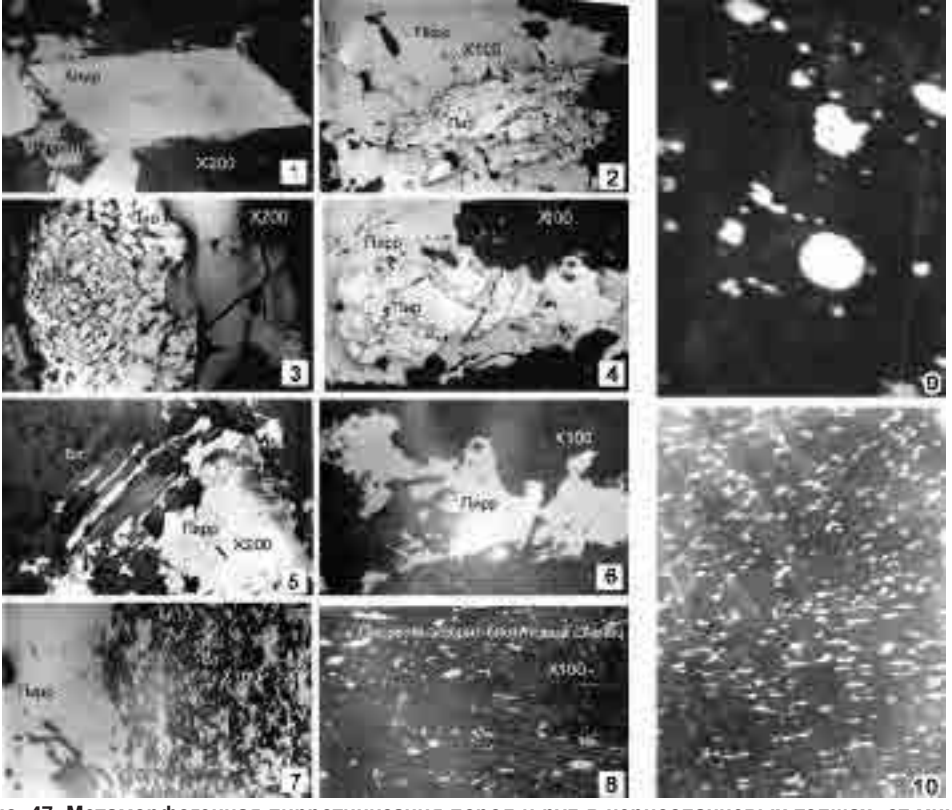


Рис. 47. Метаморфогенная пирротинизация пород и руд в черносланцевых толщах: от микрозарождений пирротина в метакристаллах пирита и арсенопирита (1) через интенсивную коррозию (2-4) до полного их замещения (6-8). В углеродисто-хлорит-биотитовых сланцах (5, 7, 8) пирротин тесно срастается с биотитом, подчиняясь сланцеватости и микроскладчатости породы. 9, 10 – пирротин, псевдоморфный по глобулярному пириту. Полир. (1-6, 8-10), прозр. (7) шлифы. Керн скважин МС-2 (1321-1701,4 м) и СГ-10. Апир – арсенопирит, Бт – биотит, Пир – пирит, Пирр – пирротин.

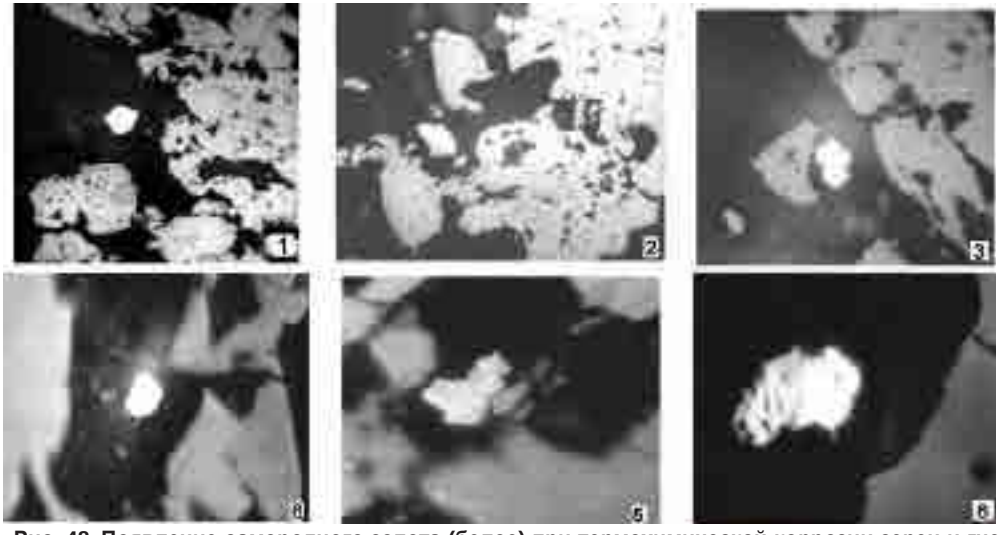


Рис. 48. Появление самородного золота (белое) при термохимической коррозии зерен и гнезд сульфидов в зонах ороговикования черносланцевых пород и руд около интрузивных тел. 1-3 – золото в углеродисто-сульфидно-биотит-серицитовых роговиках с абсолютным алломорфизмом зерен пирита и арсенопирита около дайки сиенодиоритового порфирита; Кокпатасское рудное поле, участок Южный, скв. 3043, 2104,7 м, полир. шл, иммерсия, ×1000. 4, 5 – золото и 6 – кюстелит в пирротин-альбит-кварц-пироксеновых роговиках экзоконтакта гранитоидного тела на месторождении Саутбай; скв. 4, 284,5 м, полир. шл., иммерсия, ×2000.

Амантайтау в пределах зон альбитизации (рис. 49). Здесь иногда удавалось видеть зерна самородного золота в замещенных альбитом и кварцем зонах полифутляровидных кристаллов пирита, образованных преимущественным растворением зон, обогащенных примесями. Формирование коррозионно-сетчатых структур в метакристаллах и агрегатах пирита и арсенопирита – одно из проявлений высокой агрессивности «растворов» при метакалишпатизации пород и вкрапленных руд на

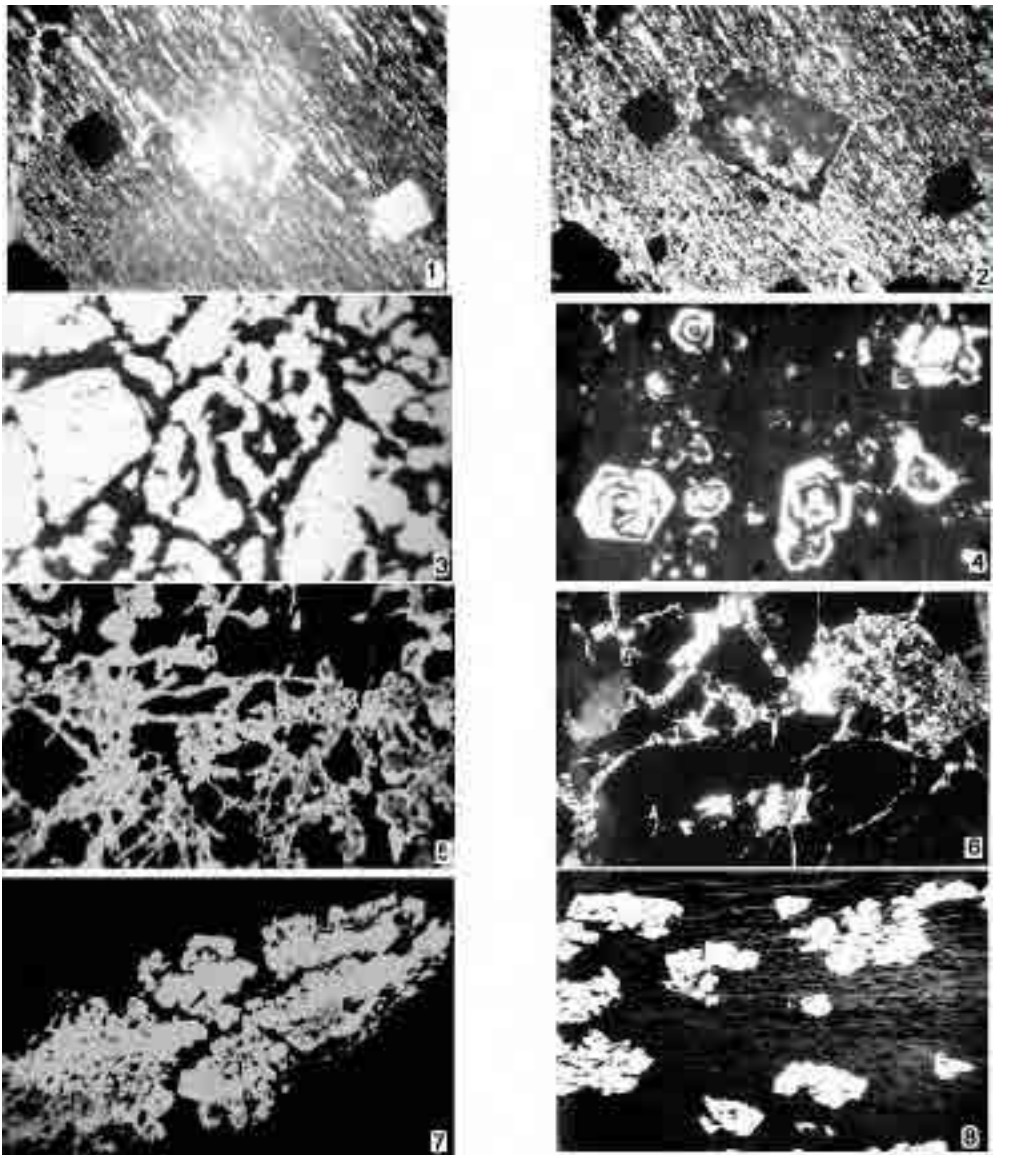


Рис. 49. Катаклаз и интенсивная коррозия конкреционного и кристалловкрапленного пирита, колчеданного катаклазита при пропилитизации и низкотемпературном зеленосланцевом метаморфизме пород и руд на месторождении Амантайтау. 1, 2 – рассланцевание альбит-кварц-хлоритовой псевдоморфозы по метакристаллу пирита (в центре микрофото) в едином текстурном плане с вмещающим сланцеватым плагиоалевролитом: месторождение Амантайтау, участок Узунбулак, скв. У-033, 165,0 м, прозр. шл., с одним (1) и двумя (2) николями, ×30. 3-7 – катаклаз и интенсивная коррозия пирита с формированием коррозионно-сетчатых структур в линзах золотоносного колчедана и полифутляровидных структур по зональным метакристаллам при альбитизации (пропилитизации) пород и руд Амантайтау: 3 – штрек 7-5, 198 м, полир. шл., ×30; 4 – штрек 7-5, 155,5 м, полир. шл., ×350; 5, 6 – рассечка 8-1-21,3,5 м, прозр. шл. с 1 (5) и двумя (6) николями, ×30; 7 – рассечка 7-1-13, 36,0 м, полир. шл., ×100. 8 – рассланцевание гнезд и метакристаллов пирита; Мурунтауское рудное поле, скв. МС-4, полир. шл., ×30.

Мурунтауском рудном поле (рис. 50). Катаклаз и интенсивная коррозия зерен сульфидов, появление футляровидных кристаллов арсенопирита наблюдалось в прожилково-вкрапленных рудах, ороговикованных около даек диоритовых порфиритов (рис. 51) на Южном участке Кокпатасского рудного поля. Термохимическая деструкция золотосодержащих сульфидов и в этом случае сопровождалась появлени-

Рис. 50. Катаклаз и интенсивная коррозия метакристаллов арсенопирита с рассечением и замещением их калиевым полевым шпатом, кварцем, рутилом, сфеном и шеелитом в рудных телах месторождения Мурунтау. 1 – скв. 7257, 127,4 м, полир. шл., ×50. 2 – рассечка 5-6-18, 42,5 м, полир. шл., ×50. 3 – скв. 7280, 136 м, полир. шл., ×10. 4 – скв. 7257, 141 м, полир. шл., ×100.

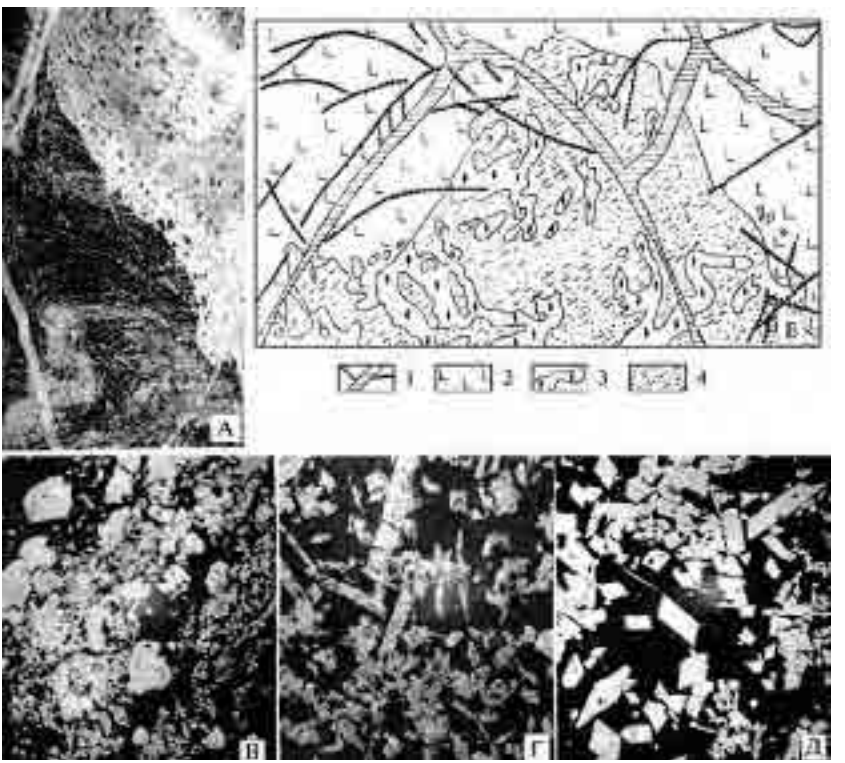


Рис. 51. Соотношение дайки диоритовых порфиритов с важнейшими рудоформирующими минеральными комплексами на Кокпатасском рудном поле. Участок Южный, скв. 3043, 104,7 м. А – фото керна, Б – схема $^{2}/_{3}$ его поверхности; ×0,7. *1* – кварц-карбонатные прожилки с антимонитом сопровождаются вкрапленностью идиоморфных зерен арсенопирита ||| (Д); *2* – диоритовые порфириты слабо карбонатизированные и серицитизированные с обильными мелкими ксенолитами ороговикованных золото- и арсенопиритсодержащих сланцев; *3* – серый кварц с вкрапленностью катаклазированных и интенсивно резорбированных длиннопризматических кристаллов арсенопирита || (Г); *4* – интенсивно ороговикованный углеродисто-кварц-серицитовый сланец с обильной вкрапленностью алломорфных зерен пирита и арсенопирита I – сульфидно-кварц-серицитовый роговик (В). В, Г, Д – полир. шл., ×50.

ем многочисленных очень мелких зерен самородного золота (см. рис. 48 $_{1-2}$), в т. ч. и в ксенолитах руды 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 проявлениях ороговикования пород в экзоконтактах даек писал Д.А.Дорофеев (1973 г.). В этом случае в одном образце отражена едва ли не вся история формирования промышленных руд Кокпатасского рудного поля. В одном образце присутствует золотосульфидная вкрапленная руда в черном сланце, рассекающие ее линзоватые прожилки кварца с длиннопризматическим арсенопиритом, фрагмент пересекающей и ороговиковывающей их дайки диоритового порфирита, все пересекающие антимонит-карбонат-кварцевые прожилки в сопровождении вкрапленности короткопризматических идиоморфных кристаллов арсенопирита. В одном образце присутствует арсенопирит трех морфогенетических типов: I – алломорфный интенсивно ороговикованный непосредственно в сланцах, II – призматический, интенсивно корродированный в прожилках кварца, III – идиоморфный короткопризматический в сланце и порфирите у антимонит-карбонат-кварцевых прожилков. В эндоконтактовой зоне порфирита присутствуют многочисленные мелкие ксенолиты вмещающей ороговикованной руды, содержащие микрозерна самородного золота. Во многих случаях именно наличием микроксенолитов золото-сульфидных метавкрапленных руд обусловлена золотоносность дайковых пород. Не всегда в полевых условиях присутствие микроксенолитов можно с уверенностью отличить от новообразований последайковых золотосодержащих парагенезисов. К тому же, это возможно только в неокисленных рудах, т. е. в подземных горных выработках. Мощность зоны практически полного окисления руд на большинстве рудных полей Центральных Кызылкумов достигает 20 м, а по крупным зонам дробления граница окисленных и «первичных» руд опускается до 70 м от современной поверхности.

Изменения внешнего облика обломочных пород пестробесапанской толщи в наиболее крупных рудных телах Мурунтауского рудного поля по мере развития метакалишпатизации и окислительной деструкции углеродистого вещества и сульфидов отражает серия фотографий (рис. 52-53). В породах слабо дислоцированных блоков у трещин и редких тонких прожилков кварца появляются маломощные зоны интенсивного осветления (выгорание УВ). В зонах брекчирования на пересечениях мелких трещин при этом формируются разнозернистые сегрегации калиевого полевого шпата с кварцем, почковидным бледно-зеленым или розоватым хлоритом, часто с карбонатом, шеелитом и мелким самородным золотом при полном отсутствии сульфидов. Реликтовые зерна сульфидов, присутствующие в подобных обстановках вне сегрегаций, интенсивно корродированы (см. рис. 50), но микровключения самородного золота в них появляются крайне редко. 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 рудолокализующей части разреза очень редкими линзами с максимальной мощностью 6-7 м, в этих же условиях интенсивно актинолитизируются. Наряду с кварц-актинолитовыми новообразованиями в них появляются гнездово-жилковатые сегрегации кварца с калиевым полевым шпатом, хлоритом, кальцитом, шеелитом и весьма мелкими зернами самородного золота. 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.

Метабластическая перекристаллизация седиментогенных пиритов, как и любого вещества, в субравновесных условиях приводит к очистке их от примесей (золото,

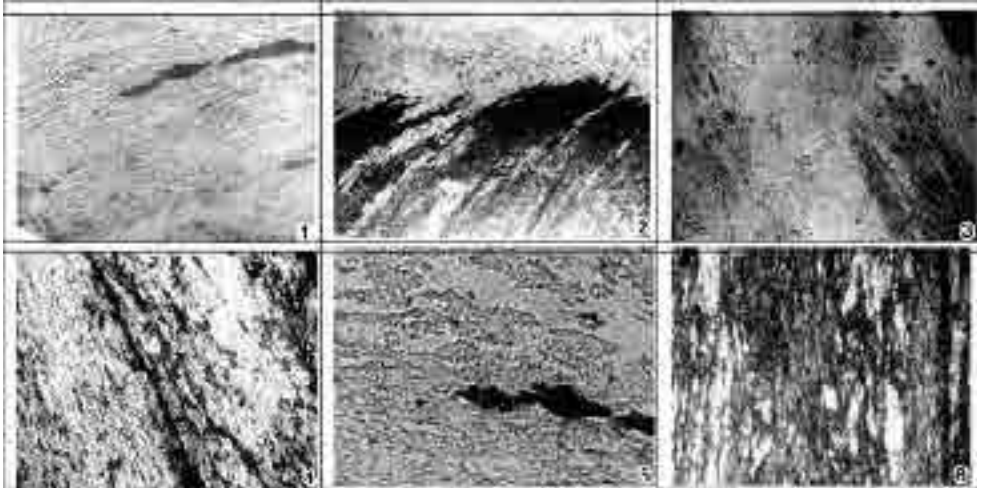


Рис. 52. Структурно-текстурные особенности калишпатизации кварц-полевошпатовых метаалевролитов (метаигнимбритов) и кварц-полевошпат-слюдистых сланцев на Мурунтауском рудном поле. *1* – микрополосчатая структура в экзоконтакте кварцевой жилы 42-а; шурф 9, рассечка 8, 0,5 м; *2* – оторочки калиевого полевого шпата в биотитовых сланцах на контакте с прожилком кварца; 7,85 м от жилы кварца 42-а. *3, 4* – объемная калишпатизация углеродисто-биотитовых сланцев с «сохранением» их текстуры на удалении 9,15 (3) и 15,0 м (4) от кварцевой жилы 42-а. *5* – ксенолит кварц-полевошпатового алевролита (игнимбрита) в кварцевой жиле, рассечка 2-3-2, 44,5 м. *6* – сланец кварц-серицит-биотитовый алевритистый; рассечка 2-3-2, 44,0 м. Все микрофото по прозрачным шлифам с 1 николем, ×50. Материалы Л.Н.Протасевич, 1966 г.

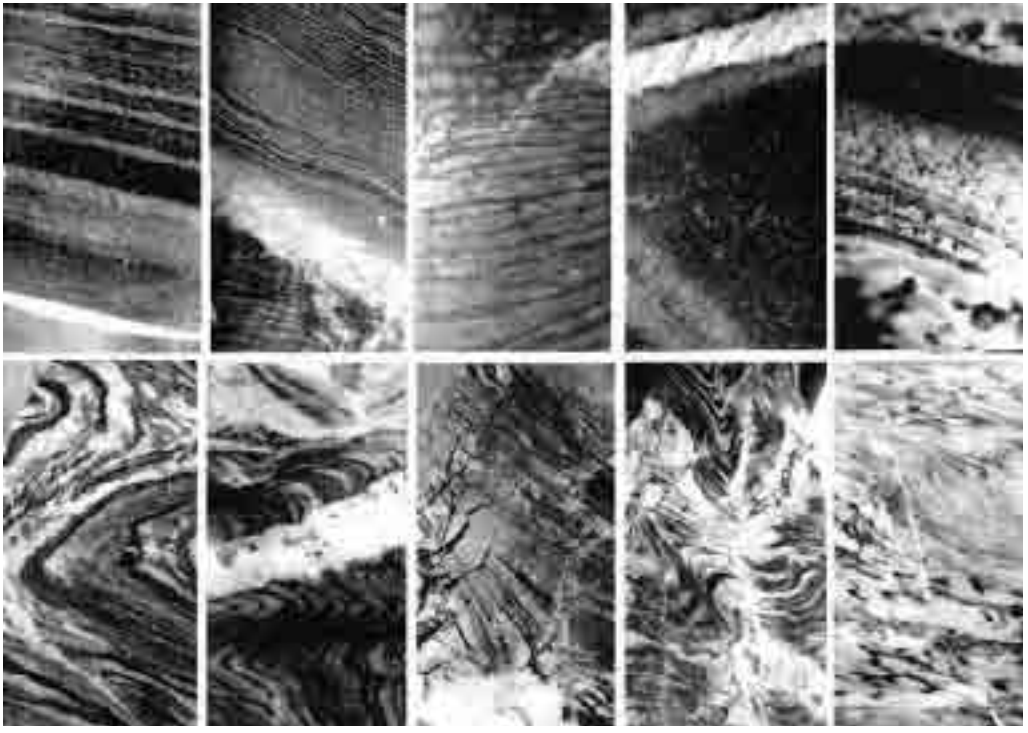


Рис. 53. Динамика метаморфогенно-метасоматических преобразований пород пестробесапанской толщи Мурунтау в раннепалеозойскую эпоху гипогенного минерагенеза. Последовательность: рассланцевание, катаклаз, будинаж туфопесчаников, туфоалевролитов, туфопелитов и туфолав андезидацитового состава в условиях хлорит-серицитовой субфации; биотитизация, пирротинизация, смятие, брекчирование пород и жильных новообразований в условиях хлорит-биотитовой субфации; окислительная деструкция сульфидов и углеродистого вещества (осветление), калишпатизация и окварцевание в условиях амфиболитовой фации.

мышьяк, медь и др. элементы) и появлению их собственных сульфидов с мельчайшими выделениями самородного золота. Сравнение химизма пиритов макроконкреций и метакристаллов, отобранных из одних и тех же проб вне рудных тел, указывает на вполне значимые эффекты «самоочистки» (табл. 19). На месторождениях Даугызтауского рудного поля пирит метакристаллов оказался беднее золотом, серебром, сурьмой, селеном, медью, цинком, никелем, кобальтом, марганцем и титаном, чем минерал из макроконкреций. На месторождении Джижикрут в агрегатах среднезернистого пирита содержание мышьяка почти на порядок ниже, чем в тонкозернистом из макроконкреций. Эта же тенденция в поведении Au, Cu, Sb при перекристаллизации пиритов характерна для руд на Кокпатасском рудном поле. В соответствии с масштабами высвобождения кремнекислоты при метасерицитизации алюмосиликатного матрикса вмещающих пород (см. реакции в табл. 6) в черносланцевых толщах развивается гнездовое, прожилковое и метасоматическое окварцевание (и не только в зонах рудообразования). На Даугызтауском рудном поле в составе метаалевролитов и метапесчаников содержание полевых шпатов в среднем не превышает 5%, редко поднимается до 10-15%.

Таблица 19

Средние содержания (г/т) некоторых элементов в макроконкрециях и метакристаллах пирита из рудовмещающих черносланцевых толщ Центральных Кызылкумов

Элемент	Толща			
	Бесапанская		Карашахская	
	конкреции	кристаллы	конкреции	кристаллы
Au	0,5	0,4	0,4	0,3
Ag	27,0	10,0	3,0	3,0
As	1057,5	1780,0	670,0	730,0
Sb	340,0	112,0	470,0	260,0
Se	13,0	8,0		
Te	1,0	1,0		
Cu	60,0	36,0	70,0	33,0
Zn	455,0	276,0	94,0	200,0
Pb	169,0	97,0	20,0	70,0
Ni	123,0	32,0	21,0	30,0
Co	34,0	7,0	3,0	7,0
Mn	165,0	144,0	78,0	130,0
Ti	1450,0	796,0	340,0	730,0
Кол-во проб	13	17	7	8

Содержания (от-до/среднее) золота (г/т) и мышьяка (%) в пиритах макроконкреций и метакристаллов из одних и тех же проб вне рудных тел

Тип пирита	Au; Даугызтау	As; Джижикрут,
Конкреции	1,2-2,5/1,5	0,1-5,0/2,02
Кристаллы	0,6-1,0/0,85	0,06-0,8/0,15
Кол-во проб	7	7

Они, как и сланцы, имеют отчетливо сланцеватую текстуру. Редкие обломки плагиоклазов почти не затронуты серицитизацией. В полном соответствии с реакциями 4 и 5 в табл. 6 в породах и рудах одноименного месторождения очень мало мелкогнездовых и тонкопрожилковых новообразований кварца. На Кокпатасском, Мурунтауском и Амантайтауском рудных полях в рудолокализующей части черносланцевых толщ (карашахская и бесапанская) наряду с повышенным содержанием полевых шпатов в песчаниках и алевролитах широко распространены их вулканокластические полевошпатовые разности. При полном замещении серицитом полевых шпатов, в отличие от глинистых минералов, высвобождается до 20% кремнекислоты от веса преобразованных полевых шпатов (см. реакции 5, 6 в табл. 6). Эти рудные поля характеризуются обилием жильных, прожилковых и метасоматических новообразований кварца как в рудных телах, так и далеко за их пределами. Для полевого описания руд Кокпатасского месторождения употреблялся термин «кварцевые кудри», отражавший

обилие кварцевых прожилков и их смятие в причудливые мелкие складки совместно с вмещающей породой. В условиях региональной метасерицитизации пород (температура близка к критической для воды в открытых системах) взаимосвязи золота и других металлов с углеродистым веществом начнут разрушаться из-за снижения его сорбционной емкости и разрушения металлоорганических соединений, большинство из которых для золота устойчиво лишь при низкой температуре (Паддефет, 1982). Металл-порфириновые комплексы могут длительно сохраняться в осадках только в «мягких» геотермических условиях (Treibs, 1934); в частности, ванадил-порфирины существуют при 250°С не более 100 лет, при 350°С не более 11,5 лет, а при 500°С не более 100 секунд (Abelson, 1959). С ростом температуры до 600°С углеродистое вещество (углерод) начинает окисляться (выгорать), отнимая кислород у воды, генерируя водород, углекислый и угарный газы, метан. Водород в доменных газах появляется именно при таких температурах, хотя давления не превышают 1 атм. Такое выгорание УВ, рассеянного в породах, интенсивно проявлено на месторождении Мурунтау (см. рис. 53). С окислением УВ все сорбированные или химически с ним связанные металлы освобождаются.

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. Более того, давление подвижных фаз в микропорах пород могло и превышать литостатическое, благодаря генерации воды при серицитизации полевых шпатов и глинистых минералов (см. реакции 4, 6, 7 в табл. 6). Этой особенностью минерагенеза с субравновесной перекристаллизацией сульфидов связана невысокая (в отдельных рудных телах не более ±2-3 г/т к среднему) дисперсия содержания золота в метавкрапленных рудах. Таковы же колебания в содержании золота в промышленных рудах большинства месторождений Центральных Кызылкумов.

В перекристаллизации сульфидов, карбонатов, кварца велика роль высоко минерализованных поровых растворов (Блох, 1969, 1978; Добрецов и др., 1970). О степени их минерализованности в метаморфогенно-метасоматических минералообразующих системах можно судить по продуктам минерально-химических реакций в условиях зеленосланцевого перерождения. Масса высвобождаемой воды в несколько (от 3 до 7) раз меньше, чем SiO_2 В порах ими формируется высококонцентрированный гель, по вязкости сопоставимый с расплавом. О вязкости и скорости его кристаллизации в возникающих полостях (при резком снижении давления и температуры) можно судить по возникновению кремнистых (кварцевых) «завихрений» и фиксации обломков пород и минералов в «плавающем» состоянии (рис. 54).

Только после кристаллизации основного количества кремнекислоты практически на месте поровые растворы, все еще высокоминерализованные, приобретут способность мигрировать по системам пор и кливажу сланцеватости к структурам повышенной проницаемости (микроструктуры рассланцевания и макроструктуры смятия и брекчирования). Поток к ним подвижных фаз обеспечивается повышением давления в поровых пространствах, благодаря генерации воды при замещениях глинистых минералов серицитом. Вместе с водой из зоны метасерицитизации мигрируют некоторые (незначительные в силу субравновесности перекристаллизации сульфидов без их термохимического разложения в этих условиях) количества серы и мышьяка. На фоне микрополизонального роста метакристаллов пирита и арсенопирита в структурах повышенной проницаемости начинают формироваться мелкие (редко, крупные из-за господства в этом периоде объемного сжатия, обусловленного приростом объема твердых фаз в результате калишпатизации субстрата; см. реакцию 6 в табл. 6) линзы и гнезда кварца с пиритом и арсенопиритом. Количественные соотношения сульфидов в них часто сдвинуты в пользу арсенопирита в полном соответствии с

Рис. 54. Цементация «плавающих» обломков катаклазированного кварца (серое), обломков витренит-антраксолита и арсенопирита (черное) гель-расплавом, ворвавшимся в полость и быстро затвердевшим с образованием кварцевых спираль-сфероидов с «пылью» углеродистого вещества (в левой части полости). Мурунтау, скв. МС-1, 78,0 м. Серия микрофотографий по прозр. шлифу 345 углеродисто-хлорит-серицит-биотитового сланца; с одним николем, ×30.

принципом дифференциальной подвижности компонентов. Арсенопирит – минерал мышьяка, одного из наиболее подвижных компонентов минералообразующей системы (арсин AsH_4 – газ, образующийся при восстановлении всех соединений мышьяка водородом в момент его выделения; соли щелочных металлов тиомышьяковистой H_3AsS_3 и тиомышьяковой H_3AsS_4 кислот растворимы в воде). Водород установлен в составе газовых включений в жильном кварце Мурунтау. Опытами по нагреванию руд месторождения Даугызтау (хлорит-серицитовая субфация зеленых сланцев) А.К.Кунбазаров подтвердил миграцию из них мышьяка уже при 400°С. В то же время руды Мурунтау (хлорит-биотитовая субфация зеленых сланцев и начальные стадии амфиболитовой фации) при этой же температуре мышьяк не выделяли. Н.В.Котов и др. (1982) при нагревании в запаянной трубке тонкоизмельченных углеродистых сланцев бесапанской толщи Даугызтау выявил миграцию золота в высокотемпературную зону, а серебра в низкотемпературную.

При серицитизации осадочно-диагенетической «смеси» полевых шпатов и глинистых минералов калий ортоклаза и микроклина переходит в твердую фазу слюды (серицита). Натрий разрушающихся плагиоклазов лишь частично связывается вновь возникающим альбитом и слюдой в силу недостатка глинозема, «перемещенного» из плагиоклаза в серицит. Остающаяся часть натрия повышает щелочность раствора и его способность растворять кварц и сульфиды. Особая роль щелочных растворов в растворении сульфидов с особой наглядностью отражена формированием коррозионно-сетчатых и полифутляровидных кристаллов пирита и арсенопирита при метаальбитизации и метакалишпатизации (см. рис. 49 и 50) алюмосиликатной составляющей пород в рудных телах месторождений Амантайтау и Мурунтау.

Миграцию вещества из объемов метаперерождаемых пород в трещины подтверждают выявленные на всех рудных полях факты исчезновения вкрапленности пирита и арсенопирита у трещин и прожилков, появление пирита и карбонатов в составе прожилков только на пересечении слойков пород с этими же минералами. На золоторудных полях выявлено «истощение» пород околорудных зон мышьяком и золотом до содержаний, ниже фоновых (Касавченко и др., 1978; Карпова и др., 1984). Формирование любых прожилковых новообразований на месторождениях золото-сульфидной формации после появления в породах макроконкреций и метакристалловкрапленности пирита отмечалось ранее (Проценко, 1976-1985). Залечивание

трещин прожилками пирита только на пересечении кремнисто-пиритовых конкреционных слойков (см. рис 38_2) – прямое указание на миграцию вещества в трещину из ближайшего окружения. Подобное же явление в отношении кальцита наблюдалось в одной из рассечек на месторождении Сарыбатыр, где жила мощностью 30 см на пересечении слоев сланцев и метапесчаников была выполнена только кварцем. В 3,5-метровом слое известняка мощность жилы увеличилась до 1,2 м, и ее центральная зона оказалась выполненной прозрачным крупнокристаллическим кальцитом. При выходе из известняка в сланцы и метапесчаники жила вновь стала мономинеральной кварцевой, восстановила прежнюю мощность. Контакты известняка со сланцем и метапесчаником не нарушены. Это означает, что мощность жилы увеличилась за счет растворения известняка и отложения его вещества в центральной ее части. Более наглядный пример заимствования вещества из ближайшего окружения при формировании микропрожилков описан В.Ф.Барабановым (1985, с. 286-287). Микротрещина в граните, пересекавшая зерна разных минералов, была залечена кварцем на пересечении зерна кварца, полевым шпатом на пересечении зерна полевого шпата. «Стержневые» кварцевые жилы на Мурунтауском рудном поле золотоносны только на пересечении пород пестробесапанской толщи, хотя распространены и в других частях позднепротерозой-раннепалеозойского осадочно-метаморфического черносланцевого комплекса» (Савчук и др., 1987).

Устойчивость основных сульфидов, карбонатов и углеродистого 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 г/т, в песчаниках – 3,5 г/т (пробирный анализ). Аналогичное распределение золота между субстратом и новообразованиями кварца зафиксировано на участке Узунбулак Амантайтауского рудного поля, где в слойках, обогащенных микроконкреционным пиритом, его 15 г/т, а в пересекающем их кварце – не более 3 г/т.

Основное значение в локализации мелко-прожилковой золото-пирит-арсенопирит-кварцевой минерализации, являющейся перемещенным продуктом метасерицитизации и метаперекристаллизации золото- и сульфидсодержащих осадочных пород, имеют трещины и зоны трещиноватости. Однако золотосодержащие проявления минерализации этого типа развиты только в определенных частях разрезов рудолокализующих черносланцевых толщ. На Кокпатасском рудном поле статистически подтверждена (Паздзерский и др., 1979 г.; Рубанов и др., 1982 г.) приуроченность большинства рудных тел к породам третьей и четвертой пачек карашахской 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 золото-сульфидных руд дайками гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов (см. рис. 51) и лампрофиров. Дроблеными, пиритизированными, карбонатизированными и калишпатизированными филлитами джетымтауской свиты контролируется положение стратиформных залежей на месторождении Кумтор в Кыргызстане.

В локализации жильно-прожилковых новообразований периода преобразований толщ терригенных, вулканогенных, биохемогенных и смешанных пород черносланцевых толщ в условиях хлорит-серицитовой (и последующей хлорит-биотитовой) субфации зеленосланцевого метаморфизма отчетливо проявлено доминирующее значение систем трещиноватости и отслоений в замковых частях складок и (или) в перегибах их крыльев. Протяженные системы коротких линзовидных жил (мощностью от 2-3 см до 0,5-1 м, а на Мурунтау изредка до 3 и даже 5 м) и многочисленных прожилков, конформных напластованию вмещающих пород, вскрыты практически на

всех рудных полях Центральных Кызылкумов. 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% объема в пачках тонкого переслаивания метаалевролитов и сланцев (рис. 55, *1*). Мощность их колебалась

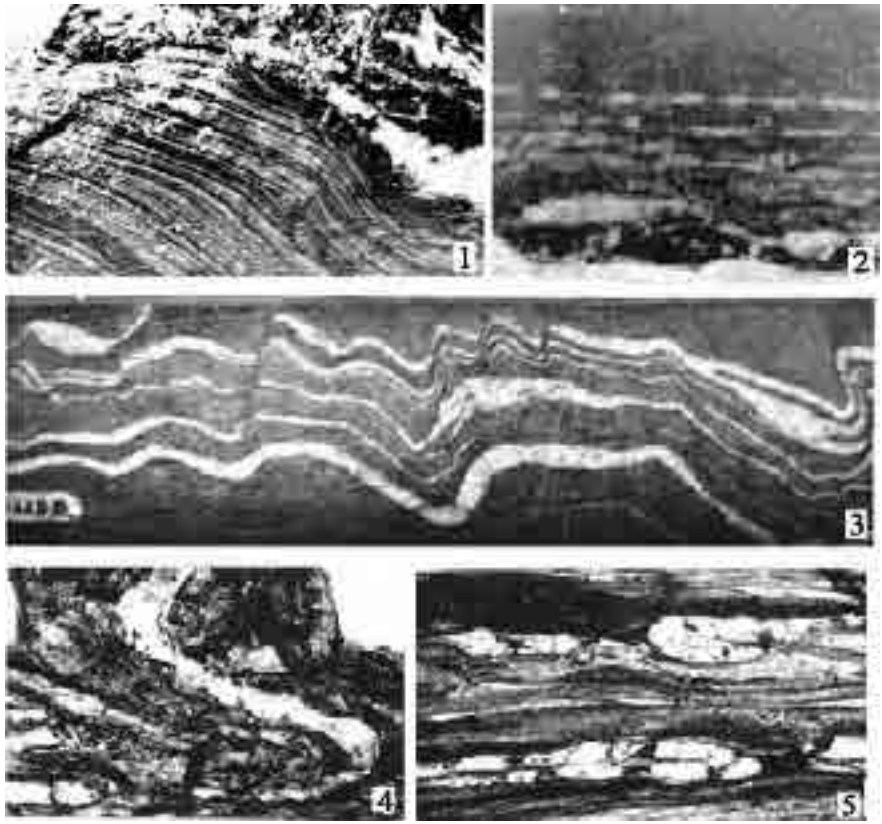


Рис. 55. Системы кварцевых жил и прожилков, согласных с напластованием метаалевролитов и сланцев, на месторождении Мурунтау. *1* – приуроченность жил к контактам метаалевролитов и сланцев; первый сверху уступ карьера (1975 г.), 1:500. *2* – «цепочки» мелких линз кварца в алевролитах, полир. штуф, ×0,5. *3* – складчатая «свита» прожилков; плашка керна из скв. СГ-10. *4* – штуф из отвала шахты «М». *5* – штуф керна скв. МС-2.

от 0,3 до 10 см. В его же восточных уступах ядро одной из синклинальных складок было осложнено антиклинальным перегибом напластования с серией дугообразных жил кварца мощностью до 1 м. Подобные антиформы закономерно возникают при образовании складок в породах разной компетентности, когда их пласты потеряли способность скользить внутри пачек. На золоторудном месторождении Тэлаиз (восточный склон Северного Урала) подобные жилы и прожилки кварца мощностью от 0,3 до 5-7 см составляли до 50% объема 30-метровой пачки 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 секущие жилы.

Ряд структурно-текстурных особенностей метасоматических, мелкогнездовых и жильных новообразований указывает на их синхронность с вполне определенными стадиями динамотермального метаморфизма черносланцевых толщ. В Центральных Кызылкумах, как и на месторождениях Урала, широко распространены смятие в складки, будинаж и рассланцевание макроконкреций, конкреционных линз и слоев,

метакристаллов пирита (см. рис. 46, 49 $_{1, 2}$), арсенопирита (рис. 56), жил и гнезд 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 зеленых сланцев. В этих же условиях рассланцовываются гнездовые и прожилковые новообразования кварца в метаалевролитах и сланцах.

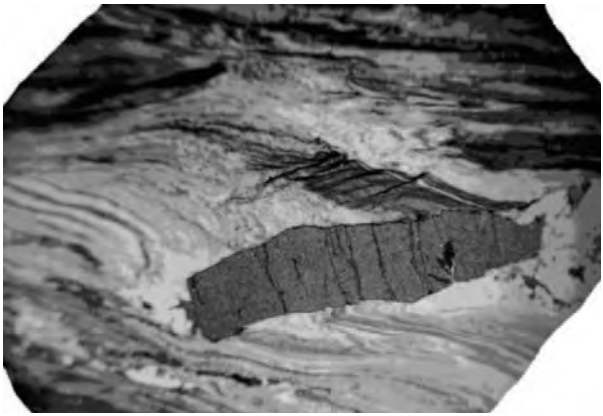


Рис. 56. Кливаж метакристалла арсенопирита (длина 4 мм) при повторном рассланцевании сланцев в условиях хлорит-биотитового зеленосланцевого метапреобразования с формированием микроскладок. Фото прозрачного шлифа под бинокуляром. Месторождение Писталитау, скв. 99, 99 м.

Заслуживающим особого внимания хронологическим репером в рудогенезе черносланцевых толщ являются дайки порфиритов и порфиров. На Кокпатасском рудном поле даек особенно много. С их внедрением связывалось формирование промышленного оруденения многими геологами. Основанием служила проявленность в некоторых из даек золото-пирит-арсенопиритовой прожилково-вкрапленной минерализации. Однако разведочными работами была установлена безрудность большинства даек, в т. ч. и находящихся непосредственно в рудных телах. Контактовому 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. Выше было документально описано ороговикование золото-сульфидных руд дайкой диоритового порфирита (см. рис. 51). На месторождении Мурунтау также наблюдались пересечения рудных тел и кварцевых жил с самородным золотом и шеелитом дайками кварцевых сиенито-диоритов и диоритовых порфиритов. К моменту их внедрения 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 (рис. 57) однозначно подтверждают их внедрение после формирования важнейших для этого месторождения типов метасоматической и жильной минерализации. В полевой документации керна скважин были случаи описания массивных кварц-полевошпатовых туфоалевролитов как дайковых образований. Автор в этом лично убедился при просмотре кер-

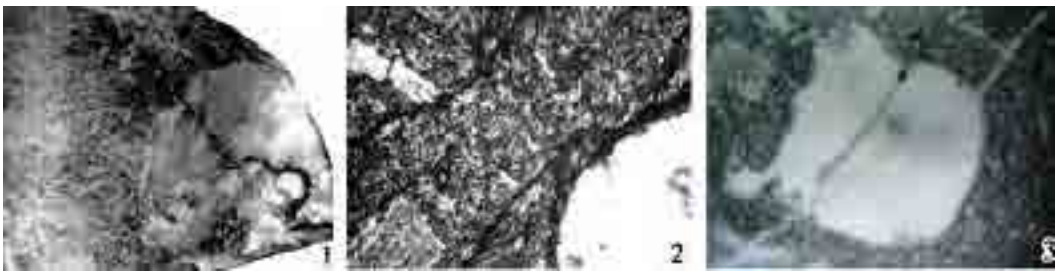


Рис. 57. Оплавленные ксенолиты жильного кварца в дайках порфирита. *1* – ксенолит крупнозернистого кварца в дайке спессартита; Кокпатасское рудное поле, месторождение Восточное, рассечка 4-2-66, 0,6 м, полир. шлиф, ×0,5. *2* – диоритовый порфирит с ксенолитом жильного кварца; Мурунтау, скв. МС-2, 1868,1 м, прозр. шлиф с 2 николями, ×30. *3* – ксенолит кварца с реакционной каймой в маломощной дайке диоритового порфирита; Мурунтау, скв. МС-2, 1870,9 м, прозр. шлиф с 1 николем, ×30.

на интервалов «дайковых» пород с содержаниями золота 1 г/т и более по просьбе Е.Д.Ачкасовой. Три из одиннадцати интервалов были представлены массивными осветленными туфоалевролитами, в остальных обнаружены прожилки и вкрапленность пирита и арсенопирита позднегерцинского полисульфидно-кварцевого минерального комплекса на фоне серицитизированных порфиритов.

Для определения связи некоторых минеральных новообразований с конкретными этапами метапреобразований алевролитов и сланцев важны случаи многократного их рассланцевания (рис. 58). В породах Мурунтауского рудного поля многократно наблюдалась (в прозрачных шлифах) приуроченность новообразований флогопита и биотита к структурам повторного рассланцевания пород. Случай рассланцевания кристалла арсенопирита с появлением биотита в трещинах кливажа отражен на рис. 56.

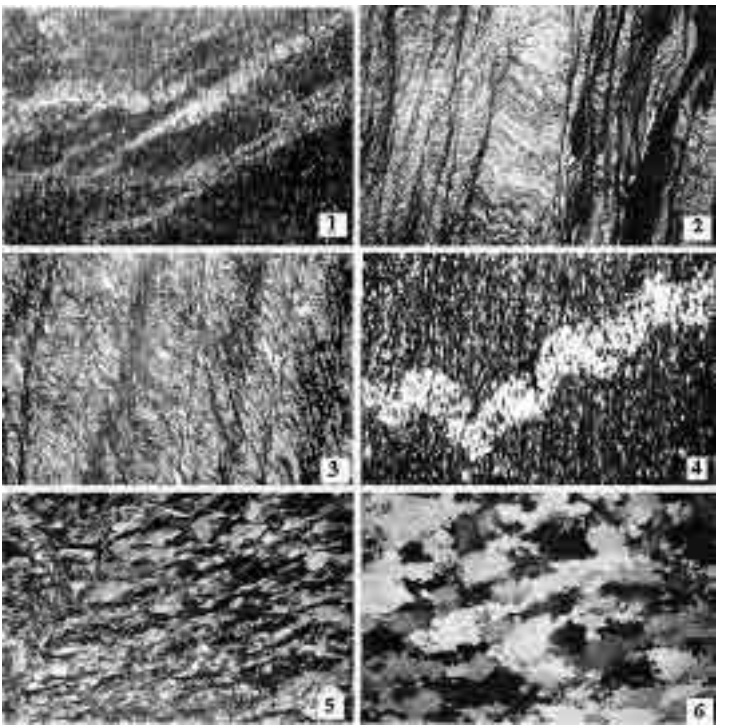


Рис. 58. Породы пестробесапанской толщи вместе с жилами кварца повторно (нередко и в третий раз) рассланцовываются в раннепалеозойское время. Мурунтауское рудное поле: *1* – скв. МС-3, 411 м; *2* – скв. 7194, 469,5 м; *3* – скв. МС-2; *4* – скв. 2847, 102 м; *5* – скв. МС-2, 2083,1 м; *6* – скв. МС-3, 875 м. Прозр. шлифы, ×40.

Итак, прогрессирующий в геологическом времени динамотермальный метаморфизм (вулканогенно)-осадочных пород черносланцевых толщ приводил к практически непрерывному высвобождению молекулярной и гидроксильной воды из глинистых минералов и слюд, вполне значимых для рудогенеза количеств кремнекислоты, серы, мышьяка, золота, меди и ряда других металлов при перекристаллизации пирита, десорбции углеродистого вещества и глинистых минералов, разрушении металлоорганических соединений. Давление подвижных фаз в поровых пространствах, превышающее литостатическое в результате постоянной генерации воды, кремнезема при метапреобразованиях, обеспечивало их поток из преобразуемых пород в структуры 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-карбонатно-серицитовых сланцах с обильной 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 межплас-

товой кварцевой жилы, содержащей 0,3 г/т золота. Периклаз в виде землистых бурых комочков, по-видимому, псевдоморфно заместил микроконкреционные выделения карбоната (доломита). Напомним в связи с этим об 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 ограненные метакристаллы пирита и арсенопирита сосуществуют с макро- и микроконкрециями пирита; резорбция тех и других матриксом породы слабая, а срастания отдельных кристаллов пирита и арсенопирита довольно редки. Вокруг метакристаллов пирита и арсенопирита иногда формируются келифитовые каемки шестоватого кварца. Е.М.Брадинской (1976) и М.А.Ким (2010) показано неравномерное распределение мышьяка в зональных метакристаллах пирита. Его концентрация зонально снижается от центра кристаллов к внешней их границе (см. рис. 43, 45).

В «открытых» трещинах и системах трещиноватости концентрирование растворов при испарении растворителя приведет к переходу в твердую фазу практически всей их «полезной нагрузки». Формирование синметаморфических жил кварца способом высыхающего налипания растворенного кремнезема на стенки трещины привело к отсутствию в них друзовидных структур. Жилы выполнены сливным агрегатом крупных зерен кварца. Кварцу метаморфогенных «додайковых» парагенезисов характерна низкая декрептоактивность во всем диапазоне температуры от 100 до 600°С. Связано это не только с формированием его при относительно резком падении температуры в трещинах в результате испарения растворов, но и с последующим отжигом при выравнивании температуры в жиле и вмещающей ее среде. Кварц позднегерцинских жил отличается повышенным содержанием газово-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» объемах пород. Так осуществляется длительное питание минералообразования в синметаморфических тектонических структурах однотипной металлосодержащей подвижной фазой. Импульсное изменение состава растворов ведет 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 щелочную среду, полизональные метакристаллы полизонально и растворяются (см. рис. 49). При прочих равных условиях быстрее растворяются зоны поликомпонентного состава, что дает удовлетворительное объяснение обогащению прожилковых новообразований во вкрапленных рудах мышьяком (арсенопирит), 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 особенно быстро из-за своего малого размера. И это объясняет их отсутствие в рудолокализующих блоках на месторождении Мурунтау, где калишпатизация пород сопровождалась не только полной десульфидизаций, но и интенсивной декарбонизацией матрикса (см. рис. 53).

Поперечные разломы и трещины растяжения, возникающие в синметаморфических складках, в условиях региональной или локальной метасерицитизации вулканогенных и терригенных осадочных пород создают особо благоприятные условия для возникновения более значимых скоплений минерализации. Они вскрывают рудопродуцирующую толщу на всю ее мощность и «объединяют» локальные системы минералогенеза в разных частях ее разреза. В таких обстановках могут возникать

и возникают месторождения золотосульфидной и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций, практически не выходящие из рудопродуцирующих толщ. Среднее содержание золота в рудах обычно на уровне 3-4 г/т. Более богатые руды слагают незначительные по объему тела неправильной формы. В прожилково-вкрапленных рудах таких 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.

На площадях более интенсивного и высокотемпературного (550±50°С) метаморфизма черносланцевых толщ, где в карбонат-хлорит-серицитовом матриксе сланцев и цемента метапесчаников и метаалевролитов появляются биотит, флогопит, актинолит, тремолит, пириты и арсенопириты перерождаются в пирротин (замещаются пирротином). В пестробесапанской толще Центральных Кызылкумов прослежены детали этого процесса (см. рис. 47). На Даугызтауском рудном поле в метакристаллах пирита и арсенопирита фиксируются единичные микрозарождения пирротина. Более интенсивно замещение пирита и арсенопирита пирротином проявлено в узловатых углеродисто-биотит-хлорит-серицитовых и кремнистых сланцах на месторождениях Мурунтауского и Коспактауского рудных полей. Полное замещение пирита пирротином в метаалевролитах и углеродисто-полевошпат-хлорит-биотитовых сланцах на Мурунтауском рудном поле произошло в подстилающих пестробесапанскую толщу отложениях тасказганской свиты, вскрытых скв. СГ-10 на глубине 1500-4000 м. На Коспактауском рудном поле это же произошло в ареале ороговикования пород тасказганской свиты вокруг Ауминзинского гранитоидного интрузива. Для понимания особенностей гипогенного минералообразования в этих новых термодинамических обстановках важным оказывается высвобождение воды, кремнекислоты, мышьяка, серы рудовмещающих пород и ранее сформированных прожилково-вкрапленных золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых руд в ином качестве и более значимом количестве, чем при метаперекристаллизации сульфидов и метасерицитизации алюмосиликатного базиса. В этой обстановке становятся неустойчивыми большинство гидроксилсодержащих минералов (гидрослюды, серицит, парагонит, хлориты). Парагонит в составе сланцев пестробесапанской толщи Мурунтау пока лишь предполагается на основании высокого содержания натрия в наиболее тонкозернистых ее метапородах. Однозначной интерпретации этого факта мешает постоянное присутствие в них альбита. Перевод гидроксильной воды хлоритов и светлых слюд в подвижную фазу при их метабиотитизации ведет 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 пирротином. В равновесии с пиритом у пирротина обнаруживается дефицит железа, возрастающий по мере роста температуры. На с. 173 эти же авторы описали условия вхождения меди в структуру пирротина. Для обсуждаемой проблемы массовой пирротинизации пирита и арсенопирита в породах рудолокализующих 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 обогащенным железом халькопиритом». Микровыделения халькопирита постоянно сопутствуют пирротину в «безрудных» породах Мурунтауского рудного поля. Структуры рассечения и замещения пирита и арсенопирита пирротином (см. рис. 47) показывают их неравновесное сосуществование в рудолокализующих породах. Упомянутое выше повышение активности кислорода в условиях дефицита железа снижает возможности полной фиксации пирротином всей высвобождаемой серы, часть ее перейдет 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), а активность кислорода в обсуждаемом нами процессе возрастает в связи с дегидроксидизаций (удаление гидроксильной воды) сланцев. Железо для биотитизации сланцев извлекается из железистого хлорита. Сам хлорит преобразуется в магнезиальную разновидность (корундофиллит), а его содержание сокращается вдвое (см. нижеприводимую реакцию). По анализам, приведенным в справочнике (Дир и др., 1966), средние содержания FeO и Fe_2O_3 в железистых хлоритах составляют 4,67 и 26,62% (22 анализа), а в биотитах – 3,38 и 17,82% (33 анализа), соответственно.

$$\underset{(240)}{2FeS_2} + \underset{\text{Мусковит (1592)}}{4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2} + \underset{\text{Хлорит (2268)}}{4(Mg, Fe)_4[AlSi_3O_{10}](OH)_8} \rightarrow \underset{(352)}{4FeS} +$$

$$+ \underset{\text{Биотит (1710}}{2K2Fe_3[Al_3Si_3O_{20}](OH)_4} + \underset{\text{Корундофиллит (1110)}}{2(Mg)_4[Al_3SiO_{10}](OH)_8} + \underset{(720)}{12SiO_2} + \underset{(144)}{8H_2O} + \underset{(64)}{2O_2}.$$

Развитие метабиотитизации после региональной метасерицитизации пород черносланцевых толщ в Центральных Кызылкумах подтверждается структурно-текстурными соотношениями новообразований биотита с хлорит-серицитовым матриксом перерождаемых пород (см. рис. 47, 56, 63). На самой ранней стадии этого процесса биотит появляется мелкими порфиробластическими скоплениями в трещинах кливажа повторного рассланцевания. В скв. МС-5 наблюдалась цементация катаклазированного метаалевролита петельчато-микрожилковатыми выделениями криптозернистого биотита. В горах Писталитау (скв. 99) такая же хронология метаморфогенно-метасоматических событий фиксируется четко проявленным кливажированием крупных кристаллов арсенопирита с появлением криптозернистого биотита по трещинам кливажа (см. рис. 56). Рассланцевание метакристаллов пирита и арсенопирита – частое явление в породах и рудах месторождения Бесапантау, отличающихся невысокими содержаниями биотита. Суть изохимического перерождения хлорит-серицитовых метапород в пирротин-хлорит-кварц-биотитовые сланцы (Мурунтау) или роговики (Коспактау) проясняет нижеприводимая минерально-химическая реакция (*в скобках под ее формулами – эквиваленты массы*).

Для полной вещественной автономности процесса по этой реакции необходимо исходное содержание пирита в сульфидно-хлорит-серицитовой составляющей метапород на уровне 5,85%, а суммарного Fe – 4,23%. Пересчет приведенных в табл. 10 данных показывает содержание Fe в сланцах, метаалевролитах и метапесчаниках пестробесапанской толщи Мурунтауского рудного поля на уровне 4,9, 3,4 и 3,5% соответственно. Как показано в главе IV, содержание осадочно-диагенетического пирита в породах пестробесапанской толщи на месторождениях Даугызтау, Сарыбатыр и Амантайтау нередко достигает 3-5%. На таком же уровне распространен пирит в породах восточного и западного флангов Мурунтауского рудного поля, прошедших метаморфизм хлорит-серицитовой субфации. Таким образом, для осуществления подобной реакции необходимые количества исходных реагентов имеются в самих породах пестробесапанской толщи. Относительный изохимизм реакции подчеркивается наследованием пирротином количественного соотношения никеля и кобальта в пирите. «Распределение кобальта и никеля между пиритом и ассоциирующим с ним пирротином таково, что кобальт преимущественно концентрируется в пирите, а никель в пирротине» (Дир и др., 1966, т. 5, с. 151). Это обобщение сделано для равновесного сосуществования пирита и пирротина. 1,5-5-кратное количественное преобладание никеля над кобальтом в составе микро- макроконкреционного пирита в породах пестробесапанской толщи унаследовано метакристалловкрапленной разностью минерала на Мурунтауском и Даугызтауском рудных полях. «Только пирит из даек и альбит-пирит-турмалиновых метасоматитов и жил, имеющих признаки фор-

мирования под воздействием «транзитных» растворов глубинного происхождения, богаче кобальтом, чем никелем» (Проценко, 1987, с. 23). Указанная диспропорция в концентрировании этими минералами никеля и кобальта резко усиливается при их взаимозамещениях, в пирротинах Мурунтау она становится двадцатикратной (см. табл. 22 в главе VII).

Из приведенной реакции следует, что новообразованный кварц может составить 18,6%, а вода – 3,7% от веса прореагировавших хлорита и серицита. Достаточно внушительной представляется и «генерация» кислорода – 1,56% от массы исходных веществ. Суммарный объем продуктов реакции (твердые фазы + вода) превысит исходный на 6%. Объем новообразованного пирротина в 1,6 раза превысит объем исходного пирита. Вместе с нарастанием количества кварца это ведет к неизбежному тампонированию пор и уплотнению метаморфизуемых пород, давление подвижных фаз в порах породы при этом явно превысит литостатическое. В результате к трещинам и разломам организуются инфильтрационно-диффузионные потоки высококонцентрированных кремнекислотных растворов, насыщенных арсином, сероводородом, диоксидом серы и многими металлами, присутствовавшими в пирите и углеродистом веществе. Появление диоксида серы в этих условиях вполне возможно; как показывает реакция, к появлению «свободного» кислорода приводит дегидроксидизация пород. Массы высвобождаемых по этой реакции воды и кремнекислоты соотносятся как 144:720, а объемы как 144:272. Кремнекислоты по объему почти в два раза больше, чем воды. Сформированная на их основе подвижная фаза по консистенции будет ближе к насыщенному газами 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 алогенные гидротермальные растворы, с воздействием которых связывается формирование «площадных» биотитовых метасоматитов (Маракушев и др., 1992; Костицин, 1991), не смогут проникать в метаалевролиты и сланцы. 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. «Строение ореолов метасоматических изменений характеризуется неконтрастной квазиконцентрической зональностью… Внешняя зона ореолов представлена биотитизированными породами, в которых устойчивы углеродистое вещество и минералы парагенезисов регионального и дислокационного метаморфизма; в ней отсутствует или слабо проявлен калишпат. Измененные породы внешней зоны по минеральному составу зачастую трудноотличимы от продуктов плутонометаморфизма кристаллосланцев... Промежуточная зона выделяется по массовому возникновению калишпата (ортоклаза). Формируются биотит-двуполевошпат-кварцевые метасоматиты с карбонатом и хлоритом по биотиту...». Приведенная цитата показывает, что в окончательной редакции главы «Метасоматиты» игнорированы данные автора о формировании биотитсодержащих и калишпатизированных метапород в неодновременных и существенно отличающихся по физико-химическим параметрам системах гипогенного минерагенеза. О неравновесности калиевого полевого шпата как раз с биотитом (см. рис. 52) указано и в приведенной цитате. Противоречивость выводов о привносе и выносе калия, кремнекислоты и окиси алюминия при формировании «площадных» биотитовых и локальных кварц-калишпатовых метасоматитов обсуждена автором в работе 2009 г.

Резко восстановительные условия, характеризовавшие обстановку региональной метасерицитизации пород черносланцевых толщ, на стадии их метабиотитизации сменились умеренно окислительными. Вышеприведенная реакция показывает воз-

можность роста активности кислорода при нарастании температуры за счет высвобождения гидроксильной воды. Кислород тут же потребляется на окисление железа слоистых магнезиально-железистых алюмосиликатов или части серы пирита, замещаемого пирротином. В приведенной реакции не удалось отразить, что в хлоритах и биотитах отношение средних содержаний окисного железа к закисному равно 0,175 и 0,19 соответственно, что окисленность железа в биотитах в среднем на 7,9% выше, чем в хлоритах. Не во всех руководствах по минералогии в структурных формулах биотита отражено присутствие трехвалентного железа. Но в характеристике химического состава показано, что содержания двух- и трехвалентного железа в нем вполне сопоставимы (Бетехтин, 1961). В амфиболах присутствие трехвалентного железа, как правило, отражено и в кристаллохимических формулах конкретных минералов этой группы.

Синхронность метабиотитизации и метапирротинизации отражена теснейшими взаимосрастаниями пирротина и биотита в кристаллических и узловатых сланцах Мурунтау (см. рис. 46$_2$, 47, 56). Устойчивость пирита в присутствии арсенопирита вплоть до 491°С (Дир и др., 1966, т. 5, с. 156) подтверждает осуществление этих метапреобразований при температуре не ниже 500-550°С, существенно превышающей критическую для воды. «Пирротин синтезирован… при нагревании пирита в атмосфере H_2S 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 зерна 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 микрозарождений пирротина и комковатых микрозерен самородного золота при ороговиковании пород и руд около даек и интрузива автором наблюдались на Кокпатасском рудном поле и месторождении Саутбай (см. рис. 48, 51). С.Я.Клемперт и др. (1973) отмечали укрупнение (скорее все же новообразование) зерен 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. Не случайно в пирротинсодержащих новообразованиях на месторождениях Мурунтауского и Коспактауского рудных полей постоянно обнаруживается халькопирит, хотя и в очень незначительных количествах.

Продолжающиеся при метабиотитизации дегидратация алюмосиликатных минералов, высвобождение SiO_2 и массовая пирротинизация пирита (всех морфогенетических типов) и арсенопирита создают условия для возникновения высококонцентрированных высокобарических растворов в поровых пространствах пород. 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. Если содержание пирита в породах пестробесапанской толщи, как показано в главе IV, может достигать 2-3%, то серы может быть высвобождено до 0,5-0,6% от массы самой породы. В условиях дефицита железа сера и мышьяк увлекут с собой в местное или дальнее перераспределение и золото, содержавшееся в породах в составе пирита, арсенопирита, углеродистого вещества и его самостоятельных ультрамелких микроконкреций. В Ауминзатау (Коспактау), как и на Мурунтауском рудном поле, пирротинсодержащие породы тасказганской свиты повышенных (против кларковых) содержаний золота не содержат.

С.Т.Бадалов (1982) считает вполне вероятным присутствие золота в пиритах и арсенопиритах как в нейтральной форме, так и в химической связи с серой и мышьяком. Уже упоминалось о вхождении золота в металлоорганические соединения совместно с мышьяком, фосфором. Вполне реальна поэтому роль ареалов метапирротинизации пород черносланцевых толщ в качестве источника рудообразующих элементов для формирования жильной золото-сульфидно-кварцевой минерализации в тектонических структурах. При наличии в породах достаточных количеств железа для связывания высвобождающейся серы объем пирротина в 1,5 раза превысит объем исходного пирита. К таким результатам, по-видимому, привела пирротинизация осадочно-диагенетических и метагенетических сульфидов в породах «подрудных» зон на месторождении Мурунтау (600-4000 м по скважине СГ-10: содержание пирротина в сланцах колеблется от долей до 15-20%). Причудливость форм выделения пирротина и их абсолютное подчинение складчатым структурам (см. рис. 46, 47) показывают синхронность процессов вещественного и структурного преобразования пород. Признаков заранее подготовленных «ловушек» для оруденения здесь нет.

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 водообильных 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 рудолокализующих толщ, но в принципиально отличающихся физико-химических условиях.

По достижению минералообразующей системой еще более высокой температуры (амфиболитовая фация метаморфизма; 650±50°С) на смену вышеописанным процессам и парагенезисам приходят кварц-калишпатовое перерождение алевролитов и сланцев, актинолитизация слоев известняка (Мурунтау) с интенсивным осветлением пород, формированием тонкополосчатых метасоматических и жильных проявлений золото-шеелит-(актинолит)-хлорит-калишпат-кварцевого парагенезиса с ильменитом, сфеном, рутилом, апатитом (рис. 59). Динамика подобных метапреобразований пород рудолокализующей пестробасапанской толщи на Мурунтауском рудном поле отражена на рис. 53. Замещение слюдисто-хлоритовой смеси калиевым полевым шпатом (см. рис. 52) продолжает наметившуюся тенденцию нарастающей дегидроксидизации пород и руд с одновременным высвобождением новых порций кремнекислоты (см. реакцию 7 в табл. 6) и повышением глиноземистости вновь образующегося хлорита. Но система минерагенеза приобретает существенно иное качество.

Если при серицитизации и биотитизации в выделении воды основное значение принадлежало молекулярной (из хлорита), то при метакалишпатизации слюдисто-плагиоклазовой составляющей пород оно продолжается за счет гидроксила серицита и биотита. Если каолинит, гидрослюды и хлориты перерождались в серицит и биотит трансформационно с сохранением основного мотива структуры слоистых алюмосиликатов (Франк-Каменецкий и др., 1973, 1983), то при метакалишпатизации происходит полная деструкция структур замещаемых серицита, биотита и хлорита, облегчающая миграцию окиси калия. Если при метасерицитизации и метабиотитизации еще не проявлялась с очевидностью 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). Особое значение имеет исчезновение из пород гидроксилсодержащих минералов, углеродистого вещества и сульфидов. Про-

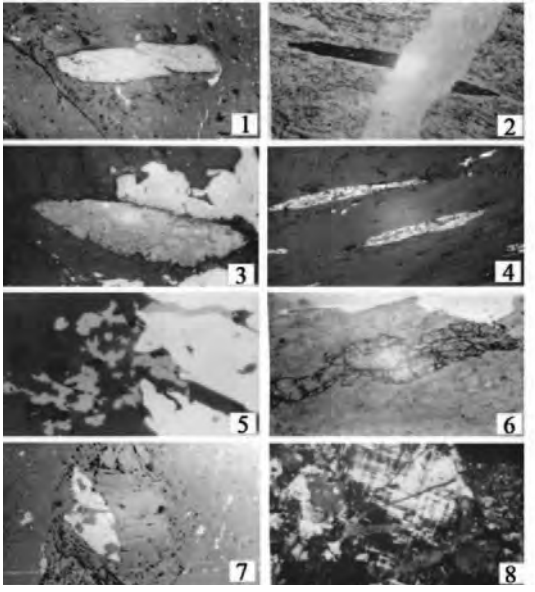


Рис. 59. Таблитчатые и линзо-таблитчатые выделения ильменита в углеродисто-биотит-полевошпат-кварцевых сланцах и метаалевролитах (*1, 2*) рассекаются прожилками альбита. Частичные и полные псевдоморфозы рутила по ильмениту (*3, 4*). «Рассечение» метакристаллов арсенопирита рутилом (*5*). Катаклаз и коррозия шеелита (*6*), ильменита (*1, 2*), сфена (*7*) и микроклина (*8*). Микроклин рассекается тончайшим прожилком несдвойникованного калиевого полевого шпата (*8*). *9* – новообразования сфена и пироксена при калишпатизации и актинолитизации андезидацитовой кластолавы. *10* – структура в основной массе кластолавы. *1, 3-5, 7* – полир. шлифы, *2, 6, 8-10* – прозр. шлифы; ×100.

цесс можно описать синхронно протекающими реакциями метакалишпатизации, декарбонизации и десульфидизации пород

$$[2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + FeS_2 + 13H_2O + 8C \rightarrow$$
$$2KAlSi_3O_8 + 3MgCO_3 + 4FeCO_3 + 2H_2S + CH_4 + 11H_2\uparrow] \text{ и}$$
$$[2K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + FeAsS + 13H_2O + 7C \rightarrow$$
$$2KAlSi_3O_8 + 3MgCO_3 + 4FeCO_3 + AsH_3\uparrow + H_2S\uparrow + 12{,}5H_2\uparrow].$$

Возникающий углекислый газ частично или полностью связывается новообразованиями карбонатов кальция, магния, железа, частью улетучивается. В метакалишпатизированных породах Мурунтау карбонаты распространены повсеместно; изредка встречаются гнезда кальцита до 1м 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 газово-жидких включений в кварце продуктивных ассоциаций (Адрианова и др., 1973).

Суммарный эффект окисления 0,3% (от веса пород) углеродистого вещества мог бы обеспечить в термостатированных условиях глубинного минералообразования повышение температуры в соответствующем объеме пород на 100°С. 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. Возникает своеобразный цикл реакций, поддерживающих друг друга вещественно и энергетически (Проценко, 1983, 1984, 2008), полностью разрушающих существовавшие взаимосвязи золота с сульфидами, углеродистым веществом, глинистыми и слюдистыми минералами. Возникает концентрированный водно-кремнеземистый раствор-расплав, насыщенный сернистым газом, арсином, углекислотой. Создаются условия длительного термостатирования минералообразующей системы (Летников, 1971) подобно тому, как это происходит и в геотермальных зонах пропилитизации вулканогенных осадков.

Как предрудное изменение рудовмещающих пород Мурунтау калишпатизация охарактеризована Л.Н.Протасевич (1966). Ею на многочисленных микрофотографиях показаны текстурно-структурные особенности перерождения углеродсодержащих алевролитов и сланцев разного состава в калишпат-кварцевые и кварц-калишпатовые

метасоматиты (некоторые из ее фотографий воспроизведены на рис. 52). Приведенные в ее 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). При характеристике особенностей метаалевролитов в разрезах глубоких скважин показано, что количественные соотношения калия и натрия в них наиболее близки к андезитам. Таковыми они практически остались и в калишпатизированных разностях пород в крупных рудных телах (см. интервал 1250-1650м скв. МС-3 в табл. 8), за исключением тонких собственно калишпатовых оторочек у прожилков кварца и мелких его же гнездовидных скоплений на пересечениях трещин. Усредненные содержания щелочных металлов в породах, вскрытых скв. МС-3 (см. табл. 8), не показывают какого-либо обогащения калием интервалов с повышенным содержанием золота (см. рис. 60). Косвенно это свидетельствует о изохимическом, в целом, характере высокотемпературных метапреобразований пород на Мурунтауском рудном поле. Подобное поведение калия связано с его особо прочными химическими связями с анионными комплексами алюмосиликатов, являющихся главными минералами пород черносланцевых толщ. При осадконакоплении миграционноспособный калий сорбируется глинистыми минералам или химически связывается гидрослюдами, при метаморфизме они последовательно замещаются серицитом, биотитом и калиевым полевым шпатом.

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% глинозема; силикатный анализ пяти проб минерала) и карбонатов. Вариабельность метапреобразований по содержанию и составу хлоритов выявляет важную, но еще очень слабо освещенную роль этих минералов в буферировании процессов гипогенного минералогенеза в черносланцевых толщах по железу, кремнекислоте и глинозему, показанную выше при анализе деталей метабиотитизации. Видимо, именно хлорит поглощает «излишки» глинозема, появляющиеся при замещении серицита калиевым полевым шпатом. Метакалишпатизация проявлена на месторождении Мурунтау во всем объеме пестробесапанской толщи до 1,5 км от современной поверхности. В период формирования рудных тел она охватывала блоки пород протяженностью по вертикали более 3 км. Наиболее крупные рудные залежи месторождения Мурунтау выведены эрозией на поверхность едва ли не в центральной по вертикали зоне. После выяснения широкого распространения в рудолокализующей толще Мурунтау вулканокластического (в основном, пирокластического) материала андезитоидного и гранитоидного составов становятся более понятными особенности проявления процесса в разных средах. 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. В жильных и гнездовых новообразованиях кварца и карбоната присутствовали самородное золото и шеелит, редко обнаруживался и калиевый полевой шпат. Перекрывается и подстилается пласт интенсивно калишпатизированными метаалевролитами. Процесс, как показало это обнажение, вещественно полностью зависел от состава исходного субстрата. Подтверждением особой роли плагиоклазов является отсутствие проявлений метакалишпатизации в бесполевошпатовых углеродисто-слюдисто-кварцевых сланцах и кварцевых метаалевролитах нижних пачек бесапанской толщи, как и в порфиробластических углеродисто-биотит-кварцевых сланцах нижележащей тасказганской свиты даже на подходах к телу гранитов, вскрытому скважиной СГ-10 на глубине 4000-4200 м.

Особая роль слюд и плагиоклазов при метапреобразованиях исходных пород в высокотемпературных условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма

отражена в гнейсировании мусковит-биотит-кварц-полевошпатовых метапесчаников и сланцев ярейсоимской толщи Яршор-Лаптаеганской площади на восточном склоне Полярного Урала. Порфиробластические выделения микроклина, микроклин-микропертита, мусковита, граната (альмандина) и плагиоклаза возникают здесь в качестве продуктов минерально-химических реакций, важнейшими исходными реагентами в которых являются плагиоклазы и биотит. Их сетчато-ячеистая структура обусловлена многочисленными включениями инертных и в этих условиях обломочных зерен кварца. Порфиробласты альмандина распределены, в основном, «строчками» в слойках слюдисто-плагиоклазового состава, вдоль которых протягиваются редко встречающиеся микрополоски субщелочной зелено-синей роговой обманки. Этот пример приведен для подтверждения исключительной устойчивости обломочного кварца, не раз отмечавшегося автором при характеристике метаморфогенно-метасоматических преобразований рудовмещающих пород. Обломочные зерна этого минерала хорошо распознаются под микроскопом даже в интенсивно метакалишпатизированных разностях песчаников и алевролитов пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле. Такие породы резко отличаются от исходных и нередко воспринимались роговиками, а при документации скважин даже кислыми дайковыми породами.

На Мурунтауском рудном поле преобразования черносланцевой толщи в условиях амфиболитовой фации метаморфизма не завершены. Но здесь проявлены многие характерные для нее минеральные новообразования (микроклин, микроклин-микропертит, 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 на всех глубинах. 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. Таковы были воззрения большинства исследователей в те времена на гипогенный рудогенез. 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. Выше обсуждались условия их возникновения в процессах термоградиентного метаморфизма пород черносланцевых толщ.

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.Заремба (1975) выявили наличие в составе газово-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 интенсивно проявленной в крупных рудных телах Мурунтау декарбонизацией субстрата в условиях относительной замкнутости системы.

Окись углерода при высоких давлениях активно соединяется со многими металлами, образуя карбонилы, часть из которых являются легколетучими жидкостями. Образование хлоркарбонила золота вполне вероятно при окислении углеродистого вещества и золотосодержащих сульфидов в присутствии хлора (компонент органического вещества и морской воды, захороненных в порах осадочных пород). Свидетельством такой вероятности могут служить выводы Л.А.Банниковой и ее соавторов (1983, с. 1148): «…При окислении органического вещества в гидротермальных условиях концентрации металлов в битумоидном веществе падают. Окисление органического вещества приводит к удалению всех рассматриваемых металлов из биту-

моидов…». Хлоркарбонил золота (устойчивое до 160°С газообразное соединение) играл, вероятно, не последнюю роль в миграции золота в черносланцевых толщах при низкотемпературных региональных метаморфических преобразованиях. Появление в минералообразующей системе свободного водорода (так же, как он появляется в составе доменного газа при взаимодействии горящего кокса с водой) приведет к дополнительным нарушениям во взаимосвязях металлов с органическим углеродистым 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 черносланцевых толщах часто обнаруживаются висмут, сурьма, мышьяк, медь и железо в самородном состоянии. Только в ареалах массовой декарбонизации вмещающих пород в рудах Мурунтау появляется шеелит. Не перераспределено, как это было при метасерицитизации пород, а окислено углеродистое 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 рудовмещающих пород и важнейший акт десульфидизации пород и ранее сформированных руд во всей истории рудопродуктивного минералообразования в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов (если отвлечься от кор выветривания и зон окисления в предмеловое и современное время).

Дополнительным результатом массового окисления углеродистого вещества в рудовмещающих породах стало интенсивное развитие карбонатизации плагиоалевролитов и полевошпат-кварцевых метапесчаников в надрудных позициях. Своеобразные сахаровидные кварц-карбонатные метасоматиты наблюдались в 1975 г. в верхней части северного борта карьера Мурунтау. Ими «замещены» слои плагиопесчаников над первой и второй рудными залежами. Гипогенный минералогенез становится, таким образом, вещественно и энергетически самообеспеченным вплоть до полного расхода одного из реагирующих компонентов или до «гашения» реакций быстрым охлаждением системы в результате глубокого дренажа ее водой по разрывным нарушениям.

Нельзя не упомянуть и тектонический эффект подобного состояния системы. Само по себе повышение температуры приведет к повышению напряжений и дополнительным мелкоскладчатым деформациям из-за неоднородности толщи. Но более эффектны проявления взрывного дробления рудолокализующих пород у тектонических трещин. Перевод углеродистого вещества, как и воды, из твердого состояния в углекислоту (жидкую или газообразную) увеличит давление в порово-трещинном пространстве, и оно может превысить литостатическую нагрузку на раствор-флюид. При снятии с таких перенапряженных блоков внешнего давления тектоническими трещинами породы около них растрескиваются и дробятся. Брекчиевидные текстуры калишпатизированных пород в главных рудных залежах Мурунтау – господствующие. Их облик определен тонкой слоистостью пород, разной прочности. Следует, в связи с этим, внести некоторые коррективы в интерпретацию повышенной дислоцированности пород в рудных телах и приуроченности месторождений к разрывным нарушениям. Приращение объема сланцев при метакалишпатизации могло достигать от 2,2 до 7,2% (см. табл. 6) даже без учета объемов выделяющейся воды. Горизонтальная мощность второй рудной залежи (мощность на верхних горизонтах карьера – 250 м) Мурунтау при 30% проработке ее пород могла увеличиться на 2-4 м. Более значительное приращение объема твердых фаз происходило при карбонатизации метаалевролитов и сланцев. Мощность сахаровидных карбонатных метасоматитов над второй рудной залежью достигала 10-15 м. Пирротинизация приводила к удвоению объема, занимавшегося первичным пиритом. С учетом воды и углекислоты объемные эффекты метапреобразований оказываются еще более значимыми. Образова-

ние граната и роговых обманок в условиях амфиболитовой фации сопровождается уменьшением объема пород и, следовательно, повышением их трещиноватости. Метаморфизм пород, как видим, мог быть одной из причин повышения внутренней дислоцированности крупных рудных залежей, как и тектонической перестройки всего месторождения и рудного поля.

Метаморфогенно-метасоматические преобразования пород ведут к существенному приращению их объема 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 объема твердых фаз характеризуются гидратационные преобразования, отражающие, в конечном счете, взаимодействие литосферы с «гидросферой» по разломам и зонам разуплотнения. Это не менее могущественный фактор тектонического развития литосферы океанов, континентов и отдельных регионов, чем предполагаемые конвекционные перетоки веществ в астеносфере, верхней мантии и ядре планеты Земля.

О температурах (650±50°С) при метакалишпатизации рудовмещающих пород на месторождении Мурунтау можно судить по ряду ее 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. В соответствии с экспериментальными исследованиями перехода габбро в эклогит (Грин и др., 1968) гранат может указывать на высокое давление при метакалишпатизации алевролитов и сланцев. 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. К таким же «побочным» продуктам замещения биотита можно отнести ильменит и сфен, распространенные в сланцах и сланцеватых метаалевролитах, вскрытых скважинами МС-1, МС-2 и СГ-10. В разрезе скважины МС-2 кристаллы сфена и ильменита наблюдались в интенсивно калишпатизированных и осветленных метаалевролитах и сланцах, а на рис. 59 показан сфен, образованный при метакалишпатизации и актинолитизации андезидацитовой туфолавы. Амфиболы характеризуются максимальной теплотой образования; актинолитизация (см. рис. 64 в главе VII), несомненно, повышала разогрев тонкослоистых пород пестробесапанской толщи Мурунтау.

В хлорит-калишпат-кварцевых жилковато-гнездовых сегрегациях зернистого сложения наблюдались относительно более крупные зерна калиевого полевого шпата с микроклиновой решеткой и веретенцами пертитовых обособлений альбита. Это – свидетельство высокой температуры минералообразования в период формирования золото-шеелит-хлорит-калишпат-кварцевого минерального комплекса Мурунтау. «В породах, относящихся к фациям от низкого амфиболита до зеленых сланцев, калиевый полевой шпат почти всегда представлен микроклином. Такая связь между фазовыми отношениями калиевого полевого шпата и фациями вмещающих его пород соблюдается только в случае изохимического метаморфизма» (Дир и др., 1966, т. 4, с. 100). Минеральный состав пород пестробесапанской свиты и продуктов их метаморфического преобразования подтверждает «изохимический» характер процесса. В новообразованиях нет ни одного минерала, химические элементы которого не присутствовали бы в исходной породе в иной минеральной форме. По Ю.В.Нагайцеву (1976), появление калишпатсодержащих парагенезисов характерно метаморфизму при температуре 600-720°С и давлении 3,8 кбар. Гипогенное «выгорание» химически инертного углеродистого вещества с явлениями осветления и карбонатизации пород не могло происходить при температуре ниже 600°С. Только по достижению таких температур углерод способен восстанавливать водород воды.

Вода – практически единственный источник кислорода для окисления углеродистого вещества пород в столь крупных масштабах на большой глубине.

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 главных факторов вовлечения золота в «дальнее» перераспределение. «Расчеты показали, что при температуре 700°С в равновесии с полиминеральным агрегатом гранитоидов должны сосуществовать растворы (флюиды) с pH на 1-4 единицы выше pH нейтральной точки воды для данной температуры…» (Павлов, 1972), т. е. водно-флюидная фаза в подобных условиях должна иметь щелочную реакцию. Щелочность дополнительно может возрастать при опережающей миграции водорода. Протоны способны при высоких температуре и давлении диффундировать через платину (Островский, Орлова, 1958). В соответствии с принципом кислотно-основного взаимодействия (Коржинский, 1950, 1955, 1957) повышение общей щелочности растворов понижает степень ионизации и растворимость оснований, но именно в щелочных обстановках облегчается образование и повышается устойчивость комплексных анионов амфотерных элементов (алюминий, вольфрам, мышьяк, молибден, золото). Решающее значение щелочных растворов в переносе золота подчеркивалось А.Л.Павловым (1971), показавшим (1973), что поля устойчивости комплексных соединений тяжелых металлов располагаются в области отрицательных значений Eh при высокой щелочности растворов. Такие свойства водно-флюидная система может приобрести при выделении гидроксильной воды за счет метакалишпатизации слюд и окислении уже нагретого до высоких температур (650±50°С) углеродистого вещества породы освобождающимся кислородом. На Мурунтауском рудном поле коррозия метакристаллов пирита и арсенопирита (см. рис. 49, 50) распространена в метаалевролитах и сланцах удаленных (до 5 км от рудных тел) флангов. 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. В породах рудных блоков, осветленных наиболее интенсивно, сульфидов нет вообще. Арсенопирит на всех рудных полях богаче золотом, чем пирит.

Высокие температура и давление, высвобождение воды, кремнекислоты и активизация миграции калия и натрия в ходе метакалишпатизции пород обеспечивали условия для появления более значительных объемов упоминавшихся выше гелеобразных растворов-расплавов, близких к выплавкам, если судить по структуре продуктов их раскристаллизации. Контакты криптозернистого калиевого полевого шпата с замещаемыми сланцами и метасоматитами 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 (Мурунтау, Турбай, Саутбай, Айтымтау, Северный Тамдытау, Зармитан, Кумтор).

Выше, при обсуждении условий региональной и локальной метабиотитизации пород черносланцевых толщ, была показана обеспеченность соответствующих метапреобразований минеральными ресурсами самих пород. Наметились первые признаки дополнительного окисления железа, возможности появления активных переносчиков золота (сероводород, диоксид серы, арсин, кислород, хлоркарбонилы). Реакции 7 и 23 в табл. 6 показывают вещественно автономное развитие метакалишпатизации. 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 углеродистого вещества и сульфидов. Диоксид серы – бесцветный «сернистый» газ – в промышленных масштабах получают по реакции окисления пирита: $4FeS_2 + 11O_2 = 2Fe_2O_3 + 8SO_2$ (Глинка, 1978, с. 385). Он хорошо растворяется в воде (до 40 объемов в 1 объеме воды при 20°С). По всей вероятности, это

соединение было главным агентом удаления сульфидной серы из пород зоны метакалишпатизации. Миграция присутствовавшего в породах и метавкрапленных сульфидных рудах золота в трещины ресурсно обеспечивала формирование жильно-прожилково-метасоматических новообразований в главных рудных телах Мурунтау. Среднее содержание золота в них несущественно выше концентрации благородного металла в рудах золото-сульфидной формации месторождений Даугызтау и Амантайтау.

Не исключено, что именно с удалением серы синхронизирован «вынос» рубидия при метакалишпатизации рудолокализующих пород. Явление зафиксировано изменениями содержания этого щелочного металла в разрезе по скв. МС-2 на восточном фланге Мурунтауского рудного поля, где интервал 1354-1570 м отмечен наиболее интенсивным развитием метакалишпатизации и осветления пород, повышением содержания золота и минимальной концентрацией рубидия (см. табл. 2 в работе автора 2008$_1$). Не менее четко снижение содержания рубидия на фоне роста концентрации золота проявлено в разрезе скв. МС-3 (рис. 60; см. табл. 8). Характерная для слабо измененных пород прямая корреляция содержаний калия и рубидия в рудоминерализованных породах этого разреза нарушается из-за непропорционального выноса рубидия. По концентрации калия породы с повышенным содержанием золота не отличаются от безрудных. Эту особенность метакалишпатизации (опережающий вынос более щелочного металла) необходимо учитывать при интерпретациях результатов датирования минерагенических событий в рудогенезе по изотопно-геохимическим характеристикам их продуктов. Особо важно это для восстановления хронологии процессов, сопровождающихся генерацией углекислого газа: карбонаты щелочных металлов легко растворяются в воде, тогда как $SrCO_3$ растворяется очень слабо.

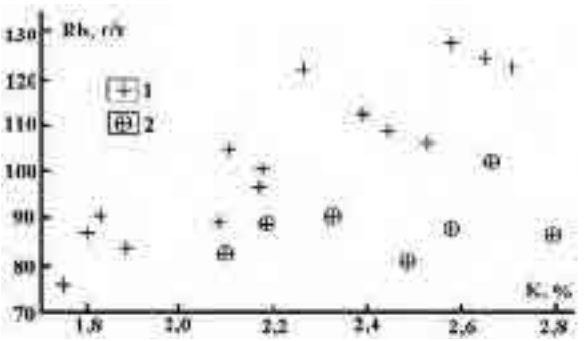


Рис. 60. Соотношения интервально усредненных концентраций рубидия и калия в разрезе пород пестробесапанской толщи по скв. МС-3 (см. табл. 8). Породы с содержанием золота, г/т: 1 – менее 0,06; 2 – более 0,06.

Присутствие шеелита в хлорит-кварц-калишпатовых сегрегациях стало новым явлением гипогенного минерагенеза в черносланцевых толщах, указывающим на подвижность вольфрама при метакалишпатизации их пород. Роль высокорастворимых вольфраматов щелочей в переносе вольфрама растворами экспериментально показана О.В.Брызгалиным (1960). Щелочная среда отличается высокой растворяющей способностью в отношении кремнекислоты, а гидраты, как одно из проявлений гидрофильности металлов (Бадалов, 1982), могут приобрести существенное значение в миграции золота только в высокощелочных обстановках (доклад Б.И.Пещевицкого на семинаре в Ташкенте 4 октября 1985 г.).

О.В.Брызгалин (1976, с. 24-32), обобщая наблюдения за особенностями распределения вольфрама на месторождениях и исследования поведения его комплексов в гидротермальных обстановках, пришел к важным выводам для понимания минерагении этого элемента в черносланцевых толщах Средней Азии. «Характерная связь вольфрамового (шеелитового) оруденения с процессами альбитизации (деанортитизации) плагиоклазов… позволила предположить, а затем и подтвердить экспериментально… образование шеелита… обменным взаимодействием между Na^+ рудоносных (вольфрамоносных) растворов и Ca^{2+} плагиоклазов…».

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, характеризуемых в качестве важнейших собственно вольфрамоворудных объектов большинством исследователей (Бабаев, 1959; Кучукова и др., 1968, 1977; Хамрабаев, 1972; Денисенко, Рундквист, 1977; Отрощенко, 1977; Факторы формирования…, 1984). Скарноидные метапреобразования с возникновением актинолита, сфена и пироксена в породах рудных тел Мурунтау характерны редко присутствующим известнякам и кластолавам (см. рис. $59_{9, 10}$).

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 вольфрамоворудном районе. Общим для них является приуроченность проявлений 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. Четко это проявлено на месторождении Саутбай около крупной дайки диоритовых порфиритов и в приконтактовых с гранитами зонах.

Пересечение шеелитоносных роговиков и скарнов жилами аплитов, аплитовидных гранитов и пегматитов (Отрощенко и др., 1974, 1977, 1983) подтверждает формирование повышенных концентраций вольфрама при контактовом метаморфизме вольфрамсодержащих пород во время собственно магматической стадии становления интрузивов. 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), четко намечаются два этапа становления шеелитсодержащей минерализации: собственно магматический (кварциты, роговики, скарны) и постмагматический (полевошпат-кварцевые и флюорит-полевошпат-кварцевые жилы и прожилки с шеелитом непосредственно в гранитоидах). Последние пересекают пирротинсодержащие роговики и скарноиды и сопровождаются в них оторочками калишпатизации с резко изменяющейся мощностью в зависимости от состава слойков. Роговики и скарноиды шеелитоносны на Сарытауском, Турбайском и Саутбайском месторождениях только при развитии по карбонатно-кремнисто-терригенным отложениям нижнекокпатасской подсвиты. Еще четче роль вмещающих интрузив пород в качестве источника вольфрама проявилась в шеелитоносности калишпат-кварцевых и флюорит-калишпат-кварцевых жил и прожилков в линейном штокверке, вытянутом по всей длине обнаженной части интрузива адамеллитов на Сарытауском рудном поле. Шеелит и флюорит в них встречается только в северо-западной части штокверка, где интрузив контактирует с отложениями нижнекокпатасской подсвиты.

Последовательная смена (во времени) низкотемпературных (седиментогенных) минеральных парагенезисов более высокотемпературными прослежена на всех золоторудных полях в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов. Диагенетические сульфиды перерождаются в метавкрапленные при серицитизации пород. Те и другие замещаются пирротином при биотитизации, а при метакалишпатизации разрушаются все сульфиды (в т. ч. пирротин) и углеродистое вещество. На этом же пути изменяются технологические свойства руд. Упорные углеродисто-золото-сульфидные руды преобразуются в легко перерабатываемые убогосульфидные с решающей ролью высокопробного самородного золота в его минеральном балансе. Шеелит появляется только в составе наиболее высокотемпературных парагенезисов,

в формировании которых участвовали высококонцентрированные щелочные растворы кремнекислоты.

Вещественные и морфоструктурные характеристики крупнейших рудных скоплений золота и вольфрама в Западном Узбекистане определены, как теперь представляется, первично седиментогенным накоплением этих металлов в обогащенных биоорганическим углеродистым веществом осадках позднепротерозой-раннепалеозойского времени и особенностями их метапреобразования в породы черносланцевых толщ современного состояния. Чем интенсивнее метаморфизм (выше Т и Р), 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 золото-сульфидной формации изменения рудовмещающих пород характеризуются сохранением углеродистого вещества и сульфидов, появлением метабластических новообразований минералов, распространенных в самих породах. В рудах месторождений золото-кварцевой рудной формации широко проявлены новые минералы, интенсивная декарбонизация и десульфидизация пород.

Нельзя не обратить внимания на постоянство содержаний золота в промышленных рудах месторождений золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой рудных формаций. Колебание концентрации золота в промышленных рудах всех формаций на месторождениях Центральных Кызылкумов ограничены рамками ±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. Более чем достаточно оснований считать это месторождение и его колчеданные залежи производными осадочного процесса в бассейне с активным поступлением вулканокластического (в т. ч. пирокластического) материала и вулканических эманаций. В современном состоянии его колчеданные «жилы» представляют катаклазит, сцементированный кварцем, альбитом, серицитом. На месторождении распространены признаки рассланцевания альбит-кварц-хлорит-серицитовых псевдоморфоз по кристаллам пирита, как и колчеданных макроконкреций. При разведочных работах установлена отрицательная корреляция содержаний золота с кварцем и альбитом в рудах.

На решающую роль осадочных толщ в специализации отдельных металлогенических провинций одним из первых указал А.Н.Тугаринов: «Естественным выводом из рассмотренных нами положений является заключение о том, что главным фактором, обусловившим разнообразие металлогенических провинций Земли, являются поверхностные процессы дифференциации вещества земной коры, происходившие помимо вулканизма. Такими явлениями могли быть только гипергенные явления выветривания и осадкообразования» (Тугаринов, 1963, с. 156). С наличием определенных металлов в составе осадочных пород С.Т.Бадалов (1965, 1966, 1982) 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 осадкам накоплений золота и других элементов в черносланцевых толщах в металлогении Южно-Тянь-Шаньской провинции. В подтверждение таких обобщений добавим, что нет на Земле более мощных дифференциаторов минерального вещества, чем выветривание, дезинтеграция, транспортировка и осадконакопление (в целом – осадочный процесс). В диагенезе осадков возникают колчеданные, железомарганцевые, фосфатные, карбонатные, кремнистые конкреции и конкреционные слои с содержаниями полезного компонента до многих десятков

процентов. Некоторые седиментогенные образования на месторождениях Центральных Кызылкумов (в частности, колчеданы Амантайтау) содержат до десятков г/т золота. На огромных площадях в Черном море современные осадки в скором времени могут приобрести значение руд вольфрама.

Все вышеизложенное касалось, в основном, золотопродуктивных минеральных парагенезисов и комплексов додайкового (догранитоидного) периода развития Центральных Кызылкумов. Гипогенный минерагенез интрузивно-магматической и постмагматической стадий в черносланцевых толщах завершает цепь событий гипогенного рудообразования. Но минералогенез этих стадий в соответствии с новыми энергетическими «возмущениями» и возросшей термодинамической градиентностью в окружающем интрузию пространстве приводит к возникновению более концентрированных проявлений металлов с лучшими для извлечения золота и вольфрама минеральными формами. Последайковые минеральные комплексы развиваются на месторождениях Центральных Кызылкумов с характерными для гидротермального процесса явлениями. Пространственно они четко «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. На восточном фланге рудного поля жилы сахаровидного, гребенчатого кварца с халцедоном, адуляром, марганцовисто-магнезиальными карбонатами, сульфосолями серебра и самородным серебром локализованы в разветвляющейся структуре Южного разлома; серебра в них не более 10-15 г/т, золота не более 1-1,5 г/т. На Даугызтауском и Кокпатасском рудных полях жилы и прожилки кварца с карбонатами и антимонитом иссекают метавкрапленные руды с золото-арсенопирит-пиритовым минеральным комплексом. Золота они практически не содержат, метаморфизующее воздействие их на вмещающую среду слабое. 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 месторождении Высоковольтное в жилах кварца с сульфосолями серебра и меди содержание серебра достигает иногда 30 кг/т, но в породе непосредственно у контакта с ними не превышает 3-5 г/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. Одним из таких минеральных комплексов на Мурунтауском рудном поле является пирит-альбит-турмалиновый, формирующий крупные (дайкообразные) жилы, прожилки и метасоматиты.

Разведочные и эксплуатационные работы показали пересечение, смещение и разубоживание руд Мурунтау Южным, Структурным и Северо-восточными разломами. Южный в 60-е годы считался структурой, подводившей и распределявшей рудопродуцирующие растворы. Однако в этой структуре и около нее получили интенсивное развитие только самые поздние («альпийские») низкотемпературные жильные и метасоматические минеральные новообразования (шестовато-розетчатый кварц, халцедон, адуляр, марганцовистые карбонаты, сульфосоли серебра, глинистые минералы). Со структурным разломом пространственно ассоциированы дайки гранитоидных пород и пирит-альбит-турмалиновые жилы, пересекающие золоторудные залежи.

В условиях метаморфогенно-метасоматических преобразований пород черносланцевых толщ не было транзитных потоков гидротермальных растворов. Как же мобилизовался, транспортировался и концентрировался рудный материал? Вопрос еще более сложен. Мобилизовался ли? Транспортировался ли? Концентрировался

ли? Такое смещение акцентов в постановке вопроса об источниках рудообразующего вещества оправдано «равенством» содержаний золота в промышленных рудах золотосульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой рудных формаций при всех известных их структурно-текстурно-минералогических и геохимических различиях и контрастах в концентрациях золота в отдельных жилах и прожилках.

Анализ термодинамических обстановок серицитового, биотитового и калишпатового метаперерождения рудовмещающих пород показал прогрессирующее с ростом температуры высвобождение воды и кремнекислоты. Вода высвобождается из минералов с удельным весом от 2 до 3 г/см^3, переходит в жидкое (флюидное) состояние с объемным весом около 1 г/см^3, обеспечивая положительный объемный эффект некоторых минерально-химических реакций метаморфизма. Она высвобождается совместно с кремнекислотой в пропорциях, характерных гелеобразным растворам (по свойствам – расплавам?). Весовое количество воды и кремнекислоты, высвобождающихся при калишпатизации хлорит-слюдистых смесей, соотносится как 1 к 3,3 (отношения их объемов около 0,8). Ее давление в поровых пространствах пород может превысить литостатическую нагрузку, и она как густая смазка станет мигрировать к структурам с пониженными Т-Р характеристиками, активно содействуя микротекстурной и минералогической перестройке всей среды своего продвижения (повторное рассланцевание, окварцевание). Облегчая в перенапряженных тонкослоистых породах пластическое течение вещества, высококонцентрированный гель-раствор-расплав способствует формированию плойчатых микроскладок, будинажу и рассланцеванию жил кварца и слоев жестких пород, кливажу ранее сформированных метакристаллов пирита и арсенопирита. Такие структуры – неотъемлемый элемент строения высокотемпературных метаморфогенно-метасоматических месторождений в черносланцевых толщах. На Мурунтауском и Коспактауском рудных полях широко распространены рассланцевание жил и прожилков кварца, сегрегации вещества (кварц, пирит, пирротин) в замковые участки плойчатых микроскладок. Рассланцеванию подвергались как конформные с напластованием жилы и прожилки, так и секущие.

Высококонцентрированные растворы-расплавы кремнекислоты особое значение имеют в экстракции и перераспределении золота, поскольку в условиях окислительной деструкции углеродистого вещества, пирита, арсенопирита и пирротина они насыщаются CO, CO_2, S, 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, освобождающийся при замещении слюд калиевым полевым шпатом. Заметим кстати, что замещение гидроксилсодержащих минералов (серицит, биотит, хлорит) безводным полевым шпатом (см. рис. 52, 53) противоречит распространенному мнению о гидротермальной природе метакалишпатизации рудовмещающих пород Мурунтау. В блоках слабо нарушенных пород миграция воды и растворенных 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 без замещения обломочных зерен кварца и полевых шпатов. Вместе с кремнекислотой в твердую фазу переходит основная часть растворенных сульфидов, карбонатов, золота. В блоках пород, не подверженных внешним тектоническим воздействиям, запускается механизм длительной массовой перекристаллизации сульфидов с незначительными пространственными перемещениями вещества. Это относится и к обстановкам биотитизации и калишпатизации рудовмещающих пород. Отсутствие дальней миграции вещества, на наш взгляд, единственно возможное объяснение «равенства» содержаний золота в рудах разных формаций, резко отличающихся по Т-Р-параметрам формирования и условиям локализации минеральных новообразований в черносланцевых толщах.

Существенно отличается развитие процесса в зонах повышенной дислоцированности, куда направляется поток раствора-флюида за счет резкого падения статического давления подвижной фазы. Разгрузка растворенного 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 еще на подходе к трещинам в соответствии с принципом дифференциальной подвижности химических элементов. В рассечках и штреках шахты № 5 на восточном фланге месторождения Мурунтау наблюдались конформные напластованию жилы кварца, вдоль которых во вмещающих метаалевролитах и сланцах шеелит и арсенопирит распределялись струями зерен до 1,5 см в поперечнике. В самой же жиле этих минералов не было. Внутренние (околожильные) зоны метасоматических колонок обогащаются кремнекислотой, внешние – глиноземом. Такое строение метасоматических колонок особенно отчетливо наблюдается на месторождениях Чармитан и Чоре. Оно 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. Это необъяснимо, если метасоматиты связывать с горячими растворами, ворвавшимися в более холодные породы. В метаморфогенном же минералообразовании метасоматиты являются производными кульминационной по T и P стадии метаморфизма, когда облегчен локальный метасоматоз (Добрецов, 1974), но напряжения еще не превысили предела прочности метаморфизуемых пород. Когда предел прочности пород превышен, напряжения приводят к росту их дислоцированности; формируются зоны рассланцевания, повышенной пликативной и дизъюнктивной дислоцированности с образованием секущих и конформных с напластованием трещин и полостей. При резком снижении давления (и, соответственно, температуры) в трещинах и полостях отслоения возникают (Долгов, 1964) жильные проявления минерализации, формируемой подвижными компонентами метаморфизуемых пород (кремнекислота, сульфиды, карбонаты). Конформные с напластованием пород жилы и их свиты – характерные элементы штокверковых рудных тел в черносланцевых толщах. Испарение раствора и последующий прогрев жил кварца до температуры окружающей среды объясняют низкую декрептоактивность и отсутствие четко выраженных аномалий декрептоактивности кварца метаморфогенных жил на шкале температур от 150 до 600°C (Проценко, 2008$_1$). Этот тип минерализации автором отнесен к продуктам метаморфического автодиафтореза вмещающих пород (Проценко, 1976). По сути, в Центральных Кызылкумах (на Мурунтауском рудном поле, в частности) этими типами минерализации завершаются этапы метаморфизма черносланцевых толщ в условиях хлорит-серицитовой, хлорит-биотитовой, кварц-полевошпатовой субфаций зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Ниже обсуждается значение в концентрировании подвижных продуктов минерально-химических реакций прогрессирующего метаморфизма (металлоносных) пород не только снижения давления в трещинах, но и испарения в них растворителя.

От степени «открытости» (проницаемости) порово-трещинных систем зависит давление раствора и термодинамически равновесного с ним пара (флюида). Это означает, что во включениях минералообразующей среды в минеральном выполнении относительно открытых трещин объемное соотношение жидкости и газа (пара) будет непостоянным. В крупных «открытых» синметаморфических трещинах (и полостях отслоения) жильное выполнение формируется пленочным «налипанием» вещества на стенки при активном испарении растворителя. 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 равновесным с ним паром. Особо резко различающимися по степени выполнения минералообразующей средой окажутся включения в системе «открытых» (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 газово-жидкими. Понятно, что жидкие и газовые включения в кварце, образованном в подобной обстановке, взорвутся при нагревании минерала при существенно отличающихся температурах. Поэтому сама по себе декрептоактивность минералов (и пород) не дает сколь-нибудь надежного критерия о температурах формирования жил и метасоматитов. Непостоянство объемного соотношения жидкости и пара во включениях обусловило «многовершинность» кривых декрептоактивности кварца метаморфогенных жил, их полную непригодность к суждению о температуре минералообразования. Опираясь на результаты многих исследований, В.Ф.Барабанов (1977, с. 142-143) записал, что и «…метод гомогенизации газово-жидких включений, особенно с небольшими степенями заполнения, не дает ни «истинных» температур минералообразования, ни тем более представления о фазовом агрегатном характере минералообразующих растворов». Обратим внимание на абсолютное подобие кривых декрептоактивности жильного кварца раннепалеозойских метаморфогенно-метасоматических парагенезисов и минерала из жил, сформированных в герцинское время после внедрения даек порфировых пород. Истинно гидротермальное происхождение последних и сегодня не ставится под сомнение. Представляется, однако, что и они возникли как продукт метаморфогенно-метасоматических преобразований вмещающих пород, но в новых термодинамических и, в соответствии с возросшей жесткостью пород, структурных условиях.

При анализе условий возникновения рудообразующих минеральных комплексов на месторождениях в черносланцевых толщах уже упоминались многие из особенностей поведения подвижных фаз в минералообразующих системах. Минерально-химические реакции показывают прогрессирующее обезвоживание исходных осадков с нарастанием температуры метапреобразований и постоянную подпитку растворов кремнекислотой. Однако не следует сами реакции понимать в их буквальном выражении, они отражают лишь суммарный эффект метаперерождения горных пород. При метабиотитизации и метакалишпатизации происходит лишь относительное обогащение глиноземом хлорита в возникающих парагенезисах по сравнению с составом хлорита в исходном субстрате. Реакция 3 в табл. 6 отражает лишь предпочтительное замещение альбитом анортитового минала обломочных плагиоклазов в метапесчаниках и метаалевролитах. Это в корне меняет представления о природе альбитизации рудовмещающих пород. Альбитизация обломочно-осадочного плагиоклаза – конечное выражение его деанортитизации. Не случайно наиболее интенсивно прожилковая и мелкогнездовая альбитизация проявляется только в плагиоклазовых и плагиоклазсодержащих метаалевролитах и метапесчаниках во взаимосвязи с карбонатизацией. Подобное соотношение альбитизации и карбонатизации характерно для продуктов пропилитизации туфогенных пород и наиболее широко проявлено на месторождении Амантайтау. Минерально-химические реакции помогают осознать, что ни один из этих процессов не осуществляется вполне самостоятельно, независимо от других, 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 изменения в составе сосуществующих хлоритов и пирротинизация пирита и арсенопирита. Метакалишпатизация пород синхронна с термохимической деструкцией углеродистого вещества и сульфидов,

полиминеральным порфиробластезом титановых минералов, осветлением пород, их карбонатизацией над блоками метакалишпатизации и выгорания углеродистого вещества в рудных телах. Анализ метаморфогенно-метасоматических преобразований пород черносланцевых толщ на основе минерально-химических реакций показывает, что в их рудогенезе одинаково важное информационное значение имеют образование минералов определенных 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 определенных 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; углеродистое вещество + кислород (гидроксил) → CO_2 (в условиях избытка углерода – CO); сульфиды + вода + кислород (гидроксил) → H_2S + тиосульфидные, тиосульфатные и политионатные комплексы. Все подобные реакции изменяли форму присутствия золота в породах, переводили его в подвижное состояние или в твердую фазу в самородной форме, способствовали возникновению рудных концентраций 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 основных породообразующих (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. В таком случае золотоносность кварцевых метасоматитов будет полностью определяться наличием или отсутствием золота в субстрате.

Поясним значение приставки «мета» к терминам, характеризующим структурно-текстурные и минерально-химические преобразования пород в условиях регионального и локального динамотермального метаморфизма. Она здесь употребляется для характеристики преобразований, осуществляющихся за счет ресурсов самих пород, отсюда и понимание термина «метаморфогенно-метасоматическое минерало- и рудообразование» в неразрывном единстве мнимых противоположностей (Проценко, 1990). В.Линдгрен еще в 1925 г. очень точно охарактеризовал роль метасоматических преобразований пород при метаморфизме: «уберите метасоматизм, и от метаморфизма мало что останется» (цитировано по В.Ф. Барабанову, 1985, с. 340).

Принципиально важной особенностью метаморфогенно-метасоматического минералообразования в породах черносланцевых толщ является вынос вещества в трещины и трещинно-поровые системы. Этим оно отличается от собственно метасоматического около трещин и разломов под действием транзитных растворов, когда хотя бы один из компонентов вносится в систему. Высвобождение воды, кремнекислоты, серы, мышьяка, золота, образование углекислоты и их миграция из пород в поровотрещинные системы (а затем и по ним) – основное содержание понятия о мобилизации рудообразующих элементов в применении к метаморфогенно-метасоматическому рудогенезу в черносланцевых толщах. Жилы и системы прожилков формируются на завершающей стадии метаморфогенно-метасоматических преобразований локализующего субстрата. Состав жильных новообразований (моно- или полиминеральных) полностью определяется минералами химических элементов, подвижных при метаморфизме (УВ, кварц, карбонаты, сульфиды, реже, полевые шпаты, вольфраматы и металлы в самородном состоянии). 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. Мономинеральные кварцевые жилы при переходе из пластов сланцев и метаалевролитов в слои известняка становились кварц-кальцитовыми (месторождение Сарыбатыр). Тонкие кварцевые прожилки секционно становились пиритовыми на пересечении слоев с конкреционным пиритом (месторождения Амантайтау и Турбай). Формирование тончайших прожилков витренита-антраксолита в трещинах кливажа сланцеватости, диагональной к напластованию, только на пересечении наиболее богатых УВ слойков (рис. 61) наблюдается в ряде шлифов по 170-метровому разрезу тонкого чередования углеродисто-хлорит-серицитовых сланцев и туфоалевролитов на поисковом участке Дарбаза (скв. 19).

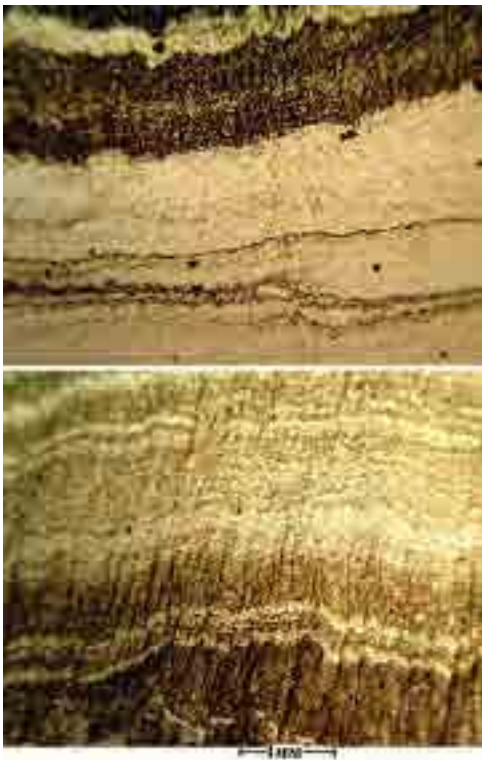


Рис. 61. Формирование тончайших жилок витренит-антраксолита только на пересечении резко обогащенных УВ слойков углеродисто-хлорит-серицитовых сланцев. Нуратау, участок Дарбаза, скв. 19, 80,5-82 м, прозр. шлиф, с одним николем (на микрофото пропущена полоса алевролитов в центре шлифа, не содержащая прожилковых новообразований УВ).

Главные минералы позднеметаморфических 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^3 жильно-прожилковой минерализации (до 10-30% объема 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 определенном месте? Не исключено, что проявления меднорудной минерализации в отложениях тасказганской толщи к востоку от интрузива обязаны своим появлением именно такому перераспределению меди.

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 (Проценко, 1987, 1991). Зона подвижного равновесия пар (флюид) – вода (раствор) установится и в относительно закрытых от внешней среды трещинно-поровых системах метаморфизуемых пород, если температура и давление подвижных фаз ниже критических для воды (около 374°С и 217,7 атм). Критическое для воды давление и определяет глубину возможного появления таких минералообразующих систем. Если оно задано гидростатически, то предельная глубина не может превысить 2,5 км. Но 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 твердую фазу растворенных веществ, что связано с повышением концентрации растворов у границы фаз за счет испарения (кипения в открытых

системах). Сюда же стекает конденсат из верхних частей порово-трещинных систем, принося с собой новые порции выщелоченных компонентов горных пород. Вода в штокверковых «рудных телах» не остается. Основной механизм ее удаления из системы – испарительный, об этом свидетельствует строение метаморфогенных кварцевых жил. Они сложены аллотриоморфными зернами; друзовая кристаллизация для них не характерна. На это же указывает присутствие периклаза в метавкрапленных рудах месторождения Сарыбатыр.

Миграция рудообразующих компонентов в металлоносных породах к зоне твердофазного минералообразования сверху вниз с помощью испарительно-конденсационной «ветви» конвекции подвижных фаз может оказаться не менее продуктивной, чем снизу. Конденсат, насыщенный в условиях окисления углеродистого вещества и сульфидов кислотообразующими газами (SO_2, CO_2, 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 вновь переходят в твердую фазу. Вероятно, таким был механизм конвекции растворов при формировании золото-сульфидно-кварцевых руд месторождения Зармитан.

Внимание к рудоконтролирующей роли субгоризонтальных зон («слоев») привлечено формулировкой одного из общих принципов построения геолого-генетических моделей рудных формаций (**принцип рудоконтролирующей роли геоида)**. «…Многие месторождения, формирующиеся на различных глубинах, оказываются расположенными закономерно вблизи поверхности геоида… Различные типы оруденения развиваются в пределах определенного слоя… При этом в большинстве случаев отмечается, что на период рудообразования этот рудоносный слой располагался субгоризонтально и примерно параллельно пенепленизированной поверхности палеорельефа… Характерным примером развития оруденения в субгоризонтальной плоскости является классический рудный район Корнуолла. Здесь «рудоносный слой», в пределах которого локализованы Sn-W, Sn-Cu, Cu-Pb-Zn, Pb-Zn-Fe-U, имеет мощность 400-800 м и распространяется в субгоризонтальной плоскости на 200 км…» (Рундквист, 1983, с. 21-23).

Одним из следствий более интенсивного метасоматического минерагенеза в субгоризонтальной зоне термодинамического равновесия жидкости и пара является осложнение крутопадающих рудных столбов протяженными субгоризонтальными ответвлениями руд. Г.В.Касавченко (в приватных диспутах) часто изображал эту ситуацию в виде «ростральной колонны с серией корабельных носов» (рис. 62). Модель метаморфогенно-метасоматического рудообразования (рис. 63) позволяет предложить прямо противоположное толкование этого явления: «ответвления» питали рудные столбы, являвшиеся в силу более высокой дислоцированности структурами, испарявшими флюид-раствор из системы.

В связи с прогрессирующим падением давления в порово-трещинных системах по мере приближения к разрывным структурам усиливался «сброс» растворами полезной нагрузки, повышались концентрации подвижных компонентов и содержания представляющих их минералов. И это наиболее приемлемое объяснение, почему рудные столбы практически не выходят за контуры стратиформных штокверков. С наибольшей наглядностью это проявлено на Кокпатасском рудном поле. Образ стратиформного штокверка для описания морфологии рудных залежей Мурунтау автор применил в статье (1976$_1$). В ней же впервые для Мурунтау

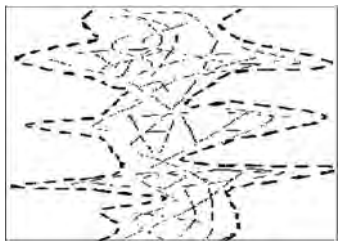


Рис. 62. Образ секущего рудного штокверка для Мурунтауского рудного поля, по Г.В.Касавченко.

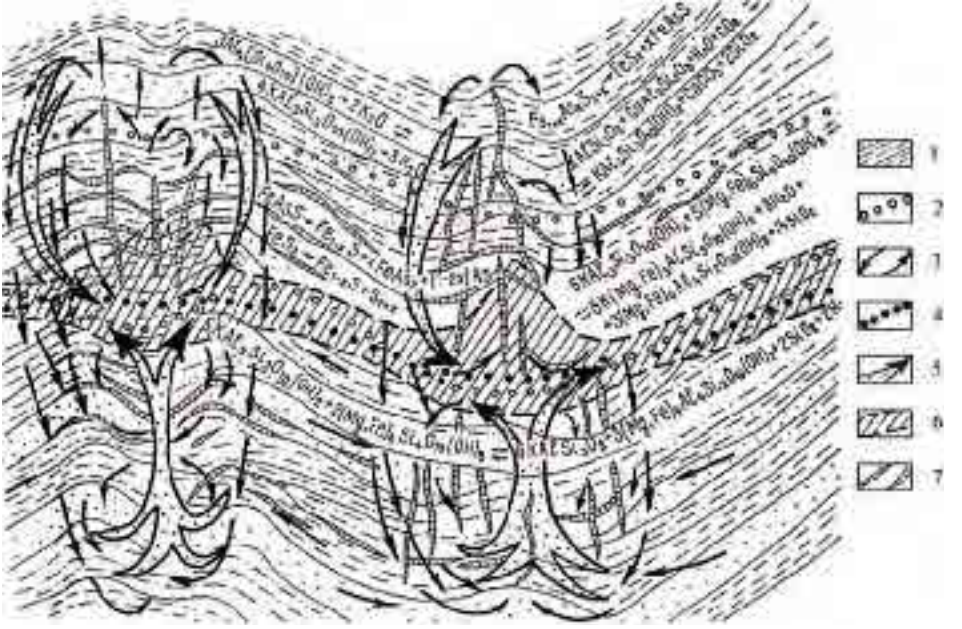


Рис. 63. Обобщенная схема метаморфогенно-метасоматического минерало(рудо)образования в черносланцевых толщах. *1* – метапесчаники, метаалевролиты, сланцы углерод- и сульфидсодержащие; *2* – «границы» хлорит-серицитовой (вверху), хлорит-биотитовой (в средней части) и хлорит-актинолит-полевошпатовой (внизу) фаций и субфаций регионального динамотермального метаморфизма; *3* – миграция подвижных продуктов метаморфогенно-метасоматических преобразований пород с конвекцией в протяженных синметаморфических порово-трещинных системах; *4* – область термодинамического равновесия жидкой и газообразной фаз водно-флюидной системы; *5* – миграция экстрагированного раствором вещества; *6* – зона концентрирования подвижных продуктов метапреобразований при испарении жидкой и конденсации газообразной фаз, наиболее благоприятная для формирования жильно-прожилково-метасоматических руд; *7* – жильные новообразования (кварц и др. минералы) в синметаморфических трещинах отслоения и разрыва пород.

говорилось о формировании гнездово-прожилковых проявлений парагенезиса самородного золота и шеелита в результате миграции подвижных продуктов метаморфизма в трещины и полости отслоения на стадии метаморфогенного автодиафтореза. В геологической литературе этой проблеме метаморфогенно-метасоматического минералообразования в толщах осадочных пород внимания почти не уделяется. Связано это, как представляется автору, с широко растиражированным мнением об изохимическом характере регионального динамотермального метаморфизма. Но парагенезисы автодиафтореза как раз и демонстрируют изохимизм метаморфизма мощных толщ осадочных пород: штокверковая минерализация формируется компонентами метаморфизуемых пород и редко выходит из их пределов, хотя, как это допускается теорией динамотермального метаморфизма, породы по мере интенсификации метаморфизма постоянно «теряют» воду – конституционную из минералов и жидкую из пор. Метаморфические породы и кварц-полевошпатовые метасоматиты Мурунтауского рудного поля на 50-100% беднее водой, чем хлорит-серицитовые сланцы и метаалевролиты Даугызтау. Об этом можно судить по содержанию конституционной воды в глинистых минералах и хлоритах, с одной стороны, в сериците, биотите, амфиболах и полевых шпатах, с другой (см. табл. 18). Но в таком случае очень вероятны пересечения метасоматитов более «холодных» периферических зон термодинамического метаморфизма прожилковыми новообразованиями, выполняемыми продуктами «выпотов» из пород более прогретых внутренних. Выполнение жил и прожилков преимущественно кварцем (в целом не менее 95-99% объема новообразований) отражает удивительное постоянство генерации подвижной кремнекислоты (см. табл. 6; рис. 2; реакцию на стр. 164) большинством метапреобразований алюмосиликатного (90-95%

объема, за вычетом углеродистого вещества, сульфидов и карбонатов) базиса пород черносланцевых толщ. Причины синхронности и асинхронности одних и тех же минерагенических событий в геологическом пространстве, упоминавшиеся в главе II, более детально рассмотрены автором ранее (2010). В той же работе возникновение автономных термоаномалий в пределах относительно небольших блоков земной коры (рудного поля) характеризовалось на примерах экзотермических метаморфогенно-метасоматических преобразований алюмосиликатной составляющей пород с высокой долей пирокластики магм среднего и кислого составов. Разработка этого тезиса продолжена в главе II настоящей работы обсуждением значения серпентинизации основных и ультраосновных пород в возникновении напряжений в океанической литосфере и ее тектоническом развитии. На графическом отражении модели метаморфогенно-метасоматического формирования стратиформного жильно-прожилкового штокверка (см. рис. 63) идеализирована синхронность метаморфизма пород в термодинамических обстановках зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В Западном Узбекистане так было только на месторождении Мурунтау. Фланги Мурунтауского рудного поля свидетельствуют, что метаморфические преобразования осадочных пород могут прекратиться в любой момент их термического разогрева. Утрировано в схеме гипсометрическое положение термоаномальных зон. Метакалишпатизация может развиваться в серицитизированных породах, еще не претерпевших биотитизации и пирротинизации, что и наблюдается на месторождении Мурунтау. Нарастание температур сверху вниз оказалось неравномерным. На рудном поле выявлены концентрически зональные субгоризонтальные аномалии в распределении декрептоактивности метасоматитов и жильного кварца (см. рис. 14).

«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. В одной и той же подсистеме на разных уровнях идут разные минерально-химические реакции в зависимости от состава твердофазной среды. 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. Пример – стратиформное соседство шеелит-золото-актинолит-кварцевых и шеелит-золото-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевых метасоматитов по известнякам и алюмосиликатным породам, соответственно, в карьере Мурунтау. Становится более понятной структурно-вещественная неоднородность крупных рудных тел в связи с мозаично-полосчатым распределением «первичных» ореолов рудообразующих элементов в объеме большинства рудных полей в черносланцевых толщах. 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). Такие структуры приводят не только к снижению давления подвижных фаз (до гидростатического, в 2-2,5 раза меньшему, чем литостатическое, как минимум) в метаморфизуемых породах, но и снижению температуры в результате испарения (вскипания) растворов. Только водород характеризуется более высокой теплоемкостью, чем вода, но и он участвует в минерагенезе земной коры непосредственно (до 1000 м^3 водорода выделяют вулканы Исландии в сутки!). Вода и в жидком состоянии, несомненно, главный переносчик тепла, хотя именно тепло, в конечном счете, и приводит к ее перемещениям в литосфере.

В локализации конкретных метаморфогенно-метасоматических рудных тел доминирующая роль принадлежит синметаморфическим складкам, флексурным перегибам их крыльев и связанным с самим формированием складок полостям отслоения, поперечным (диагональным) разрывам сплошности. Продуктивная минерализация в осевых зонах крупных складок сочетает метасоматиты с секущими и конформными жилами и прожилками. В системах трещин отслоения в перегибах их крыльев господствуют своеобразные свиты конформных жил и прожилков. Участие сегрегационных новообразований в пликативных дислокациях толщ отражено их смятием в мелкие складки с явлениями будинажа и рассланцевания кварцевых жил (см. рис. 40, 41, 45, 55, 56, 58). Благодаря особо интенсивному метасоматическому и сегрегационному минералообразованию в структурах «пересечения» осевых зон крупных складок поперечными разломами растяжения на месторождениях золота в черносланцевых толщах формируются рудные столбы. Для месторождения Мурунтау многими геологами подчеркивалось особое значение разломов северо-восточного простирания в размещении богатых руд. Они возникали как структуры растяжения в результате сжатия всего комплекса черносланцевых толщ при формировании субширотной Тасказганской антиклинали. Механизм формирования структур растяжения в результате «течения» вещества вдоль складок сжатия иллюстрирует будинаж кварцевых жил и пластов жестких пород в сланцевом матриксе (см. рис. 53, 55, 56). Выклинивание трещин изгиба пластов кверху и их же раскрытие книзу обеспечивают относительно повышенную закрытость возникающих в синклиналях порово-трещинных систем и более длительное конвективное взаимодействие заполняющих растворов с породами. Приуроченность месторождения Мурунтау к синклинальному осложнению крупной Тасказганской антиклинали в связи с этим представляется более чем симтоматичным. Антиклиналь организует общий поток метаморфогенно-метасоматических растворов и флюидов, а в порово-трещинных структурах синклинали они «попадают в ловушку» и «работают» более длительно в конвективном режиме. В этом же плане И.Х.Хамрабаевым с группой соавторов 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 на его поверхности… Койташский интрузив… прорывает северную часть Койташской мульды и ассимилирует значительную ее 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 локализуются 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 локализуются в черносланцевых отложениях, образующих провесы в кровле гранитоидов повышенной основности и натровости». В обзоре рудных концентраций золота и вольфрама на территории Западной Европы Б.Я.Вихтер (2004, с. 56-57) свидетельствует, что «новые представления об источнике золота и генезисе золоторудной минерализации… привели к открытию новых большеобъемных месторождений (Мокрско, Челина) со средним содержанием Au по рудным телам 1,5-2,5 г/т. В Южном районе Чехии, где с древних времен отрабатываются золоторудные месторождения (Кашперски горы) и россыпи золота, установлен пологопадающий стратиформный характер размещения золотой и вольфрамовой минерализации… Рудное поле Челина–Мокрско приурочено к поясу Йилове, протягивающемуся в северо-восточном направлении на 70 км при ширине 6 км… Пояс сложен верхнедокембрийскими породами, включающими вулканогенно-осадочные

комплексы с вулканитами толеитового и известково-щелочного трендов, с преобладанием Na над K. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Пояс Йилове представляет собой трогообразный провис кровли Центрально-Богемского плутона». Как видим, приуроченность золоторудной и вольфрамовой минерализации к синклинальным, логообразным и троговым структурам характерна месторождениям Чехии, Урала, Мурунтауского рудного поля и Нуратау. Парагенные соотношения рудных концентраций золота и вольфрама на всех поименованных объектах подчеркиваются устойчивостью геохимической ассоциации Au–W–As–Bi, отраженной присутствием в рудах преимущественно тонкодисперсного самородного золота, шеелита и арсенопирита.

Как можно объяснить «горизонтальную» миграцию метаморфогенных растворов (флюидов) из низко- в высокотемпературные зоны метаперерождения пород? Такое направление движения растворов обусловлено развитием наиболее водопродуктивных реакций (серицитизация глинистых минералов; биотитизация серицита и хлорита), а значит и относительно более быстрым ростом давления в поровых пространствах пород во внешних зонах термоаномалий. Естественно, что растворы будут стремиться к зонам повышенной дислоцированности, значит, и проницаемости, более интенсивно развивающимся в ареалах повышенной температуры. В этом причина обогащенности метаморфогенно-метасоматических образований вольфрамом в прогретых и более интенсивно дислоцированных зонах около интрузивов. Неравномерной генерацией воды и некоторых газов (метан, арсин, сероводород, окись и двуокись углерода) в термоградиентном поле метаморфизма задаются градиенты давления подвижных фаз в порово-трещинных системах метаморфогенно-метасоматического минерагенеза. Длительность и интенсивность конвекции метаморфогенно высвобождаемых подвижных фаз в дренирующих метаморфизуемую толщу структурах определяются положительным тепловым эффектом многих метаморфогенно-метасоматических преобразований (см. табл. 6 в главе II). 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), длительность и интенсивность «работы» которых лимитирована принесенным 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°C) и давлением (около 217 атм), критическими для воды. Для гидростатического давления это глубина около 2 км. В связи с активным испарением (вскипанием) раствора на глубинах менее 2 км в протяженных по вертикали «открытых» трещинно-поровых системах эта отметка может опускаться значительно глубже. Субгоризонтальные зоны обогащения крутопадающих рудных тел золотом фиксировались В.Х.Клявиным (приватное сообщение) на Даугызтауском рудном поле.

Направленное перераспределение химических элементов в термоградиентных полях подтверждено (Дударев и др., 1976) нагреванием различных пород. Непосредственно у теплового источника (при градиентном нагреве 300-700°C) в зоне существования воды в состоянии пара накапливаются более легкие элементы. Для лессовидных пород ряд зональности переотложения (от нагревателя) имеет вид: кобальт → никель → медь → цинк → молибден → свинец. В зоне подтока растворов с температурами ниже 100°C в распределении этих же элементов по отношению к

нагревателю наблюдалась обратная зональность. Дифференциальное поведение золота и серебра при градиентном нагреве сланцев бесапанской свиты установлено Н.В.Котовым, К.В.Захаревичем. Опережающая миграция наиболее подвижных компонентов осадочных пород при термоградиентном метаморфизме к дренажным зонам повышенной проницаемости, показанная на примерах воды, мышьяка, серы, кремнекислоты, еще четче обозначена распределением битумных производных рассеянного углеродистого вещества. Л.Г.Марченко (1984) показала, что от удаленных околорудных зон к рудным телам количество битумоидов в углеродистом веществе уменьшается с одновременным ростом их концентраций в свободном состоянии.

Региональный и контактовый динамотермальный метаморфизм в толщах осадочных пород развивается по принципиально сходной схеме. Метаморфогенно-метасоматические парагенезисы в пространстве и геологическом времени сменяют друг друга в зависимости от нарастания температур и давлений или их падения. В «полном наборе» минеральные парагенезисы прогрессирующего и регрессирующего регионального динамотермального метаморфизма проявлены на Мурунтауском рудном поле. Региональный и контактовый метаморфизм в породах черносланцевых толщ сопровождаются не только видоизменением минеральных форм большинства химических элементов, но и активным их перераспределением, ближним или дальним в зависимости от синхронных структурных преобразований субстрата и устойчивости (неустойчивости) минеральных носителей всех компонентов. Нет оснований для противопоставления метаморфизма метасоматозу. При метаморфогенно-метасоматических преобразованиях в породах синхронно протекают серии вещественно и энергетически взаимосвязанных минерально-химических реакций. Ни одна из них не является вполне самостоятельной, независимой от других.

Геохимическая (и пространственная) подвижность компонентов пород дифференцирована термодинамическими параметрами регионального и контактового метаморфизма черносланцевых толщ. Кремнекислота высвобождается в термодинамических обстановках практически всех субфаций метаморфизма, но в особо значительных количествах на начальных стадиях зеленосланцевых преобразований (пропилитизация и хлорит-серицитовая субфация), когда еще 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 золотосульфидной формации). Метасоматиты разных стадий достаточно резко отличаются по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям, но близки по валовым содержаниям золота. В обстановках начальных стадий метаморфизма золото перераспределяется в соответствии с интенсивностью перекристаллизации рассеянных в породах сульфидов и остается в их составе. В высокотемпературных условиях разрушается большинство ранее существовавших минералов, содержавших тонкодисперсное самородное или химически связанное золото. При хлорит-биотитовом метаперерождении алюмосиликатного матрикса пириты и арсенопириты замещаются пирротином. Интенсивно переходят в подвижное состояние кислотообразующие сера и мышьяк, но еще нет условий для разрушения возникающих при этом подвижных комплексов золота. Углеродистое вещество сохраняет свою индивидуальность, но его состав и структура породы закономерно изменяются в соответствии с термодинамическими условиями метаморфизма пород (Вилор, 2000). Ряду фациальных обстановок прогрессирующего метаморфизма (хлорит-гидрослюдистая → пумпеллиит-пренитовая → хлорит-мусковитовая → хлорит-биотитовая) соответствует ряд преимущественного состояния органического углеродистого вещества (керит → антраксолит → шунгит → графитоид-графит), ряд последовательного очищения его от примесей. Среди них и важнейшие комплексообразователи (сера, хлор, кисло-

род, водород). В соединении с ними повышаются растворимость и миграция золота. «В гидротермальных растворах гидросульфидно-хлоридно-натриевого состава в равновесии с пиритом и пирротином золото растворяется с образованием в слабокислой и близнейтральной среде комплексов $Au(H_2S)(HS)$ и $Au(HS)_2^-$. С ростом щелочности преобладает последний. При участии сероводорода Au реагирует с сульфидами буфера и переходит в раствор. Но существует и обратный процесс вытеснения Au из гидротермальной фазы по следующим схемам:

$$Au(H_2S)(HS) + 0{,}5H_2 = Au_{крист.} + 2H_2S,\ lgK\ 300°C = 1{,}912;$$

$$Au(HS)_2^- + H_2 = Au_{крист} + 2H_2S,\ lgK\ 300°C = 3{,}549;$$

$$Au(H_2S) + 0{,}5H_2 = Au_{крист} + H_2S + H^+,\ lgK\ 300°C = -1{,}475»\ (Вилор, 2000, с. 119).$$

Появление водорода снижает устойчивость комплексов золота с серой, разрушает их. Водородом надкритическая гидротермальная фаза обогащается, вероятно, в результате его восстановления углеродом из воды при температуре 650±50°С, характерной для обстановок перерождения слюд в калиевый полевой шпат с появлением граната в условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Елисеев, 1963; Кориковский, 1976; Магматические и метаморфические…, 1986). Попутно с окислением углеродистого вещества при метакалишпатизации алевролито-сланцевых пород пестробесапанской толщи (на Мурунтауском рудном поле) разрушаются комплексы золота в растворе, и оно переходит в самородное состояние. Дисперсия распределения золота в штокверках резко возрастает, однако в метасоматитах его концентрация остается невысокой.

Метаморфогенно-метасоматическое рудообразование в черносланцевых толщах Средней Азии осуществлялось на основе седиментогенно накопленного вещества в условиях неоднократного регионального и локального их метаморфизма. Каждое метапреобразование субстрата приводило к изменению минеральных форм большинства химических элементов, дифференциальному местному и дальнему перераспределению, созданию промышленных концентраций и запасов отдельных элементов в одних обстановках, разубоживанию и уничтожению в других. На этом долгом пути рассеянных элементов к рудам происходит мономинеральная перекристаллизация, полиминеральный порфиробластез, замещения, динамотермохимическая деструкция минералов, концентрирование элементов в новых минеральных формах и сочетаниях. Строение метасоматических колонок около жил и трещин строго подчиняется принципу дифференциальной подвижности химических элементов. Этим модель метаморфогенно-метасоматического рудообразования в черносланцевых толщах отличается от моделей последовательного обогащения рудным веществом определенных блоков, в которых гидротермальным метасоматическим процессам отводится лишь роль подготовки субстрата к будущему рудоразмещению. Многие минерально-химические преобразования пород черносланцевых толщ приводят к снижению их пористости и проницаемости для аллогенных гидротермальных растворов. Метаморфогенно-метасоматические преобразования геохимически (и минералогически – это не менее важно) специализированных пород черносланцевых толщ являются процессами рудопродуцирующими, а не околорудными, как это глубоко укоренилось в теории и практике использования изменений рудовмещающих пород в качестве прогнозно-поисковых критериев и признаков.

Понятие «метаморфогенно-метасоматическое рудообразование» используется в данной работе вместо более широко употребляемого метаморфогенно-гидротермального рудообразования. К этому привели разноречия в понимании роли процессов метаморфизма в генерации самих гидротерм и их полезной нагрузки. Оно более полно и обоснованно отвечает на вопросы об источниках вещества, способах его мобилизации и концентрирования, формирования крупных и уникальных по запасам месторождений золота. Становятся понятными повсеместно наблюдаемые в Южно-

Тянь-Шаньской металлогенической провинции более плотное расположение золоторудных объектов по приближению к массивам гранитоидов и практическое отсутствие их (за очень редкими исключениями) непосредственно в гранитах.

Высокотемпературным метаморфогенно-метасоматическим минералообразованием практически завершается формирование руд вполне определенных формаций и конкретных рудных тел в геохимически специализированных черносланцевых толщах, начавшееся еще при накоплении их протоосадков. Это всего лишь одно из главных событий, несомненно, более сложной истории становления месторождений, моделирование которых должно учитывать вклад в рудогенез каждого геологического процесса, имевшего место в регионе. Основные задачи и принципы построения интегральных геолого-генетических моделей **рудных формаций** определены 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 месторождения, начиная от источников рудного вещества, форм и способов их переноса до условий концентрации в рудные залежи» (Кузнецов и др., 1983, с. 5, 7). «Одна из существенных сторон разработки проблемы генезиса при моделировании – анализ закономерного изменения всей рудообразующей системы во времени, установление последовательности событий, отражающих важнейшие специфические особенности месторождений отдельных рудных формаций» (Рундквист, 1983, с. 24). Добавим к этому лишь необходимость рассмотрения последовательности рудогенерирующих минерагенических событий в канве общей истории геологического развития региона. В табл. 20 обобщены авторские представления о формировании месторождений определенных золоторудных формаций (о них в следующей главе) в черносланцевых толщах Западного Узбекистана. В их основу положены пространственно-временные соотношения рудоформирующих минеральных комплексов и парагенезисов с процессами и продуктами основных этапов геологического развития региона. Учтен 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 рудогенеза минерализованных растворов из глубинных источников (палингенных магматических очагов; Кременецкий, 1992). Ориентирована она, однако, на ресурсы рудовмещающей толщи непосредственно. Правомерность такой ориентировки показывает присутствие в рудах золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций значительных 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 пирита около трещин и прожилков, в частности.

В Центральных Кызылкумах размещение минерализации разных типов вполне определенно сочетается с положением крупных субширотных термоаномальных структур. Центральные зоны подобных структур отмечены распространением пирротинсодержащих сульфидных парагенезисов в черносланцевых толщах и цепочками проявлений редкометально-золото-кварцевой минерализации; парагенезисы метавкрапленного арсенопирит-пиритового типа проявлены в стороне от центральных зон. В Букантау термоаномалия протрассирована обнажающимися и невскрытыми 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 осадочно-метаморфических пород тасказганской толщи без проявлений золоторудной минерализации.

Таблица 20

Обобщенная схема формирования концентраций золота на объектах золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций в черносланцевых толщах Западного Узбекистана

Факторы и механизмы формирования	Формация		
	Золото-сульфидная	Золото-сульфидно-кварцевая	Золото-кварцевая
1	2	3	4
Формирование рудных концентраций	Преемственно-последовательное: седиментогенная минерально-геохимическая специализация пород рудолокализующих толщ с содержаниями золота, приближающимися в отдельных случаях к промышленным → рассеянные и концентрированные золотосодержащие диагенетические минеральные образования → полихронные и полифациальные метаморфогенно-метасоматические преобразования пород раннепалеозойского времени с перераспределением их компонентов и формированием концентраций золота всех поименованных рудных формаций → преобразования месторождений при активизации метаморфических, магматических и тектонических процессов позднепалеозойской и альпийской эпох		
Главные рудогенерирующие процессы	Диагенетическое сульфатредукционное обогащение протоосадков сульфидами, золотом и другими тяжелыми металлами с формированием (в некоторых случаях) золото-сульфидных вкрапленных и колчеданных руд. Метаморфизм осадочных пород и руд	Раннепалеозойский седиментогенез с проявлениями бактериальной сульфатредукции во взаимодействии с пропилитизацией протоосадков Полифациальные метаморфогенно-метасоматические преобразования пород и руд привели к возникновению штокверкового оруденения и появлению секущих рудных штокверков, обогащенных золотом, вольфрамом, обедненных сульфидной серой и углеродистым веществом Значение в рудобалансе Мурунтау минеральных новообразований позднепалеозойского времени не превышает 10-15%. Некоторые из них разубоживают ранее созданные руды Начало альпийской эпохи ознаменовалось формированием мощной хорошо проработанной предмеловой коры выветривания и зон окисления на рудных объектах	
Основные этапы геологического развития региона и становления рудных концентраций золота	Накопление протоосадков позднепротерозойско-раннепалеозойских вулканогенно-терригенных черносланцевых толщ Диагенез биоуглеродистых осадков и сульфатредукционное заражение их сульфидами, карбонатными минералами, золотом, мышьяком. Во взаимодействии с пропилитизацией возникают седиментогенные концентрации золота, практически полностью рассеянного в сульфидах Литификация Раннепалеозойский полифациальный метаморфизм и деформации пород → формирование объектов золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций Преддевонская пенепленизация региона с размывом руд в метаморфизованных черносланцевых толщах, формирование слабо проработанной коры выветривания по породам бесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле. Накопление протоосадков карбонатных, вулканогенно-терригенных и терригенных толщ девона и карбона Позднепалеозойская активизация тектоногенеза, эндогенного (гранитоидного и дайкового) магматизма, метаморфогенно-метасоматических преобразований пород фундамента, метаморфогенно-гидротермального (постмагматического?) минералообразования в разломах и трещинах (золото-арсенопирит-кварцевые жилы Мурунтау); ороговикование ранней золото-сульфидно-кварцевой минерализации (руд) дайками диоритовых порфиритов и интрузиями гранитов (Кокпатасское рудное поле, месторождения Мурунтау, Саутбай) Предмеловая пенепленизация с мощной глубоко проработанной корой выветривания и зонами окисления месторождений Накопление протоосадков мезозой-кайнозойских красноцветных толщ Альпийская активизация тектоногенеза и «низкотемпературного» гидротермального минералообразования (с повышенной ролью серебра) в разломах и трещинах		
Рудолокализующие породы	В южной части Центральных Кызылкумов – бесапанская черносланцевая толща: углеродсодержащие туфогенные кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые метаалевролиты, метапесчаники и сланцы разного состава с линзами гравелитов, известняков, кремней, с широко распространенными в них микро- и макроконкрециями золотосодержащего пирита		

Метаморфизм рудолокализующих пород	Раннепалеозойский прогрессивный полифациальный динамотермальный (дегидратационный); на Мурунтауском рудном поле: хлорит-серицитовая субфация на флангах → хлорит-биотитовая субфация зеленых сланцев в промежуточной зоне → амфиболитовая фация в центральной части Позднепалеозойский регрессивный (гидратационный) по отношению к породам фундамента			
Источники рудообразующих компонентов	Седиментогенное сульфатредукционное накопление серы, мышьяка, золота, вольфрама, других тяжелых металлов в сульфидах и глинисто-углеродистом веществе протоосадков рудолокализующих и подстилающих толщ в сорбированной, химически связанной и минеральной формах; + рудная минерализация для последующих формаций			
Механизмы мобилизации, миграции и концентрирования минерального вещества	Высвобождение (образование подвижных форм) H_2O, SiO_2, H_2S, H_3As, CO_2, H, Au, W, Cu и др. компонентов в метаморфизме (региональном или контактовом) пород рудолокализующих толщ, прогрессирующем в раннепалеозойском и регрессирующим в позднегерцинском этапах развития региона			
	Главенствует дифференциальная миграция подвижных продуктов метаморфогенно-метасоматических преобразований из объемов пород к структурам повышенной проницаемости (в т. ч. к интрузивным телам) в связи с ростом давления в поровых пространствах при частичном или полном переводе воды, серы, мышьяка, углерода из твердофазного во флюидное (жидкостно-газовое) состояние			
	Падение давления и температуры подвижных фаз по мере приближения к дренирующим структурам, испарение растворителя в разломах и трещинах, испарительно-конденсационная конвекция растворителя в крупных разрывных структурах			
Условия рудопродуктивного минералообразования	Диагенез осадков; при низких температурах, гидростатическом давлении, Eh -50 -300 мв (Страхов, Геол. словарь)	Региональная пропилитизация и «серицитовая» субфация зеленосланцевого метаморфизма; Т – 250-400°С. Р (в порах и микротрещинах) гидростатическое. Eh отрицательный	«Биотитовая» субфация зеленосланцевого метаморфизма; Т – 350-550°С. Р (в порах) переходное от гидро- к литостатическому. Eh отрицательный	Амфиболитовая фация метаморфизма; 500-750°С. Р (в порах) гидро- и (в глубоких зонах) литостатическое. Eh положительный
	Минерализация всех фаций и субфаций проявлена на Мурунтауском рудном поле с характерной для таких процессов двойственностью хронологических соотношений (последовательно-стадийных и синхронно-фациальных одновременно) минерагенических событий			
Характер минерально-химического преобразования субстрата	Сульфатредукционное формирование золотосодержащих микро- и макроконкреций пирита, карбонатов (самородного золота при дифиците Fe). Сероводород и углекислый газ частично мигрируют в воду бассейна	Хлорит-серицитовое перерождение алюмосиликатного базиса пород. Субравновесная перекристаллизация сульфидов с очисткой их от примесей, дегазация и десорбция органического УВ	Хлорит-биотитовое перерождение алюмосиликатов; термохимическое разложение сульфидов; кварцевые жилы и прожилки с сульфидами и Au (преимущественно вне зоны метабиотитизации и метапирротинизации)	Калишпатизация алюмосилик атных пород, актинолитизация карбонатных. Деструкция слюд, карбонатов, сульфидов, УВ. Осветление пород на месторождении Мурунтау
		Перевод в подвижное состояние H_2O, CO_2, SiO_2 Au, S, As, W, миграция их к дренирующим рудолокализующую (рудопроизводящую) толщу структурам, концентрирование в разломах, трещинах, зонах брекчирования и повторного рассланцевания		
Главные продуктивные минеральные ассоциации и их генетические соотношения	(Золото)-карбонатно-пиритовая диагенетическая	(Золото)-арсенопирит-пиритовая кристалловкрапленная с реликтами конкреций	Халькопирит-пирротин-кварц-биотито-вая; золото-пирит-ар-сенопирит-кварцевая	(Шеелит)-золото-хлорит-(актино-лит)-калишпат-кварцевая
	Соотношения – преемственные фациально-стадийные			
Структурно-текстурный тип минерализации	Слоисто распределенные микро- и макроконкреции пирита и карбонатов	Кристалло-вкрапленность пирита и арсенопирита, прожилки кварца и его каемки у кристаллов	Вкрапленность, прожилки, жилы в дислоцированных породах (плойчатых, брекчированных)	Метасоматиты, жилы, прожилки, цемент брекчий

Форма нахождения золота и технологические свойства первичных руд	До 90% валового золота дисперсно рассеяно в сульфидах или химически с ними связано. Руды упорные	Паритет золота свободного и тонкодисперсного в сульфидах. 40-70% металла извлекается цианированием	Золото самородное высокопробное; 85-95% металла извлекается цианированием руд
	Несмотря на существенные минералого-геохимические различия, содержание золота в рудах всех формаций близко к 3-4 г/т с колебаниями преимущественно в пределах ±2-3 г/т		
Форма и масштабы рудных тел	От мелких линз и гнезд до крупных стратиформных залежей	От единичных мелких прожилков до крупных систем прожилков и жил; штокверковые зоны минерализации	Мелкие, средние и крупные штокверки метасоматитов, жил, прожилков. Рудные «столбы»
Факторы локализации рудных объектов	Толщи (свиты, горизонты) геохимически (минералогически) специализированных пород черносланцевых толщ Фации метаморфогенно-метасоматических преобразований Структуры синметаморфических складок и разломов		
Соотношения с дайками и интрузивами	Дайками диоритовых порфиритов пересекаются и ороговиковываются раннепалеозойские рудные производные на месторождениях Кокпатасского рудного поля, полисульфидно-кварцевые жилы на месторождении Марджанбулак, жилы и прожилки кварца с калиевым полевым шпатом, самородным золотом, шеелитом на месторождении Мурунтау Дайки порфировых пород рассекаются позднегерцинскими полисульфидно-кварцевыми жилами и прожилками, альпийскими адуляр-кварцевыми жилами на Мурунтауском рудном поле		
Примеры месторождений	Даугызтау, Марджанбулак, Асаукак, Сарыбатыр, Амантайтау, внешние фланги Мурунтауского рудного поля	Зармитан; позднепалеозойские арсенопирит-кварцевые жилы Мурунтау	Главные рудные залежи Мурунтау, месторождения «вокруг» гранитов Алтынтауского массива

Типы рудоформирующих минеральных комплексов, основные структурно-текстурные особенности созданных ими руд и масштабы рудных объектов моделью метаморфогенно-метасоматического апоосадочного минералообразования в черносланцевых толщах 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. Правомерность подобных, предельно обобщенных, суждений о рудогенезе в черносланцевых толщах подтверждают выводы, полученные при изучении метаморфических преобразований в медистых отложениях (Богданов и др., 1968).

Если, как представляется, роль седиментогенных накоплений главных рудообразующих компонентов и метаморфогенно-метасоматических преобразований пород черносланцевых толщ в формировании месторождений золота и вольфрама в какой-то мере прояснена, то в отношении платиноидов и редкоземельных элементов по этим вопросам в немногочисленных публикациях сделаны только некоторые предположения. По одному из таких предположений (Вуд и др., 2006; Гаврилов и др., 2008) появление платиноидов в золотосодержащих рудах месторождения Сухой Лог связывается с неохарактеризованными источниками в глубоких горизонтах земной коры. Предположения о глубинных источниках делаются с легкостью и наивной убежденностью, хотя содержания платиноидов не превышают кларковых. Предположениям не вменяется в обязанность выяснение причин и механизмов миграции рудообразующих компонентов из глубинных магматических очагов или мантии. Пройдет еще немало времени, пока в теориях эндогенного минерагенеза прекратится дискриминация «местных» (седиментогенных, в частности) ресурсов рудообразующих компонентов в пользу предполагаемых потоков нужных компонентов из глубинных магматических источников и мантии. В осадочных породах концентрации серы, мышьяка,

золота, вольфрама, редкоземельных и щелочных металлов выше, чем в гранитоидах, основных и ультраосновных породах нижних ярусов земной коры и перидотитах мантии (Виноградов, 1962). Это означает, что более высокую продуктивность глубинных источников рудообразующих компонентов убедительно обосновать невозможно. В отличие от предполагаемых глубинных источников рудообразующих компонентов, значение вещества вмещающей среды (осадочной, в частности) в формировании руд определенных металлов можно выяснить при прямом прослеживании трансформаций их минеральных носителей.

Двойственность хронологии минерагенических событий регионального и локального (контактового, в частности) метаморфизма пород вносит серьезные осложнения в восстановление истории метасоматических преобразований пород на рудном объекте, в определение причин метасоматической зональности месторождений и рудных полей, пространственных и генетических соотношений конкретных метасоматитов с рудогенезом. Трудно поправимы последствия противопоставления метасоматоза и метаморфизма, вызванного длительно практиковавшимися утверждениями (абсурдными по многим причинам) изохимического развития регионального метаморфизма. Зональность ореолов метасоматических преобразований около конкретных жил (жильных месторождений) дала возможность С.Д.Коржинскому (1957, 1964) сформулировать ряд очень важных и работоспособных понятий и закономерностей гидротермального метасоматоза. Среди них принцип дифференциальной подвижности химических элементов и ряды их подвижности в разных средах. Эти обобщения объясняли эмпирические закономерности в развитии постмагматического гидротермального минералообразования при движении раствора в породу из трещины. В применении к восстановлению динамики гидротермального минерагенеза в толщах осадочно-метаморфических пород эти обобщения оказались непримиримо противоречивыми. В рядах подвижности титан и алюминий находятся в числе наименее подвижных, но обогащенные ими типы метасоматитов располагаются чаще всего в самых внешних (по отношению к трещине или конкретному интрузивному телу) зонах. Противоречие оказалось весомым; пришлось укреплять «теорию метасоматоза» вводом в обиход не менее противоречивых понятий (отраженная от «экранирующих» горизонтов волна щелочности гидротермальных растворов, сквозьмагматические растворы, в частности). 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 объемов преобразуемых пород в трещины (Проценко, 2008).

Поясню это на примере метакалишпатизации, обусловившей наиболее контрастные изменения цвета, минерального и химического составов сланцев и алевролитов в рудных телах Мурунтау. Замещение полевошпат-кварцевых алевролитов и углеродисто-хлорит-двуслюдистых сланцев микрозернистым агрегатом кварц-калишпатового состава (см. рис. 52, 53) сопровождалось, как показано выше, «выгоранием» углеродистого вещества и сульфидов. Для «исчезновения» неустойчивого в этих условиях биотита необходим вынос или поглощение железа и магния новыми минералами (корундофиллит, карбонаты, в частности). Образование калиевого полевого шпата за счет биотита и мусковита (в присутствии кварца) воспроизведено Г.Фон Платеном при экспериментальном изучении появления лейкократовых выплавок 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. Все результаты этого экспериментального исследования хорошо согласуются с полевыми данными… В наших экспериментах в зависимости от состава пород оно (*разложение мусковита,* В.Ф.П) осуществлялось в условиях давления воды 2000 бар при температурах от 600 до 730°С… Это означает, что метаморфизм высшей ступени начинается в том же интервале температур, что и анатексис. Таким образом, в облас-

тях развития пород высокой ступени метаморфизма неизбежно должны возникать и анатектические расплавы. 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 бесапанской толщи, локализующей все сколь-нибудь значимые рудные тела Мурунтау. При их преобразовании в условиях амфиболитовой фации 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 твердую фазу. Охлаждение раствора за счет его дегазации и испарения воды вело к выполнению трещин и разломов минералами наиболее подвижных компонентов (щелочные полевые шпаты, шеелит, кварц, карбонаты, сульфиды, сульфоарсениды, золото в рудах Мурунтау). Естественно, что относительное (за счет выноса воды, кремнекислоты, серы, мышьяка, щелочных металлов) обогащение исходных пород наименее подвижными алюминием и титаном было характерно только внешним зонам метасоматических колонок. Не случайным представляется строение жил и прожилков в полевошпат-кварцевых метапородах Мурунтау и Амантайтау. Центральная «мономинеральная» зона в них, как правило, выполнена кварцем и оторочена на контактах с вмещающей породой каемками калиевого полевого шпата и (или) альбита (см. рис. 52). Часто можно наблюдать скопления лейкоксена около метакристаллов пирита (Сарыбатыр, Даугызтау, Амантайтау, Мурунтау, Кокпатас). Это явление того же порядка. Метакристалл поглотил из окружающего пространства железо, титану в нем места не оказалось. Другие «парадоксы» постмагматического гидротермального минерагенеза (метасоматоза) в применении к восстановлению истории возникновения рудных концентраций золота на месторождении Мурунтау достаточно подробно рассмотрены автором в работе 2009 г.

Дифференциальная подвижность (в зависимости от устойчивости минеральных носителей) при метаморфогенно-метасоматических преобразованиях осадочных пород приведет 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. Предпочтительная по отношению к калию миграция рубидия была выявлена (Проценко, 2010) сравнением их содержаний в слабо и интенсивно метакалишпатизированных породах в разрезе скв. МС-2. В главе III настоящей работы показана резко неодинаковая дефицитность пород пестробесапанской толщи в отношении рубидия и стронция. Координатами точек изохроны в рубидий-стронциевом методе являются концентрации ^{87}Rb и ^{87}Sr, отнесенных к содержанию ^{86}Sr (величине, как считается, постоянной). При метакалишпатизации кварц-полевошпат-слюдистых метаалевролитов и сланцев (см. рис. 52, 53) рубидий, в т. ч. и его изотоп ^{87}Rb, естественно, будет из них мигрировать и накапливаться в калиевом полевом шпате оторочек кварцевых жил. Концентрация стронция в кварц-калишпатовых метасоматитах снизится (за счет разбавления новообразованиями калиевого полевого шпата и кварца). Ясно, что величины $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ будут изменяться в неодинаковой пропорции с интенсивностью метакалишпатизации. Определение абсолютного возраста на основании интерпретации изохрон, построенных по результатам единичных определений содержаний изотопов рубидия и стронция, – скорее дело искусства, чем теории.

Логика и фактография минерагенических событий на месторождениях золота и вольфрама в черносланцевых толщах Западного Узбекистана напомнили о значении основного положения материалистической философии – материя первична, сознание вторично. Физико-химическим взаимодействием предельно контрастных верхних геосфер Земли (лито-, гидро- и атмосфера) обусловлены закономерности в развитии процессов образования и преобразования пород земной коры (де-

зинтеграция → денудация → седиментогенез → литификация → метаморфизм → плутонизм → вулканизм → тектогенез). С особой отчетливостью роль перечисленных планетарных процессов проявляется при формировании металлоносных пород морских осадочных толщ и их метаморфизме. Как при накоплении и литификации протоосадков, так и при метапреобразованиях черносланцевых толщ в гипогенных условиях максимально подвижными оказались химические элементы, способные менять валентность в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала минерагенической системы. В седиментогенезе углеродсодержащие осадки обогащались серой, мышьяком, золотом при активном содействии хлора морской воды и биологической сульфатредукции в анаэробных обстановках. При метаморфизме они же перераспределялись особо интенсивно путем неоднократных изменений минеральных форм своего нахождения, визуально прослеженных в породах и рудах черносланцевых толщ 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 арсенопирита, полная их термохимическая деструкция при метакалишпатизации дополнили характеристику поведения серы, мышьяка и золота в обстановках высокотемпературного метапреобразования металлоносных пород.

При всей тщательности изучения особенностей рудогенеза золота в черносланцевых толщах платиноиды и редкоземельные элементы оказались практически вне поля зрения, несмотря на постоянные призывы к максимально полному выявлению полезных компонентов в рудах, к комплексному их извлечению. Основными причинами такого положения являются низкие (кларковые) содержания платиноидов и редкоземельных металлов, чрезвычайная редкость их собственных минеральных новообразований, отсутствие сведений об их поведении в седиментогенезе и метаморфогенно-метасоматических преобразованиях осадочных пород. С особой остротой проблемы платиноидов и редкоземельных металлов в золоторудных объектах вновь обозначились, когда появились приборы и методики выявления низких концентраций этих элементов. Их применение позволило поставить под сомнение (Гаврилов и др., 2008) сообщения о высокой платиноносности руд месторождения Сухой Лог (Коробейников и др., 1988; Вуд и др., 2006). Предстоит еще много труда как по выявлению концентраций платиноидов в породах черносланцевых толщ Западного Узбекистана, так и по выяснению их минеральных трансформаций в гипогенных условиях. Все это можно повторить и в отношении редкоземельных металлов.

В изучении распространенности платиноидов и редкоземельных элементов с выявлением их минеральных форм в породах пестробесапанской толщи сделаны лишь первые шаги (Василевский и др., 2004, 2011). Сложность проблем миграции и концентрирования платиноидов в гипергенных и гипогенных процессах минерагенеза можно оценить по обилию неорганических соединений платиноидов с водородом, кислородом, углеродом, азотом, фосфором, серой, хлором, фтором, бромом, щелочными металлами (Турова, 1977), вероятность обнаружения которых в породах и рудах невысока. Необычны (для столь устойчивых к кислотам и кислороду металлов) свойства хлор-, фтор- и йодкарбонильных соединений платины и палладия, для образования которых в углеродсодержащих породах есть все условия (образование угарного газа, в широком диапазоне изменений температуры и давления, те же миллионы лет взаимодействия, которые выше упоминались и для золота). Таким образом, перераспределение платиноидов в гипогенных условиях не исключено. Прослеживать его для платиноидов будет гораздо труднее, чем для золота. Геологии и геохимии предстоит творчески освоить знания, накопленные в химии платиноидов. Не потеряло актуальности мнение А.Е.Ферсмана, высказанное еще в 1929 г.: «Геология в части изучения полезных ископаемых уперлась сейчас в тупик, и только внедрение свежих химических идей сможет внести совершенно новую струю в этот важнейший вопрос».

ГЛАВА VI. О ПРИНЦИПАХ ТИПИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И ВОЛЬФРАМА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

«Когда физик оказывается лицом к лицу с двумя различными теориями и стремится понять, в чем они согласны и в чем они расходятся, он вынужден обращаться к аксиоматике для того, чтобы понять это согласие и расхождение».

Дж.Синг. «Классическая динамика», 1963, С. 20.

Критерии прогнозирования месторождений полезного ископаемого – важнейшая из целей анализа рудогенеза в конкретных регионах. Среди них наиболее значимы закономерности локализации рудных объектов (от провинций до рудного тела) при максимально полном учете хронологии всех геологических процессов, внесших вклад в формирование руд. Подобный анализ затруднен неоднозначностью (внутренней противоречивостью) определений ряда используемых геологических терминов и понятий. С особой отчетливостью ситуация, охарактеризованная в эпиграфе, проявлена в многочисленных определениях понятия «рудная формация».

Формационные систематики рудных объектов призваны в жизнь, как интересами науки, так и требованиями добывающей и перерабатывающей промышленности к месторождениям полезных ископаемых. Для разработки месторождений важны сведения о масштабах рудных тел и деталях их локализации, для переработки руд главное – вещественные и структурно-текстурные характеристики руд. Добывающим предприятиям не принципиально, какие объекты разрабатывать; специалисты учтут сведения о масштабах, форме и строении рудных тел и подберут необходимый способ их отработки. Перерабатывающие руду предприятия заведомо строятся для получения одного или небольшой группы конкретных конечных продуктов по заранее апробированным технологиям; для них недостаточная изученность структурно-текстурных, минералогических и геохимических характеристик руд может обернуться весьма нежелательными последствиями.

Рудно-формационная типизация месторождений по подобию в составе руд и условиям образования (Константинов, 1963, 1973; Домарев, 1968; Петровская, 1973; Шер, 1974; Рахматуллаев, 1983) – одно из требований к качеству геологических материалов по оценке запасов минерального сырья. В названиях рудных формаций используются минералогические, геохимические, минералого-геохимические критерии подобия месторождений в привязке их генезиса к седиментогенезу, метаморфизму, магматизму, тектоногенезу, глубине становления месторождений. Смысловая неопределенность понятия «рудная формация», связанная с использованием в качестве определяющего материального объекта «месторождения полезного ископаемого», и увлечение вопросами генезиса рудных объектов привели к появлению множества несогласованных друг с другом рудно-формационных систематик месторождений даже для одного конкретного металла.

Термин «рудная формация», предложенный Брейтхауптом (Breithaupt, 1849) в работе о парагенезисах минералов, стал широко использоваться в классификациях рудных месторождений. Однако при его использовании в теории рудообразования и металлогеническом анализе конкретных территорий произошла подмена определяющего материального объекта. В «рудную формацию» вместо характерных для нее типов руд (парагенезисов рудоформирующих минералов) стали объединять «месторождения». Р.М.Константинов предложил (1973, с. 12) «…под рудными формациями понимать группы месторождений со сходными по составу минеральными ассоциациями и близкими геологическими условиями образования…». Парадоксальность (внут-

ренняя противоречивость) такого определения «рудной формации» не могла не отразиться на результатах рудно-формационного анализа. Не случайно Р.М.Константинов делает ряд внутренне не менее противоречивых пояснений. «…Под геологическими условиями образования имеются в виду… геологические условия нахождения месторождений… Существенные признаки рудных формаций – сходство по составу минеральных ассоциаций и близость геологических условий не изменяются, имеем ли дело с месторождениями собственно магматическими, гидротермальными или какого-либо иного генезиса... Основным критерием обоснованности выделения рудных формаций является подтверждение взаимосвязи между устойчивыми минеральными ассоциациями и геологическими условиями нахождений… Так как не всегда удается установить взаимное соответствие между геологическими признаками и минеральным составом месторождений, то по особенностям минерального состава внутри рудных формаций следует выделять минеральные типы…» (Там же, с. 13-15). Трудно поверить, что Р.М.Константинов не знал о существенных изменениях в составе минеральных ассоциаций и парагенезисов в зависимости от вмещающей среды или глубины их образования. Здесь и неустойчивость ассоциации, и неодинаковые условия ее нахождения одновременно. Состав минеральных ассоциаций и структурно-текстурные особенности их проявлений так сильно зависит от состава и строения вмещающих пород, что даже отдельные блоки рудных тел необходимо было бы относить к разным рудным формациям. Лучшей иллюстрации бессмысленности введения в определение понятия «рудная формация» критерия «близких геологических условий образования» найти трудно. Для оправдания такого понимания «рудной формации» следует показать близость «геологических условий нахождения» осадочно-метаморфических и медно-порфировых месторождений меди. Главный критерий выделения рудной формации – сходство минеральных ассоциаций – имеется. В медистых песчаниках Сибири, мансфельдских сланцах Германии и медно-порфировых рудах в сиенодиоритах Алмалыкского района главным концентратором меди является халькопирит в парагенезисе с другими сульфидами. Основу вмещающей среды составляют алюмосиликаты и кварц.

Неопределенность понятия «рудной формации» в связи с использованием «месторождения» в качестве базового материального объекта, стала, как представляется автору, основной причиной вольного выбора критериев присвоения названий рудным формациям. Каждое месторождение – продукт весьма сложных сочетаний геологических процессов породообразования и породопреобразования, экстракции, перераспределения и концентрирования вещества. Руды с одинаковым или весьма сходным составом могут возникать в системах минералообразования, резко отличающихся по термодинамическим и физико-химическим параметрам (золото-колчеданные и золотосульфидные вкрапленные руды вулканогенно-гидротермально-осадочные и метаморфогенные, к примеру). Практика рудно-формационной типизации показала, что только в редких случаях месторождение является моноформационным.

Результатом неопределенности «рудной формации» и бесчисленных смысловых его расширений стало появление многочисленных новых определений понятия как основы типизации месторождений (рудные формации конкретные и абстрактные, простые и сложные, одно- двух- и многометальные, ряды, комплексы, группы и серии рудных формаций и т. п.). Группа месторождений со сходными по составу минеральными ассоциациями – это базис определения рудной формации, но «в связи с тем, что для многих металлов разработаны рудно-формационные классификации, следует первоначально исходить из пометального выделения месторождений… В этих условиях неизбежно выделение двуметальных и многометальных рудных формаций. В то же время неизбежно выделение сложных (переходных) рудных формаций, к которым будут относиться месторождения с совмещением минерального состава и геологических условий нахождения, но образовавшихся в результате единого про-

цесса без значительных перерывов во времени» (Константинов 1973, с. 15). Парадокс смысловой неопределенности «рудной формации» с очевидностью проявился в рекомендации выделять внутри рудной формации геологические типы месторождений (Там же, с. 15-16), в оценке соотношений рудных формаций и промышленных типов месторождений. «Промышленные типы месторождений отвечают тем рудным формациям, которые удовлетворяют еще и специальным геолого-экономическим требованиям, предъявляемым к промышленным типам» (Там же, с. 17). Такое определение комментария не требует.

В последние десятилетия, наряду с формационной типизацией, получили распространение геолого-промышленные систематики золоторудных месторождений, с выделением всего двух классов – крупно- и малотоннажных, например. «К крупнотоннажным относятся месторождения, рудные тела которых представлены штокверками, залежами, корами выветривания, зонами прожилково-вкрапленных руд с низкими содержаниями золота и большими запасами руды, пригодными для открытой отработки. Месторождениям крупнотоннажного типа противопоставляются месторождения малотоннажного типа, рудные тела которых представлены жилами, жильными зонами, минерализованными зонами, трубками, линзами, залежами со средними и высокими содержаниями золота, пригодными для подземной или комбинированной отработки» (Стружков и др., 2008, с. 8). Главный критерий систематики, как видим, просто запасы металла.

Смысловая взаимозаменяемость понятий «рудная формация» и «месторождение» проявлена буквально в каждом «установочном» положении коллективной монографии «Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса (1959-2008 гг.)» (Стружков и др., 2008). Только один пример. «Более подробная группировка месторождений золото-полисульфидно-кварцевой формации, составленная с учетом предложений Б.Фланигана с соавторами (Flanigan at al., 2000), охватывает три основных подтипа месторождений: дистальный, проксимальный и апикальный… Дистальный (удаленный) подтип формируется на расстоянии 2-4 км *от рудоносного гранитоидного интрузива* (курсив В.Ф.П.)… Проксимальный (приближенный) подтип формируется в экзоконтактовой зоне рудоносного гранитоидного штока в области роговиков или скарноидов, а также в дайках или около даек в надинтрузивной зоне. Апикальный подтип формируется непосредственно в гранитоидном штоке или массиве» (Стружков и др., 2008). Исходя из таких условий выделения «рудных формаций», следует, по-видимому, различать три подтипа золото-полисульфидно-кварцевой рудной формации. Ведь нельзя утверждать, что условия формирования и локализации соответствующих подтипов руд одинаковы. Условия возникновения и состав продуктивных минеральных ассоциаций, несомненно, будут различны.

Определив рудную формацию как «…естественное сообщество месторождений полезных ископаемых, образовавшихся на определенных стадиях развития подвижных поясов или платформ в генетической или парагенетической связи с той или иной магматической, осадочной или метаморфической формацией…», В.С.Кормилицин, П.А.Строна, П.М.Татаринов (1973, с. 193) сочли «часто встречающееся требование минерального тождества руд месторождений, входящих в одну формацию…» неверным (Там же, с. 197). Все многообразие золоторудных объектов в предложенной ими классификации эндогенных месторождений щитов, платформ, подвижных поясов и областей тектономагматической активизации (Там же, с. 200-203) вложено, по-видимому, в единственный золоторудный (малосульфидный) формационный тип. В нем же, видимо, и золоторудные месторождения с умеренносульфидными и колчеданными рудами, если тождества руд по минеральному составу не требуется. «Объективность выделения конкретных и абстрактных рудных формаций… основывается на устойчивости ассоциаций месторождений между собой и с геологическими формациями» (Там же, с. 195). Не по сходству в составе руд, а по ассоциированности с гео-

логическими формациями, и в результате: «… В неогее в природе, по-видимому, не возникала специфически свинцово-цинковая рудная формация. Достаточно разнообразные галенит-сфалеритовые типы месторождений… являются спутниками разных формаций и по этой причине, вероятно, ни в одном случае не могут рассматриваться как типоморфные» (Там же, с. 198-199). Вывод действительно неожиданный (так его охарактеризовали сами авторы). «Классификации запасов месторождений…» и «инструкции по применению классификации запасов…» уже существуют и требуют рудно-формационную характеристику месторождения. Надо утвердить запасы такого объекта, а рудную формацию определить нельзя, так как нет соответствующего формационного типа месторождений вообще из-за ассоциированности их с разными геологическими формациями. Мурунтау (в 1973 г. уже интенсивно осваивается) локализовано в черносланцевой толще, нередко и вполне обоснованно называемой формацией, а генетически связывалось многими исследователями с гранитоидным магматизмом. С чем же его было ассоциировать?

Н.В.Петровской (1973) в «систематике эндогенных золоторудных образований» предложено различать «формации месторождений» в зависимости от глубины рудообразования наряду с «типами руд», выделяемыми то по минералогическим, то по геохимическим критериям. Неясно, по каким критериям самородное золото и шеелит считались в ее работах минералами чуждых минеральных ассоциаций. Оценки глубины образования столь субъективны, что вряд ли могут быть критерием рудно-формационной типизации месторождений. С.Д.Шер (1973, с. 226-228) провел группировку главных золотоносных магматических формаций в соответствии с постулатом, что «…главным источником золота в его промышленных эндогенных месторождениях являются магматические расплавы…».

Анализ существующих формационных систематик золоторудных месторождений Средней Азии (Гарьковец и др., 1979; Рудные формации…, 1969; Бадалова и др., 1966) показал, что в названиях рудных формаций, выделяемых по минеральным и геохимическим парагенезисам с учетом условий их возникновения и локализации в геологической среде, минералогические и геохимические признаки то совмещены, то противопоставлены. В монографии «Основные черты металлогении Узбекистана» (Гарьковец и др., 1979) предпочтение в присвоении названий рудным формациям отдано геохимическим признакам руд. Несмотря на утверждение: «Принцип присвоения названий РФ на геохимической основе нарушен нами лишь в отношении специфических формаций…» (Там же, с. 171), в названиях большинства рудных формаций совмещены геохимические, минералогические и генетические критерии. В обширных перечнях ведущих и перспективных рудных формаций (Там же, с. 160-169) и рудно-формационных комплексов (Там же, с. 172-177) территории Узбекистана находим золото-сульфидно-лиственитовую, оловянно-силикатно-кварцевую, редкометально-кварц-грейзеновую, редкометально-пегматитовую, сульфидно-вольфрамово-кварцевую, медно-кварцевую, железорудно-медно-скарновую, медно-порфировую, медно-колчеданную, свинцово-цинковую стратиформную, никеленосных кор выветривания. Примеры можно умножить, но уже ясно, что «принцип» не выдержан, и не мог быть выдержан, если понятие рудной формации определено месторождениями, условиями их формирования (локализации).

В.Д.Отрощенко (1977) после обстоятельного анализа принципов рудно-формационной типизации месторождений пришел 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…». Наблюдать металлы и одновременность образования непосредственно еще никому не приходилось. В его структурно сложном обзоре «рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня» (так названа табл. 11 на стр. 46-59 его монографии) не полу-

чили места шеелитоносные роговики, скарноиды и кварциты, удаленные от контактов с массивами гранитоидов. Заменой устойчивой ассоциации минералов устойчивой ассоциацией металлов В.Д.Отрощенко показал ясное понимание противоречивости термина. Однако введение в названия рудных формаций условий проявления сохранило смысловую неопределенность понятия. Смешение геохимических и минералогических признаков в названиях перемещено из рудных формаций в минеральные типы. В табл. 11 его работы 22 рудные формации, которые должны были бы характеризоваться значимыми различиями. В гидротермальной генетической группе соседствуют «вольфрамово-мышьяково-висмутовая в зонах изменения терригенно-осадочных пород» и «вольфрамовая в зонах изменения терригенных пород» рудные формации. Минеральный тип «кварц-арсенопирит-шеелит-висмутиновый» в первой и «кварц-сульфидно-шеелитовый» во второй. Собственные минералы вольфрама не упомянуты в минеральных ассоциациях (парагенезисах) большинства приводимых в таблице типов руд и рудных формаций.

Много подобного видим в названиях рудных формаций, приведенных в работе Х.Р.Рахматуллаева (1983). Определив рудную формацию как «… группу месторождений с типичными для нее устойчивыми минеральными ассоциациями, образованными независимо от времени в сходных физико-химических и геологических условиях» (с. 125), Мурунтау он отнес к кварц-полевошпат-пирит-арсенопирит-шеелит-золоторудной. В этом названии совмещены минералы разных этапов и стадий формирования месторождения, резко отличающихся как раз по физико-химическим условиям возникновения (Проценко, 2008). Архаичность названий минеральных типов рудных формаций прослеживается еще с большей очевидностью. В черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов выделены (Гарьковец и др., 1979) золото-мышьяковая (Кокпатас), углеродисто-золото-сульфидная (Даугызтау) и углеродисто-золото-кварцевая (Мурунтау) золоторудные формации. Нет оснований разобщать по разным формациям месторождения Кокпатасского и Даугызтауского рудных полей, где сульфидность технологически упорных руд на 90-97% определяется присутствием пирита и арсенопирита, а самородное золото в минеральном балансе играет незначительную роль. Кварцевых сегрегаций (гнезд и прожилков) в рудах Кокпатасского поля (в парагенезисе с пиритом и арсенопиритом) значительно больше, чем в рудных телах Даугызтауского месторождения.

Парадоксальность определения «рудной формации» привела к положению, когда месторождения типизируют по принадлежности к рудной формации, а рудную формацию определяют на основе сходства месторождений по не всегда одинаковому ряду признаков. И ни в одном из определений понятия «рудная формация» не фигурирует сама руда. Значительно усложняет формационную типизацию месторождений введение условий возникновения и локализации месторождений в комплекс критериев выделения рудных формаций. Если строго учитывать условия возникновения и локализации, то стратиформные штокверки и секущие рудные столбы в них должны быть отнесены к разным рудным формациям. Пространственные соотношения конформных и секущих ореолов золота, мышьяка и вольфрама на Мурунтауском рудном поле отражают их формирование не только в разное время, но и в разных структурных условиях.

Расширения смыслового содержания «рудной формации» буквально по каждому критерию классификации месторождений только усложняли применение этого термина в минерагеническом анализе территорий. Как можно в названии рудной формации отразить условия нахождения? Ведь это, как минимум, среда и ее структура, структура самого месторождения, глубина, отношение к интрузиям и глубинным разломам, региональному и локальному метаморфизму. Если в названиях рудных формаций попытаться отразить условия происхождения, то станет необходимым выделять генетические типы месторождений каждой рудной формации.

Состав и структурно-текстурные особенности руд зависят от типа рудообразующего геологического процесса, состава и строения рудовмещающей среды. В осадочном рудообразовании распределение минеральных фаз рудообразующих элементов подчинено строению осадочных пород. При гипогенной переработке осадочных руд в низкотемпературных обстановках распределение сохраняется, в минеральном составе новообразований доминируют качественно те же минералы, что и в осадочных «рудах». В высокотемпературных обстановках коренным образом изменяются структурно-текстурные особенности субстрата и минеральные формы практически всех рудообразующих элементов. К какой рудной формации в таком случае отнести месторождение, в котором рудные концентрации были уже в составе протоосадков и многократно преобразовывались в условиях гипогенного метаморфизма возникших из них пород?

Промышленные накопления золота и вольфрама, созданные высокотемпературным шеелит-золото-(актинолит)-калишпат-кварцевым минеральным комплексом, возникали на территории Западного Узбекистана как в термоаномалиях регионального метаморфизма черносланцевых толщ, так и при воздействии на них интрузий гранитоидов. Вещественно руды таких объектов практически идентичны, масштабы рудных тел и условия их локализации несопоставимы. С учетом генезиса и условий локализации руд такие месторождения так же необходимо отнести к разным рудным формациям. Основное внимание при их изучении в рамках двух формаций будет приковано к различиям, в рамках одной формации – к признакам сходства. Можно не сомневаться, что выводы будут трудно сопоставимыми, а для промышленного освоения незначимыми.

По происхождению минеральных ассоциаций на любом из месторождений споры не стихают никогда. О гидротермальном генезисе руд часто судят лишь на основе секущего положения рудных тел в толщах вмещающих пород, по приуроченности их к разрывным нарушениям и концентрации полезного компонента, превышающей его содержание во вмещающих породах. Приуроченность рудных тел к разрывным нарушениям иногда бывает мнимой; брекчии и глинки трения часто возникают по границам слабее преобразованных пород и более консолидированных рудных тел при повторных («пострудных») активизациях тектонических и метаморфогенно-метасоматических преобразований. Такие брекчии и глинки трения углеродсодержащих алевролитов и сланцев наблюдаются около колчеданных залежей на месторождении Амантайтау. Здесь нет никаких других изменений пород, кроме брекчирования, катаклаза, рассланцевания, окварцевания и альбитизации, в т. ч. колчеданных линз. Повышенная концентрация металла в рудных телах (в сравнении с вмещающими породами) – еще не факт их обогащения в гипогенных условиях за счет «внешних» источников вещества. Концентрации в руде осадочных месторождений всегда сильно отличаются от концентраций в породах рудолокализующей толщи – эта аксиома и оправдывает применение экономически обоснованного бортового содержания в оконтуривании рудных тел.

Исследования состава и структурно-текстурных особенностей золотосодержащих руд месторождений в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов (Н.П.Нестерова, Р.П.Бадалова, Л.Н.Протасевич, Ю.Г.Заремба, И.П.Заревич, Э.А.Маркова, В.А.Хорват, Д.А.Дорофеев, С.Я.Клемперт, Л.А.Карпова, Г.П.Пергат, Ч.Х.Арифулов, В.Ф.Проценко, Э.Б.Бертман) показали, что промышленные концентрации золота на большинстве месторождений обусловлены развитием нескольких продуктивных минеральных ассоциаций. Они сменяют друг друга во времени и геологическом пространстве в согласии с типами метаморфического перерождения и степенью дислоцированности пород рудолокализующих толщ. Повторяемость одних и тех же минеральных ассоциаций в разных циклах рудогенеза создает дополнительные трудности в формационной типизации месторождений в связи с неодинако-

вой их продуктивностью, с одной стороны, и неполным восстановлением «истории» рудогенеза на конкретном месторождении в отрыве от истории геологического развития региона, с другой.

Отказ от использования самого понятия рудная формация при характеристике рудных месторождений Узбекистана (Рудные месторождения…, 2001) и отразил, по-видимому, трудности рудно-формационной типизации месторождений, связанные с некорректностью определения «рудной формации» на основе базового понятия «месторождение». Необходимо, наконец, вернуться к первичному пониманию термина и признать, что рудная формация – это формация руд, созданных определенными парагенезисами минералов. Если формации руд будут определяться по главной продуктивной парагенетической минеральной ассоциации, систематики месторождений станут внутренне менее противоречивыми, более полно учтут интересы перерабатывающей промышленности в получении конечного продукта. Парагенетическая минеральная ассоциация как совокупность совместно образованных минералов во всем многообразии ее проявлений рудопродуктивна, если создает концентрации полезного компонента, соответствующие потребностям и возможностям их промышленного использования. Отдельные минеральные ассоциации или комплексы (парагенетические серии минеральных ассоциаций) приобретают рудно-формационное значение при создании ими промышленных запасов одного или группы элементов. Если рудную формацию называть по главным минералам продуктивной ассоциации, то ее «индивидуальность» становится действительно независимой от времени и условий возникновения, локализации месторождений (рудных тел). Золото-сульфидная формация объединит в таком случае сходные по составу руды месторождений вулканогенно-(гидротермально)-осадочных, метаморфогенных стратиформно-штокверковых в черносланцевых толщах, жильных и штокверковых в секущих такие толщи структурах. И совершенно неважно, будут ли такие месторождения сформированы в близповерхностных или глубинных условиях. М.М.Константинов (1982, с. 11) отмечает постоянство парагенезиса золота с арсенопиритом на 18 однотипных золото-мышьяковистых месторождениях золотого арсенидного пояса Невады (общая протяженность 960 км), подчеркивая, что «близость вещественного состава руд месторождений сохраняется, несмотря на большое разнообразие вмещающих пород: сланцев, аляскитов, андезитов, риолитов, известняков и известковистых сланцев». Формационная однотипность золото-сульфидных руд обусловлена формированием рудно-формационного парагенезиса минералов в однотипных восстановительных физико-химических системах (диагенетическая литификация обогащенных биоорганическим веществом осадков в застойных зонах морского бассейна и последующий метаморфизм этих пород без доступа свободного кислорода). Золото-сульфидно-кварцевые жилы будут таковыми и в осадочно-метаморфических породах, и в гранитоидах. Месторождения руд с шеелит-золото-(актинолит)-калишпат-кварцевым минеральным комплексом в ореолах контактового метаморфизма и в термоаномалиях регионального динамотермального метаморфизма черносланцевых толщ также будут представителями одной рудной формации независимо от глубины формирования и условий локализации рудных тел. Для формирования таких руд (в отличие от золотосульфидных) необходима повышенная активность кислорода.

При определении формационной принадлежности конкретного рудного объекта необходимо среди всех проявленных на нем минеральных ассоциаций выявить важнейшую в рудобалансе и учесть изменения в ее составе в зависимости от среды, чтобы не выделять излишние рудные формации. Следует помнить, что метасоматические и сегрегационные формы проявления конкретной минеральной ассоциации могут резко различаться по содержанию интересующего компонента (золота, в частности). Различия в условиях формирования и локализации должны быть при этом критериями типизации месторождений конкретной формации, а не наоборот.

Обобщение материалов по составу золотосодержащих руд в черносланцевых толщах Средней Азии показывает, что все их многообразие обусловлено особенностями проявления золото-сульфидного, золото-сульфидно-кварцевого и (или) золото-кварцевого минеральных комплексов. Комплексы последовательно возникали на основе седиментогенных накоплений рудообразующих компонентов и преемственно сменяли друг друга в пространстве и геологическом времени в соответствии с изменениями в температурном режиме метаморфизма. Парадоксальность хронологии минеральных комплексов на золоторудных полях в осадочно-метаморфических толщах обсуждена автором ранее (Проценко, 2009). К золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудным формациям относится большинство месторождений золота Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции. Не являются исключением и месторождения, локализованные в вулканитах, так как и в них руды образованы сочетаниями этих же минеральных комплексов. По сочетаниям и количественным соотношениям главных сульфидов и кварца в каждой рудной формации можно и нужно выделять минеральные типы руд. В золото-сульфидных метавкрапленных рудах Даугызтау пирита всегда много (иногда многократно) больше арсенопирита, в рудах Кокпатасского рудного поля оба минерала находятся в сопоставимых количествах, иногда арсенопирит преобладает. Еще более выразительно отличаются руды этих месторождений по количеству гнезд и прожилков кварца (вместе с сульфидами). По сути, руды Кокпатасского рудного поля равно обоснованно можно отнести к золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой рудным формациям; они – хороший пример последовательного формирования рудообразующих минеральных комплексов в черносланцевых толщах. Рудам золото-кварцевой рудной формации резкие колебания в содержании кварца, полевых шпатов, хлоритов, карбонатов и самого золота особенно характерны.

Рудами золото-сульфидной рудной формации определена промышленная значимость месторождений Кокпатасского, Даугызтауского, Амантайтауского, Аджибугутского, Урусайского, Чоринского, Марджанбулакского рудных полей и множества рудопроявлений в Ауминзатау, Аристантау, Нуратау, еще не получивших должной оценки. На Мурунтауском рудном поле минерализация этого типа развита только в наименее измененных породах его периферии. Золото-сульфидный минеральный комплекс, создающий руды золото-сульфидной формации, генетически неоднороден. Его вещественная основа заложена при формировании протоосадков пород черносланцевых толщ. В качестве рудоформирующего комплекс оформился на начальных стадиях зеленосланцевого метапреобразования (региональная пропилитизация и хлорит-серицитовая субфация зеленых сланцев), полностью включив в себя седиментогенные накопления пирита, мышьяка и золота. Валовую сульфидность руд месторождений Кокпатасского, Даугызтауского и Марджанбулакского рудных полей на 95-99% определяют содержания пирита и арсенопирита, и до 30% в ней составляют осадочно-диагенетические микро- и макроконкреции пирита. Их перекристаллизация сопровождалась минералогической индивидуализацией мышьяка, золота, меди и ряда других примесей. Новообразования сульфидов представлены кристалломорфной вкрапленностью пирита и арсенопирита, с количественными соотношениями, изменяющимися от 1:10 в пользу пирита до 1:1 от месторождения к месторождению как на одном (Даугызтауское) рудном поле, так и на разных рудных полях. До 85-90% валового золота тонкодисперсно рассеяно в этих двух важнейших сульфидах. Практически постоянно арсенопирит из вкрапленных руд в 2-5 раз богаче золотом, чем сосуществующий с ним пирит. В кристалловкрапленном пирите месторождения Даугызтау золота обычно от 25 до 80 г/т, в арсенопирите до 250. Тонкожилковатые и мелкогнездовые сегрегационные новообразования в этом минеральном комплексе представлены, в основном, кварцем с пиритом, арсенопиритом и незначительными количествами халькопирита и блеклых руд. Но в них появляется и самородное золо-

то. Это очень отчетливо прослеживается на Кокпатасском рудном поле. Приближенно вклад мелкопрожилкового золото-сульфидно-кварцевого парагенезиса в рудобаланс этих месторождений можно оценить 10-15%. Главное значение в формирующей руды минеральной ассоциации на месторождениях золото-сульфидной формации имеет метавкрапленный золото-арсенопирит-пиритовый парагенезис, формирующийся в условиях начальных (хлорит-серицитовых) метапреобразований вмещающих пород. В рудах и рудовмещающих породах Мурунтау он присутствует в редуцированном виде, но отчетливо наблюдается в них на стыке Мурунтауского и Косманачинского рудных полей. Изменения состава и структурно-текстурных характеристик рудовмещающих пород в пределах рудных залежей на месторождениях вкрапленных (прожилково-вкрапленных) руд связаны с повышением их сульфидности. Других изменений, дополнительных к общеметаморфическим, не выявлено; по крайней мере, они не выходят за пределы рудных тел. Рассеянные в породах включения карбонатов имеют диагенетическое происхождение, и они еще хорошо сохранены в рудах Даугызтауского рудного поля. Новообразования кварца являются закономерным продуктом региональной серицитизации полевых шпатов осадочных пород. Они либо вплетаются в структуру сланцев, алевролитов и песчаников, либо образуют келифитовые каемки вокруг кристаллов сульфидов, обломков кварца и полевых шпатов, либо формируют тонкопрожилковые и мелкогнездовые сегрегации («кварцевые кудри» на месторождениях Кокпатасского рудного поля). Сегрегации, как и метакристаллы, нередко рассекаются структурами кливажа повторного рассланцевания пород. Несмотря на повышенные содержания пирита и арсенопирита в рудах золото-сульфидной формации, рудные тела обычно имеют «размытые» границы с сульфидсодержащими вмещающими породами. Контуры рудных тел определяются, исходя из экономически обоснованного бортового содержания. Четко выраженной зональности (вертикальной и горизонтальной) на ее объектах обычно не наблюдается. Для руд характерно относительно устойчивое содержание золота, и большинство их минеральных типов являются технологически упорными. Углеродистое вещество в рудах присутствует в тех же количествах, что и в породах вне рудных тел.

Золото-сульфидно-кварцевая формация руд в Узбекистане представлена многочисленными объектами, резко уступающими первым по масштабам накопления золота и сопутствующих элементов. Обычно это рудопроявления или средние месторождения. Генетически и хронологически формация также неоднородна. В нее включаются месторождения, в рудобалансе которых определяющее значение имеют сегрегационные (гнезда, прожилки и жилы) новообразования, созданные растворами и компонентами, высвобожденными в процессах региональной серицитизации пород со всеми сопутствующими явлениями перекристаллизации сульфидов на крупнообъемных месторождениях золото-сульфидной и золото-кварцевой формаций. Сюда попадают и жильные проявления золото-пирит-арсенопирит-кварцевой минерализации последайкового развития рудных полей и месторождений. Они завершают позднегерцинский золотопродуктивный минералогенез и на некоторых рудных полях инициируют формирование сереброрудного (альпийского) минерального комплекса. Наиболее распространены жилы позднегерцинского времени. Альпийские привлекают к себе внимание пока только в связи с обсуждением минералогических, генетических и хронологических вопросов формирования месторождений.

Проявления золото-сульфидно-кварцевой формации наследуют минералого-геохимический профиль матрикса (ранее сформированных руд). На Мурунтауском рудном поле позднегерцинские жилы резко обогащены арсенопиритом в соответствии с высокой подвижностью мышьяка. Карьером Мурунтау вскрыты зональные жилы с массивным крупнозернистым арсенопиритом по центру, массивным крупнозернистым кварцем у контактов. В структурах микрокатаклаза арсенопирита таких жил наблюдались выделения полисульфидного минерального комплекса с самородным золотом.

Именно в них выявлены теллуриды серебра и золота, халькопирит и блеклые руды. Содержание золота в них колеблется в очень широких пределах: десятки и первые сотни г/т не редкость, наряду с 3 г/т в арсенопиритовом колчедане центральной зоны одной из жил на месторождении Мютенбай. В рудобалансе Мурунтау подобные жилы играют третьестепенную роль (не более 3-5% в общих запасах золота). Количественные соотношения золота и серебра колеблются вблизи 1:1. Самородному золоту характерна пробность 650-850‰. Жилы и линейные штокверки золото-сульфидно-кварцевой рудной формации локализуются в разрывных структурах преимущественно северо-восточного простирания. Распределение полезных компонентов в таких образованиях предельно контрастное. Рудные тела нередко имеют четкие границы с вмещающей средой. Специальными исследованиями выявлено (Савчук и др., 1987), что на Мурунтау в позднегерцинских золото-сульфидно-кварцевых жилах содержание золота быстро стремится к нулю на их выходе из рудоносных пачек пестробесапанской толщи и ранее сформированных руд.

Самым крупным объектом золото-сульфидно-кварцевой рудной формации является месторождение Чармитан в Нуратау. Золоторудные концентрации сосредоточены здесь в крутопадающих золото-сульфидно-кварцевых жилах и штокверковых зонах, рассекающих граносиениты кошрабадского комплекса и вмещающие вулканогенно-терригенно-карбонатные породы раннесилурийской джазбулакской свиты. Состав жил варьирует в значительных пределах. Их валовую сульфидность определяют арсенопирит и пирит. В некоторых жилах и околожильных метасоматитах к ним присоединяются сфалерит, халькопирит, пирротин, блеклые руды, буланжерит, джемсонит. Их микровыделения слабо влияют на валовую сульфидность руд, но существенно изменяют количественные соотношения золота с серебром и некоторые другие геохимические характеристики руд. Присутствует в жилах и штокверках шеелит. Здесь, как и на месторождении Мурунтау, измененные породы, вмещающие жилы, нередко содержат золото в количестве, не менее значимом, чем и сами жилы. Мощность рудных тел с учетом золотоносных вмещающих метасоматитов превышает мощность самих жил в несколько раз. Пространственная минерально-геохимическая зональность рудных залежей в граносиенитах определена последовательностью метасоматитов (от наименее преобразованных пород к жиле): кварц-серицитовые → альбит-хлоритовые → кварц-полевошпатовые. Она соответствует временной последовательности аналогичных парагенезисов прогрессирующих метаморфогенно-метасоматических преобразований вмещающих пород на Мурунтауском рудном поле.

Золото-кварцевая формация в Средней Азии представлена рудами месторождений Мурунтау, Мютенбай и ряда более мелких объектов в горах Букантау. По ряду критериев к этой же рудной формации могут быть отнесены рудные образования во вмещающих интрузив породах на месторождении Зармитан. На месторождении Мурунтау главное значение в формировании руд принадлежит шеелит-золото-хлорит-калишпат-кварцевому парагенезису, с жильными, гнездово-жилковатыми и метасоматическими проявлениями которого связано 85% его запасов (Проценко, 1975, 1978). На основе эксплуатационных работ в карьере доля новообразований этого периода становления рудных тел в их запасах специалистами НГМК оценена в 87%. Главные (кварц, калиевый полевой шпат, самородное золото, шеелит) и второстепенные (альбит, актинолит, хлорит, кальцит, сфен, ильменит, апатит, рутил) минералы изменяют содержания в его метасоматических и сегрегационных проявлениях в широких пределах в зависимости от состава и строения среды. В алюмосиликатной среде формируются метасоматиты и сегрегационные обособления с калиевым полевым шпатом, в слоях карбонатных пород – с актинолитом. Обращает на себя внимание сам набор главных и второстепенных минералов в парагенезисе. Среди них господствуют силикаты, алюмосиликаты, карбонаты, окислы, вольфраматы, фосфаты, самородные элементы, но практически нет сульфидов (кроме реликтовых). На рисунках

предшествующей главы отражена коррозионная деструкция пиритов и арсенопиритов при калишпатизации (Мурунтау), альбитизации (Амантайтау) и ороговиковании (Кокпатас, Саутбай) пород и ранее сформированных руд.

В целом, руды главных залежей Мурунтау характеризуются равномерным содержанием золота (3-4 ±3 г/т). В мелкопрожилковых образованиях шеелит-золото-…-калишпат-кварцевого минерального комплекса оно иногда поднимается до десятков и даже сотен г/т. Ранее отмечалось опережающее формирование метасоматических форм парагенезисов и завершение минералообразования определенной стадии сегрегационными скоплениями вещества с обогащением последних наиболее подвижными компонентами среды. Для руд золото-кварцевой формации это явление особо значимо. Выделения коричневато-розового шеелита в некоторых жилах кварца на месторождении Мютенбай (юго-восточный фланг Мурунтауского рудного поля) достигали 7 см в поперечнике. В отдельных мелкозернистых сегрегациях кварца, калиевого полевого шпата и хлорита его содержание достигает 25-30% по объему. Золото (как элемент) появилось на Мурунтау уже при формировании осадочного материала позднепротерозойско-раннепалеозойских черносланцевых толщ. Главные события в формировании гипогенных рудных концентраций связаны с раннепалеозойскими тектоно-метаморфическими преобразованиями этих толщ; уже каледонским тектоногенезом соответствующая минерализация была выведена на поверхность.

Общим отличительным признаком апоосадочных месторождений вольфрама на территории Западного Узбекистана является присутствие в рудоформирующих минеральных комплексах шеелита. В формировании выделенных в разное время и разными исследователями шеелитоносных кварцитов, скарноидов, роговиков и скарнов прослеживается единая тенденция прогрессирующей дегидратации осадочно-метаморфических пород и усиление от кварцитов к скарнам степени пирротинизации присутствовавших в них сульфидов железа. Шеелитсодержащие кварциты, скарноиды и роговики внешних зон ороговикования вмещающих интрузию горных пород почти всегда содержат в заметных количествах пирит и пирротин, чем и вызвано их отнесение многими специалистами к скарново-скарноидно-сульфидно-шеелитовой рудной формации (Региональная…,1979). Генетическое единство перечисленных парагенезисов шеелит-кварцито-скарноидно-роговиково-скарновой рудной формации подтверждается их проявленностью на одних и тех же вольфрамово-рудных месторождениях и рудных полях, наличием между ними взаимопереходов.

Типовое описание вольфрамово-рудных объектов Каратюбинского рудного поля с проявлениями шеелитоносных кварцитов, роговиков, скарноидов и скарнов разного состава приведено в работе М.С.Кучуковой и Э.М.Мурадова (Факторы формирования…, 1984, с. 179-185). Здесь приведем лишь наиболее значимые черты строения и локализации месторождений. «В структурном отношении поле приурочено к северному крылу Каратюбинского антиклинория. Оно сложено вулканогенно-терригенными и вулканогенно-карбонатно-терригенными толщами сарыкульской…, хазратдаутской… и бешбармакской… свит… В размещении скарново-рудных тел… решающую роль играли межпластовые трещины, слоистость и сланцеватость пород… Вулканогенно-терригенные породы превращены в амфибол-полевошпатовые, биотит-полевошпатовые роговики, переслаивающиеся с карбонатными образованиями… Скарново-рудные тела приурочены к прослоям кальцитовых и доломитовых мраморов…, а скарноидно-рудные – к известково-силикатным роговикам… Кварциты... слагают промежуточную зону между биотит-амфибол-полевошпатовыми породами и скарнами… В размещении продуктов метаморфизма наблюдается температурная зональность (от периферии к контакту) кварц-хлорит-полевошпатовые → кварц-биотит-полевошпатовые → кварц-биотит-амфибол-полевошпатовые → амфибол-полевошпатовые, пироксен-плагиоклазовые роговики… Амфибол-полевошпатовые и другие амфиболсодержащие породы (метасоматиты) постмагматического происхожде-

ния…, приуроченные к участкам межпластового и межформационного дробления магнезиальных и апомагнезиальных известковых скарнов…, контролируют промышленные содержания шеелита… Метасоматические «кварциты» развиваются на контакте алюмосиликатных пород со скарнами и скарноидами… 90-95% рудных тел месторождения Каратюбе развивается на контакте с такими «кварцитами»… Кварциты несут убогую шеелитовую минерализацию…». Не трудно провести параллели в последовательности метапреобразований вмещающих пород на месторождениях Каратюбе и Мурунтау. По содержанию вольфрама (шеелита) рудные тела, образованные разными парагенезисами, на всех месторождениях разнятся, хотя и не существенно. Наиболее бедными обычно являются руды шеелит-кварцитового типа, богатыми – скарновые. В постмагматическую стадию (остывание интрузива и вмещающих его метаморфических пород) в перераспределение вовлекается и металл метаморфических пород контактовой зоны, обогащённых еще на собственно магматическом этапе становления гранитоидных массивов. Механизм такого обогащения скрыт в движении метаморфогенно высвобождающихся подвижных компонентов в область наиболее прогретых и наиболее деформированных пород у контакта с магмой, где растворы испаряются, а растворенные компоненты переходят в твердую фазу. При остывании интрузии и вмещающих пород в системах контракционной и тектонической трещиноватости растворы конвективно переносят подвижные компоненты как снизу вверх (раствор), так и сверху вниз (стекающий конденсат). В результате в метаморфических породах формируются богатые шеелитсодержащие разности скарноидно-роговиково-скарновых руд, а непосредственно в интрузивах – (флюорит)-шеелит-калишпат-кварцевые штокверковые рудные образования. Такова же, в общих чертах, картина рудообразования на Сарытау, Койташе.

«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 на его поверхности… Койташский интрузив… прорывает северную часть Койташской мульды и ассимилирует значительную ее часть…» (Факторы формирования…, 1984, с. 120). Обстановка локализации наиболее мощных рудных шеелитсодержащих залежей была, как видим, благоприятной для длительного испарительно-конденсационного обращения флюидно-водной фазы в системах контракционной трещиноватости. Породы эндо- и экзоконтакта интрузий в таких условиях претерпевают дополнительные, но уже гидратационные изменения. И грейзеновые шеелитоносные метасоматиты получили оценку как новый перспективный тип вольфрамового оруденения (Хамрабаев, 1972).

Итак, все многообразие золотосодержащих руд, выявленных к настоящему времени в домезозойских черносланцевых толщах Средней Азии, принадлежит семейству трех родственных рудных формаций: золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой. Их продуктивные минеральные комплексы последовательно возникают на основе седиментогенных накоплений рудообразующих компонентов и преемственно сменяют друг друга в пространстве и геологическом времени в соответствии с динамикой метаморфизма. Руды разных формаций значимо разнятся по количественным соотношениям новообразований сульфидов (97-99% их суммы составляют пирит и арсенопирит) и кварца, по сочетаниям сульфидов и кварца с парагенными им карбонатами и алюмосиликатами. Очень существенны различия рудных формаций по минеральному балансу валового содержания благородного металла. 80-85% от валового золота в рудах золото-сульфидной формации рассеяно в сульфидах, не менее 85-90% валового золота находится в самородной форме в жильно-прожилково-метасоматических образованиях золото-кварцевой. Руды золото-сульфидной формации в большинстве технологически упорные, из руд золото-кварцевой формации золото практически полностью извлекается прямым цианированием. Не

менее значимы различия руд разных формаций и по особенностям минеральных и структурно-текстурных преобразований субстрата, и по условиям локализации рудных тел. Их тела на месторождениях всех трех рудных формаций не имеют четких геологических границ и выделяются при оценке запасов с использованием экономически обоснованного бортового содержания.

В черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов практически нет месторождений золота, рудные концентрации которых созданы рудоформирующим минеральным комплексом одной единственной рудной формации. На месторождении Даугызтау 90-95% запасов золота связаны с кристалловкрапленным золото-арсенопирит-пиритовым минеральным комплексом, но в валовой сульфидности его проявлений диагенетические микро- и макроконкреции пирита составляют иногда до 15-20%. На Кокпатасском рудном поле в рудобалансе промышленных тел практически равное значение имеют золото-арсенопирит-пиритовый метавкрапленный и золото-пирит-арсенопирит-кварцевый мелкопрожилковый минеральные комплексы. В рудах Мурунтауского рудного поля главными продуктивными являются метасоматические и жильные проявления высокотемпературного золото-шеелит-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевого минерального комплекса. Реликтово в резорбированной форме присутствуют пирит и арсенопирит более ранней золото-арсенопирит-пиритовой кристалловкрапленной минерализации. В виде секущих жил кварца с арсенопиритом здесь же присутствуют образования золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. На восточном и западном флангах месторождения в рудовмещающих породах сохраняется также и осадочно-диагенетический пирит.

Среди проявлений вольфрамсодержащей минерализации достаточно четко обособляются три типа, хотя основные концентрации металла в них связаны с наличием шеелита. Два из них сформированы в результате преобразований осадочных пород под воздействием гранитоидных интрузий, третий представлен мелкими штокверками прожилков вне связи с ними. Численно самую обширную группу составляют метаморфогенно-метасоматические месторождения и рудопроявления в отчетливо зональных ореолах экзоконтактового ороговикования и скарнирования вулканогенно-терригенно-карбонатно-кремнистых осадочных пород. Шеелитоносные скарны, скарноиды, роговики и кварциты (в совокупности) формируют крупные стратиформные штокверки, локализация конкретных рудных тел в которых определялась литолого-геохимическими и структурными особенностями осадочных пород и термодинамическими условиями их метапреобразований, как это было характерно и для золоторудных объектов в черносланцевых толщах. Минералогические различия руд вольфрама в проявлениях этой группы еще более четко (чем для золота) связаны с термодинамическими параметрами метаморфогенно-метасоматических преобразований субстрата. Наименее преобразованы шеелитоносные кварциты и скарноиды, возникавшие во внешних зонах контактового воздействия (аналог хлорит-серицитовой субфации регионального динамотермального метаморфизма). Здесь концентрации вольфрама (часто) много ниже, чем в приконтактовых скарнах. В шеелитоносных кварцитах, скарноидах и роговиках в тех или иных количествах сохранен присутствовавший в исходных породах пирит с характерными для метаморфических процессов явлениями его перерождения в пирротин по приближению к интрузивным массивам (на переходе от кварцитов к роговикам). Контактовые скарны отличаются самым низким содержанием сульфидов. Вторую группу контактовых метаморфогенно-метасоматических месторождений составляют отдельные жильные и (или) штокверковые проявления шеелит-калишпат-кварцевой минерализации в эндоконтактовых зонах гранитоидных интрузивов. В них вольфрам представлен шеелитом, но иногда и вольфрамитом. В третью группу объединяются проявления шеелитсодержащих калишпат-кварцевых прожилков в слабо метаморфизованных сланцево-песчаниковых толщах вне видимой связи с конкретными интрузиями (рудопроявление Туманное в Тамдытау).

Физико-химические основы генетических взаимосвязей шеелита с калиевым полевым шпатом, отчетливо проявленных в рудах (золотосодержащих) месторождений вольфрама в Нуратау, Букантау и золоторудных «гигантов» Мурунтау, Зармитан, Кумтор, безусловно, заслуживают дополнительного изучения. Высокая активность калия проявляется, по-видимому, в достаточно специфических высокотемпературных условиях метаморфизма осадочных пород, когда «плотные» кристаллические структуры слюд становятся неустойчивыми и «замещаются» более «рыхлыми» кристаллическими структурами калиевого полевого шпата с попутным высвобождением значительного количества конституционной воды и кремнекислоты. Калий вместе с водой и кремнекислотой получает пространственную подвижность. Рост щелочности водных растворов повышает растворимость в них кварца и золота, а вольфраматы щелочных металлов водорастворимы. В этом основная причина столь широкого распространения шеелит- и золотосодержащих калишпат-кварцевых метасоматитов, жил и прожилков в черносланцевых толщах Средней Азии (месторождения Сарытау, Турбай, Саутбай, рудопроявления вокруг Алтынтауского гранитного массив в Букантау; Мурунтауское и Косманачинское рудные поля в Тамдытау; Зармитан в Нуратау; Кумтор в Кыргызстане). Шеелит и самородное золото характерны рудам многих месторождений Восточной Сибири. Это интересно еще и потому, что парагенные соотношения калиевых полевых шпатов и кварца характерны камерным пегматитам, в составе которых шеелит и золото (как и многие сульфиды) только иногда присутствуют в качестве акцессорных минералов. К формированию таких пегматитов приводит обогащение жидкой фазы конечных стадий кристаллизации гранитоидной магмы окисями калия и кремния в результате последовательного выделения главных породообразующих минералов с резко отличающимися содержаниями этих компонентов (Проценко 2009). Вместе с тем существенных проявлений калишпатизации осадочно-метаморфических пород в экзоконтактовых зонах гранитоидных массивов не наблюдается ни в одном из регионов Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции.

В понятии «полигенное» месторождение предполагается (редко это обосновывается фактическими материалами), что в нем совмещены продуктивные минеральные ассоциации разных минералообразующих систем со своими источниками минералообразующих компонентов и физико-химическими параметрами. Метаморфогенно-метасоматическое «родство» золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций, возникших на основе вещества черносланцевых толщ, выяснилось в последние десятилетия. Теперь «полигенность» и «полихронность» оруденения на Мурунтау можно понимать как неодновременное формирование различных рудоформирующих минеральных комплексов в условиях седиментогенеза и последующего прогрессирующего во времени динамотермального метаморфизма пород рудолокализующих толщ.

Одной из наиболее активно обсуждаемых проблем минерагении в черносланцевых толщах является хронология возникновения в них рудных концентраций золота. На хронологию минерагенических событий опираются суждения о связях эндогенного рудогенеза с метаморфизмом или гранитоидным магматизмом. Если парадоксальность определения понятия «рудная формация» связана с некорректным субъективным выбором объекта, определяющего понятие, то парадоксальная двойственность хронологии минерагенических событий объективно обусловлена развитием любого геологического процесса в пространстве и времени. Модель метаморфогенно-метасоматического происхождения минеральных ассоциаций (комплексов) и рудных формаций, наиболее значимых в рудогенезе, совершенно по-новому высвечивает проблемы хронологии становления рудных концентраций на месторождениях в черносланцевых толщах.

«Подобно тому, как пространство проявляет себя только через местоположение материальных тел, которые в нем находятся, время проявляет себя только через

происходящие в нем события»… (Зоммерфельд, 1973, с. 74). Феноменом «четырехмерного пространственно-временного представления о мире» является одновременность событий в одной системе отсчета и их же неодновременность в другой (Кузнецов, 1963, с. 175). Имеются ли точки соприкосновения этих релятивистских соотношений пространства и времени в физике с историей геологического развития отдельных участков земной коры? Релятивистские соотношения пространства и времени в физике выражаются механическим взаимодействием масс в каждое конкретное мгновение практически без учета процессов, проходящих в материальных объектах. Взаимодействие масс в геологических системах минерагенеза также определяется их размерами и длительностью процесса, отличающегося динамически меняющимися параметрами состояния вещества. Весьма значимо взаимодействие масс в гипогенных системах минерагенеза зависит от температуры, давления, концентрации и активности переменного множества компонентов, находящихся в сложной взаимозависимости с энергетикой процесса. В условиях неравномерного прогрева локальных систем минерагенеза векторными становятся и остальные параметры состояния. Если механическая скорость материального объекта определяется длиной пройденного им пути в единицу времени, то «скорость» минерагенического события определяется не пройденным им пространством, а необходимым для его осуществления периодом времени, оцениваемым в рамках общей продолжительности порождающего процесса.

История геологического развития регионов восстанавливается обычно по стратиграфическому принципу последовательности таких минерагенических событий, как наслоение осадков, захоронение вырождающихся и появляющихся видов животных и растений, метаморфические и тектонические преобразования осадочных толщ, внедрение (извержение) магмы, появление минеральных новообразований в осадочных, метаморфических и магматических породах при гипогенных и гипергенных преобразованиях. Можно представить себе два не столь уж удаленных друг от друга участка земной коры с резко различной историей определенного периода геологического развития. В одном (эвгеосинклиналь, к примеру) накапливаются мощные толщи осадочных пород, отмечающих неоднократную активизацию вулканических процессов, в другом мощность осадочных накоплений того же периода незначительна (океанический кратон) или соответствующие образования вовсе отсутствуют (приподнятые участки континентального кратона). В одном толщи интенсивно метаморфизованы, деформированы, прорваны интрузиями, в другом породы толщи этого же периода остались типично осадочными. Различия в истории их геологического развития связаны, в конечном счете, с резко различающейся длительностью однотипных минерагенических процессов, прошедших (или не прошедших) в прямой зависимости от энергетики каждого из сравниваемых участков в обсуждаемый период геологического времени. Особое значение энергетика приобретает при метаморфизме пород осадочных толщ в термоградиентных полях, где скорость минерально-химических преобразований определяется температурой субстрата и температурно-зависимыми активностями химических компонентов в породе и трещинно-поровых растворах (флюидах).

Для метаморфогенных преобразований пород в осадочных толщах двойственность хронологии одного и того же минерагенического события связана с несинхронным прогревом до одной и той же температуры разных участков (зон) ареала развития процесса. «Парадокс» хронологии закономерен и легко объясним, если вспомнить (из химии), что при повышении температуры на 10°С скорость химических реакций возрастает (при обычных температурах) в 2-4 раза (Глинка, 1978, с. 176). Во внешних («прохладных») зонах термоградиентного поля метаморфические преобразования запаздывают. Формирование низкотемпературных минеральных новообразований охватывает более значительный период времени и продолжается, когда

в аномально прогретом участке формируются уже высокотемпературные парагенезисы, значительно отличающиеся по минеральному и химическому составу. В конкретной точке термоградиентного поля по мере нарастания температуры метаморфические минеральные новообразования сменяют друг друга с характерными признаками стадийной последовательности (катаклаз, коррозия, замещения, пересечения и т. п.), поскольку с нарастанием температуры нарастает давление и усиливается деформированность субстрата. В достаточно удаленных участках минеральные новообразования начальной (краевая «холодная» зона) и конечной (самая прогретая зона) стадий метаморфизма формируются одновременно. Такое же соотношение характерно и пространственно-временным соотношениям парагенезисов контактового метаморфизма вмещающих пород около крупных интрузий гранитоидов. Выводы о стадийном формировании рудной минерализации на месторождении Мурунтау и о фациальном (не стадийном) на рудном поле не будут взаимно исключающими.

Эта логическая модель вполне подтверждается минералогической зональностью Мурунтауского рудного поля по всем его измерениям. Но, ни по началу метаморфогенно-метасоматического рудогенеза, ни по его завершению нельзя однозначно оценить возрастные соотношения главных продуктивных минеральных комплексов удалённых друг от друга рудных полей – Амантайтауского, Даугызтауского и Мурунтауского. На Мурунтауском рудном поле дайками пересекаются породы и жилы кварца, брекчию крупнокристаллического сливного кварца, сцементированную порфиритом, автору довелось видеть в канаве к северу от месторождения Высоковольтное (Даугызтауское рудное поле). На месторождении Мурунтау главенствуют руды золото-кварцевой формации, на Даугызтауском рудном поле процесс преобразования вмещающих пород не пошел дальше формирования прожилково-вкрапленных руд золото-сульфидной формации.

Низко-, средне- и высокотемпературные минеральные ассоциации и комплексы (а значит и рудные формации) в достаточно удаленных друг от друга частях рудных полей и узлов формируются синхронно, тогда как в конкретном рудном теле их же минерализация возникает в последовательности от низко- к высокотемпературным по мере повышения температуры и давления при прогрессивном развитии метаморфизма. Мурунтауское рудное поле – яркий пример этому. Минерализация золотосульфидной формации развита и сохранена по периферии рудного поля. Непосредственно на месторождении Мурунтау она интенсивно преобразована. Синхронно с метабиотитизацией ее алюмосиликатного матрикса в условиях хлорит-биотитовой субфации метаморфизма сульфиды золото-арсенопирит-пиритовой метавкрапленной минерализации замещались пирротином. Это отчетливо проявлено только в центральной части рудного поля. И только здесь же, но в еще более локальных участках (конкретные рудные тела) алюмосиликатный базис снова был преобразован в хлорит-кварц-калишпатовые метасоматиты. При их формировании метавкрапленные сульфиды (пирротин в т. ч.) термохимически уничтожались. Если восстанавливать хронологию минерагенических событий только на основе структурно-текстурно-вещественных соотношений ведущих рудоформирующих минеральных ассоциаций (комплексов) непосредственно на месторождении Мурунтау, то неизбежным будет вывод о полигенности, полихронности и полиформационности оруденения. И этот вывод отразит особенности рудогенеза, но корректным будет только в отношении месторождения Мурунтау.

Эти хронологические особенности метаморфогенно-метасоматического рудогенеза практически не учитываются при определениях возраста оруденения по изотопно-геохимическим параметрам минерализации в ее современном состоянии. «Изохронные построения …предполагают синхронность закрытия изотопной системы исследуемых образцов, гомогенность первичного изотопного состава дочернего элемента в них в «момент» закрытия и отсутствие последующих нарушений замкнутости сис-

темы» (Костицин, 1989, с. 632). Д. Калп, обобщив сопоставление 173 определений абсолютного возраста для одних и тех же образцов слюды K-Ar и Rb-Sr методами, сделал несколько важных выводов. «Эксперименты… показывают, что интенсивный обмен основаниями может происходить даже при исключительно низкой концентрации иона кальция (30 мг/л)… Обмен основаниями под воздействием грунтовых вод в приповерхностных зонах является обычным процессом… Если в грунтовой воде присутствует значительное количество рубидия, он будет добавлен к слюде, в то время как радиогенный Sr^{87} будет удален, и таким образом Rb-Sr возраст понизится относительно неизменившегося K-Ar… (Калп, 1964, с. 562, 565).

В монографии «Мурунтау» не приведено доказательств гомогенности изотопной системы площадных метасоматитов и ее «закрытости» при последующих преобразованиях. Не обсуждена вероятность ионообменного замещения стронция кальцием в площадных метасоматитах при формировании в них многочисленных более поздних генераций жил и прожилков кварца (с полевыми шпатами, серицитом, хлоритом, кальцитом).

Некорректность Rb-Sr-датирования рудогенеза Мурунтау подробно обсуждена ранее (Проценко, 2009). Изохронные построения исходят из закрытости гомогенной изотопной системы. Но изотопные системы метаморфогенно-метасоматических процессов (их парагенезисов) формируются на фоне ранее сформированных в преобразуемых породах, явно не достигая гомогенности. Сомнительна прямолинейность изохроны, если координаты ее точек определены Sr^{87}/Sr^{86} и Rb^{87}/Sr^{86} по результатам определения этих величин в плотностных фракциях конкретного образца «площадных метасоматитов». Чтобы серия точек образовала прямую линию изохроны с определённым наклоном к оси абсцисс (по этому наклону и оценивается возраст образца), необходимо функционально связанное изменение их координат, выражающееся в уравнении прямой линии зависимостью $y - y_1 = k(x - x_1)$. В рассматриваемом случае это Rb^{87}/Sr^{86} (по оси абсцисс) и Sr^{87}/Sr^{86} (по оси ординат). Знаменатель дробных координат точек на изохронах одинаков. Значит, величина k изохроны всецело определяется количественными соотношениями Rb^{87} и Sr^{87}, поведение которых при метакалишпатизации явно не может быть одинаковым. Рубидий, как более щёлочной и тяжелый, чем калий, металл войдет в калиевый полевой шпат; такое изоморфное замещение выгодно энергетически. Стронций, если не будет в системе углекислого газа, будет вынесен растворами. Отсюда один вывод: не все благополучно в изотопно-геохимическом датировании метаморфических и метасоматических событий. Изотопно-геохимические системы метаморфогенно-метасоматического минералообразования (в отличие от кристаллизации магматического расплава) нельзя, по-видимому, в принципе считать закрытыми. Метаморфизм и метасоматоз (как процессы) развиваются на фоне активной тектонической перестройки структуры рудного объекта. Твердые фазы преобразуемой породы постоянно взаимодействуют с омывающими растворами, изменяя их состав и кислотно-основные свойства. Выщелачивание компонентов из породы и их отложение в виде минеральных новообразований – процессы пространственно разобщенные, но в геологическом масштабе времени, несомненно, синхронные. Поэтому неправомерна интерпретация 19-миллионной разницы в «возрасте» двуполевошпат-кварцевых площадных метасоматитов и прожилкового комплекса в них как периода, отделяющего кислотное выщелачивание от осаждения выщелоченных компонентов в одном метасоматическом цикле (Мурунтау, с. 411).

Автором в основу суждений о возрасте оруденения, конкретных его минеральных ассоциаций и комплексов, положены важнейшие события в геологическом развитии региона и рудных полей. Рудоформирующие парагенезисы руд золото-сульфидной формации синхронны седиментогенезу и региональной или локальной метасерицитизации алюмосиликатного базиса ее пород. Руды с метавкрапленным распределением пирита и арсенопирита рассекаются любыми самыми ранними прожилковыми

новообразованиями. Метабиотитизация пород и развитых в них руд золото-сульфидной формации сопровождалась рассланцеванием (повторным для пород, первичным для метакристаллов сульфидов, гнезд и прожилков кварца), частичной или полной метапирротинизацией сульфидов. В дайках, рассекающих кварцевые жилы и метасоматиты с сульфидами, самородным золотом и шеелитом, и в гранитоидах района метабиотитизация, метапирротинизация и последующая метакалишпатизация не проявлены. Интенсивно метаморфизованные породы бесапанской толщи вместе с жилами кварца были выведены на поверхность каледонским тектоногенезом и перекрыты девонской толщей известняков и доломитов. Они, как и известняки и доломиты девонской системы, на Мурунтауском рудном поле рассечены дайками диоритовых порфиритов. Это далеко не весь перечень геологических признаков раннепалеозойского происхождения наиболее важных рудопродуктивных парагенезисов на Мурунтауском рудном поле. Проявления палеозойских парагенезисов, образующих жилы и метасоматиты, существенного вклада в рудный баланс Мурунтау не внесли.

Замечания о полигенности, полихронности и полиформационности золоторудных месторождений в равной мере справедливы и в отношении вольфрамово-рудных месторождений.

Проведенный в предыдущих разделах геолого-генетический анализ обстоятельств возникновения рудных концентраций в черносланцевых толщах позволяет оценить роль главных факторов формирования месторождений золота и вольфрама Средней Азии. Это, несомненно, вещество, механизмы его мобилизации, транспортировки и условия концентрирования.

Первое место по значимости занимают сами черносланцевые толщи, обеспечивающие развитие рудогенеза вещественно, пространственно и, в немалой степени, энергетически. Литолого-геохимическая (литолого-минералогическая) специфика черносланцевых толщ определена сложным взаимодействием основных фигурантов седиментогенеза. Выветривание и дезинтеграция пород (и месторождений) на континентах, перенос обломочного и растворенного материала в область осадконакопления, прямое или косвенное поступление вулканогенного материала в осадки определили литолого-геохимические особенности черносланцевых толщ. В минералого-геохимической специфике основную роль сыграли процессы диагенеза осадков в застойных зонах морских бассейнов во взаимодействии с пропилитизацией их глубоких горизонтов. Не подчиняются этой закономерности, по-видимому, лишь терригенные и вулканогенные отложения интенсивно аэрируемой прибрежной зоны морского бассейна с весьма незначительными содержаниями углеродистого вещества и сульфидов. Но именно здесь вполне вероятны россыпи тяжелых минералов.

Условиями накопления осадков и их диагенетической литификации определены содержания углеродистого вещества и сульфидов, являющихся главными носителями золота в породах черносланцевых толщ. Уровень накопления золота в их отдельных подразделениях вполне удовлетворяет современную промышленность, ориентированную на переработку крупнообъемных месторождений. В золото-колчеданных рудных телах вулканогенно-гидротермально-осадочных месторождений содержания золота достигают многих десятков г/т. Однако такие его седиментогенные накопления могут возникнуть лишь в локальных зонах морского бассейна с благоприятным сочетанием поступления золота в морскую воду и осадок и диагенеза осадка в застойной обстановке при высокой солености воды. Десятки золоторудных месторождений (все крупнейшие, в частности) в Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции локализованы в черносланцевых толщах позднепротерозой-раннепалеозойского структурно-формационного этажа. И лишь немногие из них располагаются на контактах таких же толщ с массивами гранитоидов (граносиениты на месторождении Чармитан). Но такое «исключение» скорее подтверждает закономерность, поскольку они появляются на контактах интрузивных массивов только с такими же черносланцевыми толщами.

Месторождения и рудопроявления вольфрама на этой же территории приурочены к контактам позднепротерозойских и силур-раннедевонских углеродисто-терригенно-вулканогенно-кремнисто-карбонатных толщ с массивами гранитоидов. Однако на большинстве из них имеются шеелитсодержащие скарноиды и кварциты, удаленные от интрузивов. На многих рудных полях микрокварциты (кремни и кремнистые сланцы) богаче вольфрамом, чем гранитоиды, а скарноиды возникли на их контакте с вулканогенными или карбонатными породами. Лишь немногие месторождения золота не содержат повышенных концентраций вольфрама; для большинства собственно вольфрамовых месторождений характерно присутствие золота. На некоторых рудных полях (Мурунтау, Чармитан) тесные парагенетические соотношения между золотом и вольфрамом отразились в пространственной и количественной корреляции их содержаний. Определенные стратиграфические и литологические подразделения додевонского структурно-формационного этажа фиксируют, таким образом, одну из важнейших пространственных «координат» вероятности появления промышленных скоплений золота и вольфрама на территории Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции.

С особенностями метаморфических преобразований осадочных пород черносланцевых толщ тесно связан структурно-текстурно-минералогический облик рудных концентраций золота и вольфрама, по сути – рудно-формационные типы месторождений. На месторождениях, локализованных в породах, претерпевших метаморфизм в термодинамических условиях хлорит-серицитовой субфации (низкие T и P), развиты руды золото-сульфидной и золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций. В их рудобалансе главенствует золото-сульфидный метавкрапленный парагенезис с умеренным и достаточно равномерным содержанием золота (большинство месторождений Кокпатасского, Даугызтауского, Марджанбулакского, Чоринского рудных полей). Шеелитоносные новообразования в породах хлорит-серицитовой субфации динамотермального метаморфизма черносланцевых толщ практически не встречаются. В хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма арсенопирит-пиритовые парагенезисы перерождаются в пирротиновые с выносом серы и мышьяка. Золоторудных месторождений в обстановках полной пирротинизации пирита и арсенопирита в Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции также не выявлено.

В зонах высокотемпературной субфации зеленосланцевой и низкотемпературной субфации амфиболитовой фаций динамотермального регионального и контактового метаморфизма черносланцевых и вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатных толщ располагаются месторождения золота и вольфрама, сформированные (шеелит)-золото-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевым и шеелит-кварцито-скарноидно-скарновыми парагенезисами соответственно. На золоторудных объектах становление минерализации этого типа сопровождалось осветлением (декарбонизация, десульфидизация, замещение биотита калиевым полевым шпатом) вмещающих пород, не наблюдавшимся на проявлениях золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого парагенезисов в метапородах хлорит-серицитовой субфации метаморфизма. Такое же осветление на месторождениях вольфрама наблюдается при контактовом метаморфизме карбонатных, терригенных, вулканогенных и кремнистых пород (мраморизация, ороговикование, раскристаллизация). Чем интенсивнее (по T и P) метаморфизм пород рудовмещающих толщ, тем большее значение в рудах золота и вольфрама приобретают жильно-прожилковые и менее правильные сегрегационные формы рудопродуктивных минеральных комплексов. Благодаря этой особенности, метаморфический фактор тесно смыкается со структурным. Прожилковые новообразования на месторождениях золота и вольфрама наиболее обильны в зонах повышенной дислоцированности пород, сингенетичных с их метаморфизмом (ядра складок, флексурные перегибы крыльев, продольные и поперечные разломы и зоны смятия, рассланцевания, брекчирования).

Структурный фактор (в сочетании со стратиграфическим литолого-геохимическим и метаморфическим) приобретает решающее значение в создании гипогенной минерализации с повышенными содержаниями золота и вольфрама. Формирование субширотных и северо-западных складок гор Тамдытау, Бельтау, Ауминзатау, Букантау, Султанувайс сопровождалось образованием многочисленных северо-восточных разрывных нарушений, как структур продольного «растекания» слоистых толщ под действием сжимающих усилий при складкообразовании. Эти разрывные структуры играли, по мнению многих геологов, значительную роль в локализации промышленных рудных тел (рудных столбов на Мурунтауском рудном поле, в частности). Сгущения послойных и секущих жил и прожилков кварца чаще всего наблюдаются в осевых зонах складок и флексурных перегибов. Примером благоприятного сочетания структурного и литолого-геохимического факторов может служить Урусайское рудное поле. Пространственно оно полностью подчинено меридиональному выходу углеродисто-вулканогенно-терригенных образований урусайской свиты вдоль многошовного Урусайского глубинного разлома. На протяжении почти 8 км золотосодержащая минерализация развита практически непрерывно. Первичные руды – типичные представители золото-сульфидно-кварцевой рудной формации в черносланцевых толщах с относительно маломощными линзовидными рудными телами, кулисообразно сменяющими друг друга по простиранию и падению черносланцевой толщи. На Кокпатасском рудном поле большинство проявлений золото-пирит-арсенопирит-кварцевого минерального комплекса локализуется в третьей и четвертой пачках карашахской черносланцевой толщи, но наиболее богатые рудные тела локализованы в секущих толщу трещинах и системах трещиноватости, диагональных к оси Кокпатасской антиклинали.

Контракционная трещиноватость в породах эндо- и экзоконтактов гранитоидных массивов определяла развитие (флюорит-молибденит)-шеелит-слюдисто-калишпат-кварцевых прожилково-штокверковых и метасоматических рудных образований вольфрама. Разрывная тектоника как фактор металлогении вне сочетания по месту и времени с литолого-геохимической спецификой толщ и особенностями их метаморфизма мало информативна. Этот вывод напрашивается при анализе геологических карт со схемами рудной нагрузки в Букантау, Тамдытау и Нуратау. Доля рудоносных разрывных структур не составит и 10% от их общего количества даже в пределах уже выявленных рудных узлов и полей. Вне золотоносных пород бесапанской и карашахской толщ в Центральных Кызылкумах разрывные нарушения крупных проявлений золоторудной минерализации не содержат. Особенно четко это проявлено в золотоносности кварцевых жил. К юго-западу от Мурунтауского рудного поля на выходах тасказганской толщи известны обширные поля развития жильного кварца, но без золота. Подобное же наблюдается в породах коксайской свиты в Букантау. На Джамансайской площади в горах Султанувайс жилы кварца золотоносны только в пределах султануиздагской свиты. Золоторудные проявления здесь отчетливо вытягиваются вдоль зоны смятия сланцев и метапесчаников под перекрывающей пачкой карбонатных пород основания джамансайской свиты. Метаморфогенно-метасоматические рудоформирующие минеральные комплексы, возникавшие в слабо дислоцированных породах осадочно-метаморфических толщ при испарении растворов, формировали крупнообъемные проявления относительно бедных руд. При развитии этого же процесса в зонах повышенной дислоцированности пород длительное конденсационно-испарительное обращение растворов в порово-трещинных системах приводило к возникновению жильных и прожилково-штокверковых типов рудной минерализации с повышенными концентрациями полезных компонентов (золота и вольфрама совместно или в отдельности, в зависимости от их наличия в породах рудопродуцирующей толщи). Совмещенность рудных проявлений золота и вольфрама в позднепротерозой-раннепалеозойском структурно-формационном этаже, выявленная в

Нуратинском регионе И.Х.Хамрабаевым, Х.Р.Рахматуллаевым, П.В.Панкратьевым, М.С.Кучуковой, О.П.Горьковым, в последующем отмечена на Мурунтауском, Сарытауском, Саутбайском рудных полях, рудопроявлениях вокруг Алтынтауского гранитного массива, месторождениях Чоре и Кумтор.

В Южно-Тянь-Шаньской металлогенической провинции размещение месторождений золота и вольфрама контролируется седиментогенно специализированными черносланцевыми и вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатными толщами позднепротерозой-раннепалеозойского структурно-формационного этажа. Это первая и важнейшая пространственная координата. Положение месторождений определенных рудных формаций на этой «оси» определяется характером регионального и локального динамотермального метаморфизма пород. В ареалах хлорит-серицитовой субфации (зоны) локализованы месторождения золото-сульфидной формации с незначительной ролью самородного золота в минеральном рудобалансе прожилково-вкрапленных руд. Для ареалов преобразований рудовмещающих толщ в обстановках высокотемпературной (хлорит-биотитовой) субфации зеленых сланцев и амфиболитовой фации более характерны месторождения золото-кварцевой (с шеелитом), шеелит-кварцитовой (с золотом) и шеелит-роговиковой (с золотом на Саутбае) рудных формаций. Доля самородного высокопробного золота в минеральном балансе валовых концентраций благородных металлов достигает 90-95%. В минеральном балансе вольфрама абсолютна роль шеелита. Положение конкретных месторождений и рудных тел определено сочетанием этих двух факторов с особенностями синметаморфической перестройки структуры рудных полей и месторождений. В слабонарушенных блоках содержание золота в рудах колеблется на уровне 1-7 г/т. Содержание благородного металла 3,5-4,5 г/т одинаково для руд всех формаций. Штокверковые проявления минерализации золото-сульфидно-кварцевой рудной формации с относительно повышенной ролью самородного золота и контрастностью в его распределении более характерны для зон повышенной пликативной и дизъюнктивной дислоцированности. Минералогические взаимосвязи золота и вольфрама устанавливаются в интенсивно дислоцированных участках метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Среди пликативных и дизъюнктивных структур в размещении месторождений золота и вольфрама в осадочно-метаморфических толщах особое значение имеют складки, разломы и зоны трещиноватости, синхронные с метаморфическими преобразованиями пород. При выходе даже синметаморфических разрывных структур из металлоносных осадочных формаций продуктивность минеральных новообразований в них быстро снижается.

Модель метаморфогенно-метасоматического апоосадочного рудообразования в черносланцевых и вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатных толщах упрощает прогнозирование месторождений, указывая место возможного оруденения, его тип и масштабы. Но первые две пространственные координаты прогнозирования и поисков (толщи и условия их метаморфизма) должны быть охарактеризованы в каждом регионе с исчерпывающей полнотой, как по разрезу, так и по простиранию толщ, так как именно образование осадочных пород приводит к наиболее контрастному распределению петрогенных и сопутствующих рудообразующих химических элементов. Таких литолого-геохимических карт – основ прогнозирования сегодня еще нет. Полвека заключения о генезисе золоторудного гиганта Мурунтау базировалось на мнении о «мономинерально кварцевом» составе рудолокализующей линзы пестробесапанской подсвиты, подводно-дельтовой обстановке накопления ее протоосадков, привносе золота гидротермальными растворами. Седиментогенная обогащенность вмещающих пород черносланцевых толщ некоторыми металлами, их зараженность пиритом и другими сульфидами ставились под сомнение на основании содержаний этих металлов, превышающих кларковые. Метасоматиты и метаморфиты противопоставлялись друг другу. Формирование метасоматитов связывалось

с привносом некоторых компонентов (рудообразующих, в особенности) аллогенными гидротермальными растворами. По малопонятным причинам большинству компонентов пород «предписывалось» инертное поведение при регионально-метаморфических преобразованиях. Но глинисто-калишпатовой материал осадков уже при относительно низких температурах замещается кварц-серицитовым продуктом зеленосланцевого метапреобразования, теряя до 10% собственного веса в виде высвобождающейся воды. Вода удалялась из них при температуре более 100°С. Значит, это были гидротермальные растворы. Метапреобразования с высвобождением и переводом в подвижное состояние воды, серы, мышьяка, золота, вольфрама, кремнекислоты, углекислоты, щелочных металлов, и металлов с амфотерными свойствами генерировали высококонцентрированные гидротермальные растворы. Повышение давления в поровых пространствах преобразуемых пород приводило к направленному движению таких растворов к дренирующим трещинам. Региональный (и локальный контактовый) метаморфизм осадочных пород в соответствии с господствовавшей температурой приводил к возникновению метаморфогенно-метасоматических минеральных парагенезисов и комплексов, качественно резко отличающихся от осадочно-диагенетических. Не противопоставление метаморфизма и метасоматоза, а выявление их взаимосвязей и функций в рудогенезе поможет более успешно использовать изменения вмещающих пород в качестве важной координаты при прогнозировании, поисках и оценке золоторудных месторождений и рудных тел в черносланцевых толщах» (Проценко, 1990). С не меньшей убежденностью это же можно отметить и для месторождений вольфрама.

Рудообразование не является самостоятельным процессом. Именно поэтому модели рудогенеза на конкретном объекте должны учитывать вклад «в руду» всех проявленных на его территории геологических процессов, начиная от накопления протоосадков рудолокализующих толщ. Парадоксальность многих моделей рудогенеза на Мурунтауском рудном поле рассмотрены ранее (Проценко, 2009). В «фундаменте» интегральной модели оказались «модные», но наименее аргументированные частные субмодели – «интрузивная парагенетическая», «флюидно-магматическая», «вулканогенно-осадочная» (Мурунтау, с. 483). Многие ее противоречия были бы просто невозможными, если бы она опиралась на частные модели формирования не месторождений, а руд конкретных формаций с учетом принципа унаследованности Д.В.Рундквиста (1983).

ГЛАВА VII. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ И КОМПЛЕКСОВ НА МУРУНТАУСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

В «наши дни» ресурсы Мурунтау осваиваются в 10^7 раз быстрее, чем они формировались и многократно преобразовывались. И каждый слиток золота уносит какую-то толику еще непрочитанной информации о происхождении этого неповторимого детища геологических процессов.

В.Ф.Проценко, 2010, с. 5.

Более полувека объекты Мурунтауского рудного поля (рис. 64) приковывают внимание специалистов разного профиля уникальностью созданных здесь запасов благородного металла и весьма сложным сочетанием геолого-геохимических процессов, обусловивших их возникновение.

Изучение минерального состава, геохимических и структурно-текстурных особенностей руд началось со дня открытия месторождения Мурунтау (как промышленного объекта) в 1958 г. и детализировалось по мере развития поисковых и разведочных работ геологами Мингео и ИГиГ АН Узбекистана, ИРГИРЕДМЕТа, ИМГРЭ, МГРИ, ЛГУ, ВСЕГЕИ. Наибольшей детальностью отличаются работы Н.П.Нестеровой, Л.Н.Протасевич, Ю.Г.Заремба, Р.П.Бадаловой, Г.П.Чеботаревой, В.Ф.Проценко, В.Ф.Скрябина, В.Ф.Гурьянова, Э.Б.Бертмана, В.А.Коваленкера, Н.М.Заири, Ч.Х.Арифулова, А.А.Кременецкого. Предложены схемы гипогенного минералообразования, учитывавшие общетеоретические представления о его взаимосвязях с постмагматическими гидротермальными растворами (Н.П.Нестерова, И.Х.Хамрабаев, Ю.Г.Заремба, С.Д.Шер, Н.В.Петровская, Г.М.Чеботарев) и метаморфическими процессами (С.Т.Бадалов, В.Г.Гарьковец, Б.Я.Хорева, О.И.Ким, В.Ф.Проценко, Н.М.Заири), по-разному оценивавшие роль пород рудолокализующих толщ в рудогенезе. Вплоть до 1974 г. основные золоторудные тела Мурунтау считались образованными проявлениями арсенопирит-кварцевой минерализации, а шеелит относился к минералам чуждого самородному золоту парагенезиса (Петровская, 1973).

Детализация знаний о геолого-структурных, литолого-петрографических и минералого-геохимических особенностях руд показала неоднократность золотопродуктивного минералообразования на Мурунтауском рудном поле, длительно прерывавшегося тектоническими, магматическими, седиментационными и денудационными процессами в преддевонское, серпуховское и предмеловое время. Признание полихронности и полигенности промышленных концентраций золота на этом объекте сблизило соперничавшие генетические концепции, альтернативность которых принципиальна только в решении вопросов об источниках рудообразующего вещества. Обращено, в частности, внимание на додайковый возраст наиболее важных продуктивных минеральных ассоциаций, широту и интенсивность прожилкового и метасоматического окварцевания рудовмещающих пород уже в ходе раннепалеозойского зеленосланцевого метаморфизма, массовую пирротинизацию рассеянного в породах пирита в ходе метапреобразований в условиях хлорит-биотитовой субфации (Проценко, 1984-1992; Кременецкий и др., 1991). Существенно изменилась за последние десятилетия оценка роли отдельных минеральных ассоциаций в рудобалансе наиболее крупных рудных тел (Рудные формации..., 1969; Петровская, 1973; Проценко, 1987), генетических соотношений рудообразующих и метаморфических минеральных комплексов с осадочным субстратом, кварцевых, полевошпат-кварцевых и сульфидно-кварцевых жил с метасоматитами, метасоматитов с динамотер-

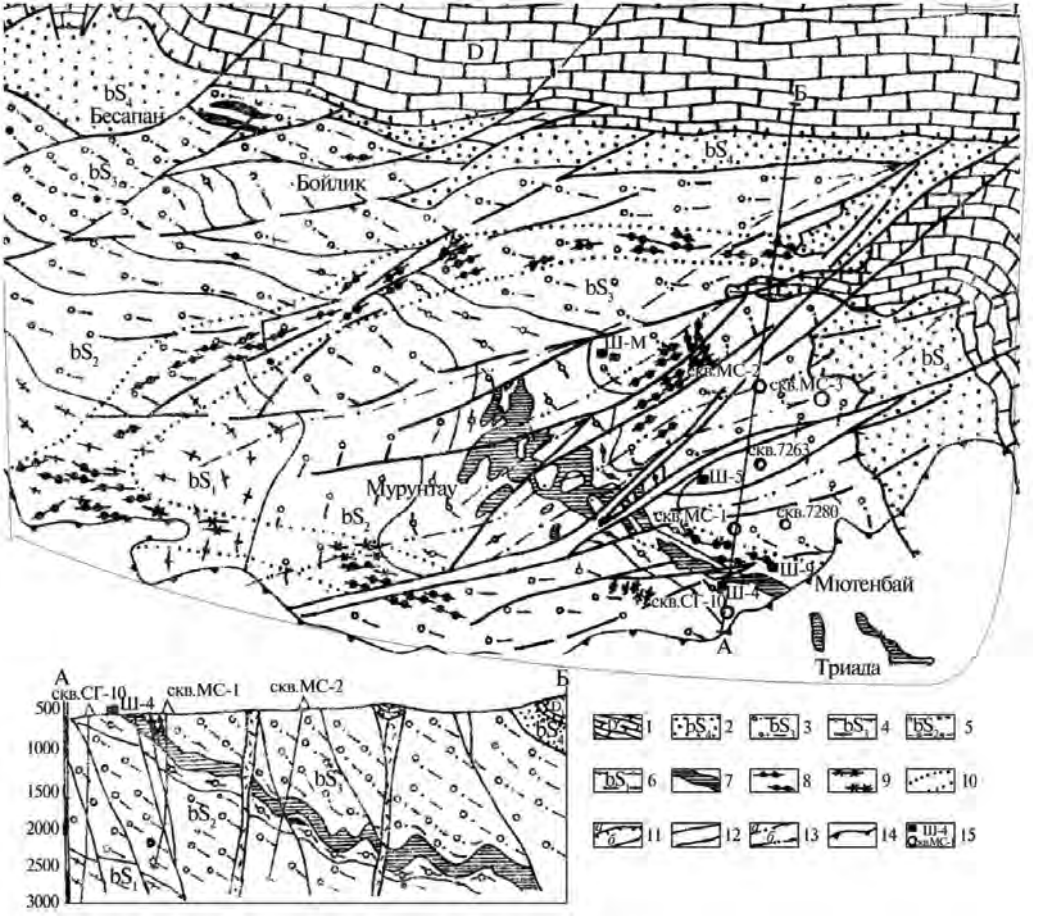


Рис. 64. Схема геологического строения Мурунтауского рудного поля (В.М.Донской, В.Г.Яковлев, В.Ф.Проценко, по материалам государственных съемок, ОМЭ САИГИМС, Кызылкумской ГРЭ, 1990 г.). *1* – доломиты и известняки девонской системы. Бесапанская толща раннего палеозоя: *2* – песчаники с прослоями слюдисто-хлоритовых сланцев (зеленый бесапан); *3* – метатуфоалевролиты, углеродисто-хлорит-серицитовые сланцы, метапесчаники полимиктовые с линзами гравелитов, кремнистых и карбонатных пород (пестрый бесапан); *4* – метатуфоалевролиты кварц-полевошпатовые с прослоями углеродисто-биотит-хлорит-серицитовых сланцев (мурунтауская линза в пестром бесапане); *5* – сланцы углеродисто-кварц-слюдистые, метаалевролиты и метапесчаники кварцевые (серый бесапан); *6* – сланцы кристаллические углеродисто-биотит-серицит-кварцевые, переслаивающиеся с полевошпат-кварцевыми метаалевролитами и метапесчаниками и редкими линзами доломитов и микрокварцитов; *7* – породы с интенсивным развитием метасоматических и жильно-прожилковых образований шеелит-золото-хлорит-калишпат-кварцевого минерального комплекса с реликтами золото-пирит-арсенопирит-кварцевой вкрапленной и прожилковой минерализации. Дайки: *8* – гранит-порфиров; *9* – сиено-диоритовых порфиритов и лампрофиров. *10* – контуры зон смятия дайковых поясов; *11* – надвиги (*а*) и разломы (*б*); *12* – границы стратиграфические; *13* – оси антиклиналей (*а*) и синклиналей (*б*); *14* – граница выходов домезозойского фундамента; 15 – шахты и скважины.

мальными метаморфитами. С продвижением поисковых и разведочных работ в ареал со слабым метаморфизмом пород пестробесапанской толщи на восточном фланге Мурунтауского рудного поля существенно изменились представления о составе и генезисе пород рудолокализующей толщи. Как показано в главе III, в построении толщи вулканокластические протоосадки, обогащенные биоорганическим углеродистым веществом, золотосодержащими сульфидами, мышьяком, вольфрамом, играют первостепенную роль.

В комплексе геолого-генетических, геофизических, геохимических и практических проблем Мурунтауского рудного поля, для решения которых было организова-

но бурение глубоких скважин СГ-10, МС-1, 2, 3, 4, особое значение имела оценка общей глубины развития оруденения и характера изменения структурно-текстурно-минералогических и геохимических характеристик руд на глубоких горизонтах. Их бурение наглядно показало стратификацию повышенных и промышленных концентраций золота породами пестробесапанской толщи. Документально зафиксировано их погружение вместе с толщей на восток от месторождения Мурунтау. Изучение керна глубоких скважин, наблюдения в карьере и выработках 4, 5, 9 шахт позволили установить однотипность проявлений главных минеральных ассоциаций на разных глубинах и выявить основные тенденции их изменчивости в пространстве и геологическом времени. В длительной истории геологического развития Мурунтауского рудного поля от накопления протоосадков рудолокализующих толщ в позднепротерозой-раннепалеозойское время до выветривания руд в современный период лишь минералы и их ассоциации фиксировали детали поведения рудообразующих компонентов. Знание таких деталей имеет основополагающее значение в разработке геолого-генетических основ прогнозирования и поисков рудных концентраций в черносланцевых толщах. Этим обусловлено включение в схему процессов минералообразования седиментогенных минеральных ассоциаций и комплексов, во многом определявших геохимическую и минералогическую специфику объекта на всех этапах его геологического развития.

Парагенетические минеральные ассоциации и комплексы Мурунтауского рудного поля объединяют геологически синхронные парагенезисы минералов, нередко существенно отличающиеся по составу и (или) морфологии проявлений в зависимости от состава и структуры субстрата. Сложности в генетической синхронизации минеральных образований, а во многом и «разночтения» их структурно-текстурных и вещественных соотношений на рудном поле, обусловлены широкой проявленностью метаморфогенно-метасоматических процессов почти всех субфаций зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Первая проблема расшифровки результатов метаморфогенно-метасоматического минералогенеза обусловлена двойственностью хронологических соотношений метаморфогенно-метасоматических минеральных ассоциаций и комплексов. В каждой конкретной «точке» геологического пространства парагенезисы разных субфаций прогрессирующего динамотермального метаморфизма возникают стадийно-последовательно по мере роста температуры, тогда как в разных точках рудного поля они же формируются одновременно в связи с неоднородностью температурного поля. Вторая проблема синхронизации минеральных новообразований связана с сильной зависимостью их состава от вмещающего субстрата. Реликты замещаемого матрикса свидетельствуют о формировании биотитовых сланцев по бескарбонатным породам, а актинолитовых по карбонатсодержащим. В их проявлениях наблюдаются как пересечения актинолитсодержащих сегрегаций флогопит-калишпат-кварцевыми прожилками, так и обратные их соотношения. Составом среды обусловлена взаимозаменяемость калиевого полевого шпата и актинолита в метасоматических и прожилковых новообразованиях золото-шеелит-хлорит-калишпат-кварцевой ассоциации. Корни третьей проблемы в параллелизации минеральных новообразований в резко неодинаковом минеральном составе их метасоматических проявлений в слабо нарушенных породах и сегрегаций в структурах повышенной дислоцированности. В метасоматитах обычно не менее 50% объема составляют минералы исходных пород. Жилы и прожилки (часто практически мономинеральные) обычно резко обогащены минералами компонентов, наиболее подвижных при метаморфизме пород.

Особую проблему в картировании минеральных ассоциаций на объекте со столь сложной историей постседиментационного развития создает проявленность одних и тех же минералов во многих из них. На Мурунтауском рудом поле к таким сквозным минералам относятся кварц, серицит, хлорит, кальцит, пирит, халькопирит, арсенопи-

рит. Лишь циркон не выявлен в составе гипогенных новообразований (присутствует в составе пород и метасоматитов, но только как акцессорный обломочный). На рудном поле проявлены почти все минеральные ассоциации и комплексы, выявленные на золоторудных, редкометалльно-золоторудных, золото-серебряных месторождениях Центральных Кызылкумов (табл. 21). Их состав и пространственно-временные соотношения характеризовались ранее (Проценко, 1976, 1987, 2008) и в этой работе приводятся вновь с незначительными дополнениями и изменениями.

Осадочно-диагенетический минеральный комплекс сочетает минералы терригенных, вулканогенных и биохемогенных осадков и новообразования их диагенетической литификации. Формы его проявления – пласты и пачки рудолокализующей, подстилающей и перекрывающей осадочно-метаморфических толщ. По генетическим, минералогическим и геохимическим признакам в комплексе обособляются полевошпат-кварцевая, углеродисто-хлорит-гидрослюдисто-глинистая, углеродисто-кремнистая, углеродисто-карбонатная и углеродисто-пирит-карбонат-кремнистая ассоциации минералов, слагающие отдельные литотипы пород как в тесном сочетании, так и обособленно. Большинство из них достаточно уверенно распознается в разрезах минимально метаморфизованных пород восточной и северо-западной периферии Мурунтауского рудного поля. В разрезах, вскрытых глубокими скважинами на восточном фланге рудного поля, обломочная природа зерен кварца, полевых шпатов, микрокварцитов, порфиров и порфиритов, турмалина, циркона, апатита отчетлива до глубины 2,5-3 км. Углеродисто-хлорит-гидрослюдисто-глинистая составляющая осадочных пород перекристаллизована и минералогически преобразована в сланцы или сланцеватый цемент метапесчаников уже на поверхности.

В породах бесапанской толщи широко распространены обломочные и аутигенные полевые шпаты, кварц, карбонаты, глинистые и гидрослюдистые минералы, биогенное, в своей основе, углеродистое вещество, мышьяк- и золотосодержащие пириты, ильменит, лейкоксен, рутил, сфен, турмалин, циркон, апатит, монацит, терригенное и биохемогенное самородное золото. Самое существенное изменение в характеристике осадочно-диагенетического комплекса Мурунтау связано с установлением весьма важной роли вулканокластического материала в породах пестробесапанской толщи. Одни наиболее важные для понимания гипогенного золотопродуктивного минералогенеза, минералы осадочно-диагенетического комплекса присутствуют лишь в качестве реликтового материала осадков, другие полностью перекристаллизованы или замещены новыми минералами в ходе динамотермального (регионального или локального) метаморфизма пород.

Полевошпат-кварцевая ассоциация на 90-95% определяет состав алеврито-псаммитового обломочного материала метапесчаников и метаалевролитов всех подразделений бесапанской толщи. Количественные соотношения кварца и полевых шпатов в составе обломочного материала резко изменчивы. В пестробесапанской толще имеются мономинеральные кварцевые и полевошпатовые метаалевролиты. Однако в среднем ее породам характерно присутствие около 30-35% плагиоклаза; по результатам систематического опробования разрезов глубоких скважин на восточном фланге рудного поля среднее содержание окиси натрия составило в метапелитах 2,24, в метаалевролитах 2,50, в метапесчаниках 2,33% (Кременецкий и др., 1990). Для полевошпатовых и кварц-полевошпатовых метаалевролитов пестробесапанской толщи характерно присутствие мелкообломочного ильменита, особо обильного (суммарно до 1-2%) в их сланцеватых разностях. В таких породах с глубины около 1500 м от современной поверхности обнаруживаются линзовидно-таблитчатые новообразования ильменита, рутила, сфена с признаками многократных взаимозамещений. Часто микроскопические таблички и комочки ильменита обнаруживаются и внутри обломочных зерен плагиоклаза. Зональное распределение ильменита в некоторых зернах указывает на магматогенную природу кластогенного плагиоклаза. Такой же

Таблица 21

Важнейшие минеральные ассоциации и комплексы Мурунтауского рудного поля (в термодинамических «координатах» накопления протоосадков пород бесапанской свиты, регионального и локального их метаморфизма)

Этап	Тип и основная стадия породо- и минералообразования; температура метаперерождения пород	Дислоцированность пород (структурно-тектоническая обстановка накопления и метаморфизма)	
		«слабая»	«интенсивная»
Альпийский	Средне-низкотемпературное гидротермальное минералообразование с гидратационными изменениями пород	Серебро-гидрослюдисто-адуляр-карбонат-кварцевый (альпийский) комплекс в трещинах Южного разлома – убого золотоносен Полисульфидно-карбонат-кварцевая мелкопрожилковая ассоциация (жилы редки) в рудобалансе значения не имеет	
Герцинский	Высоко-среднетемпературное гидротермальное минералообразование	Пирит-альбит-турмалиновый жильно-метасоматический комплекс в субширотных разломах – безрудный. Ухудшает качество руд Золото-арсенопирит-кварцевая ассоциация; секущие крутопадающие жилы и прожилки имеют лишь вспомогательное значение в рудобалансе	
	Магматический дайковый	Пояса даек гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов и слюдистых лампрофиров; повышение содержаний золота в дайках связано с мелкопрожилковыми и метасоматическими проявлениями последующей золото-арсенопирит-кварцевой ассоциации	
Раннепалеозойский (додайковый)	Низко-среднетемпературная амфиболитовая субфация; калишпатизация (актинолитизация) с декарбонизацией и десульфидизацией пород и ранее сформированных руд с интенсивным перераспределением и выносом некоторых компонентов пород	Шеелит-золото-(актинолит)-хлорит-карбонат-калишпат-кварцевый жильно-прожилково-метасоматический (главный продуктивный) минеральный комплекс с абсолютной ролью самородного золота в минеральном балансе; все основные рудные залежи месторождений Мурунтау, Мютенбай	
		Крупные стратиформные штокверки с интенсивным калишпат-кварцевым метаперерождением вмещающих пород и относительно слабым развитием жил; содержание золота умеренное	Крутопадающие штокверки и отдельные крупные жилы с резко изменчивыми содержаниями золота и шеелита
	«Высокотемпературная» зеленосланцевая субфация; метабиотитизация серицита и хлорита, пирротинизация пирита и арсенопирита с выносом серы, мышьяка, золота	Халькопирит-пирротин-хлорит-биотит-кварцевая ассоциация; мелкие гнезда, полиминеральный порфиробластез в сланцах	Халькопирит-пирротин-кварцевая гнездово-прожилковая ассоциация
		Промышленных концентраций золота в их проявлениях не выявлено. Интенсивно проявлены на глубоких горизонтах Мурунтауского рудного поля (интервал 600-4000 м, скв. СГ-1). Интенсивное развитие характерно также Коспактаускому рудному полю, спорадически и неинтенсивно проявлена на Кокпатасском	
	Низкотемпературная зеленосланцевая субфация; метасерицитизация глинистых минералов и полевых шпатов; перекристаллизация сульфидов, карбонатов, кремнистого вещества с «местным» перераспределением отдельных компонентов пород	Золото-арсенопирит-пиритовая метавкрапленная ассоциация; пластообразные рудные залежи с невысоким и равномерным содержанием золота; сегрегации развиты незначительно; золото преимущественно в сульфидах	Золото-пирит-арсенопирит-кварцевая жильно-прожилковая ассоциация; круто падающие штокверки и отдельные жилы с высокой дисперсией содержаний минералов и элементов; повышена до 10-15% роль самородного золота
		Месторождения Бесапантау, Бойлик, Триада, (и Даугызтауское, Кокпатасское, Амантайтауское, Марджанбулакское, Урусайское, Чоринское рудные поля)	
Поздний протерозой–ранний палеозой	Диагенез (литификация осадков, особенно в застойных зонах морского бассейна)	Углеродистло-карбонат-пиритовая (макро- и микроконкреции; пирит золотосодержащий; редко микроконкреции самородного золота) Углеродисто-пирит-карбонат-кремнистая (макроконкреции, конкреционные линзы и слои, цемент некоторых метапесчаников; пирит золотосодержащий)	
	Накопление вулканогенного, терригенного и биохемогенного материала протоосадков черносланцевой толщи	Полевошпат-кварцевая и кварц-полевошпатовая – кластогенная (терригенная и вулканогенная) основа метапесчаников и метаалевролитов Углеродисто-хлорит-гидрослюдисто-глинистая, углеродисто-кремнистая, углеродисто-карбонатная – основа сланцев и цемента (часто базального) метапесчаников и метаалевролитов	

вывод сделан (Кременецкий и др., 1990) по отсутствию в метаалевролитах подсвиты европиевого минимума. Прямая корреляция содержаний титана, иттрия и циркония в породах пестробесапанской подсвиты – дополнительный признак правомерности отнесения значительной части обломочного материала к туфогенным производным магмы средней основности и щелочности. На минеральном уровне корреляция содержаний титана и циркония отразилась в приуроченности наиболее крупных (до 0,1 мм) зерен ильменита и циркона в тонкослоистых пачках к одному из контактов метаалевролитов со сланцами с признаками их «вдавливания» в сланцы. В крупнозернистых метапесчаниках и, особенно, в метагравелитах пестробесапанской толщи полевошпат-кварцевая обломочная ассоциация заметно разбавляется обломками микрозернистых кварц-полевошпатовых пород (раскристаллизованное кислое стекло), порфиритов, порфиров, гранофиров, андезитов и фельзитовидных пород, микрокварцитов и кремнистых сланцев (нередко пиритсодержащих), турмалина, циркона, ильменита. Морфологическая и минералогическая изменённость обломков усиливается с ростом метаморфического и метасоматического преобразования. Наиболее инертными остаются циркон и кварц. С перекристаллизованным цементом в метапесчаниках и метаалевролитах быстрее «сливаются» обломки порфиритов и порфиров. Для распределения обломков тяжелых акцессорных минералов (циркон и ильменит) характерна приуроченность к контактам метапесчаников и метаалевролитов со сланцами.

Углерод-хлорит-гидрослюдисто-глинистая, углеродисто-кремнистая и углеродисто-карбонатная ассоциации представляли вещественную первооснову сланцев, кремне-кварцитов и менее распространенных карбонатных пород. По восточному флангу Мурунтауского рудного поля линзы и прослои кремнистых образований мощностью до 1 м и протяженностью до десятков метров группируются в горизонты, имеющие маркирующее значение. В центральных частях рудного поля углеродисто-хлорит-гидрослюдисто-глинистая осадочная ассоциация нацело преобразована в хлорит-серицитовую или хлорит-серицит-биотитовую. Количественно в разрезе бесапанской толщи метапроизводные углеродисто-хлорит-гидрослюдистой и полевошпат-кварцевой ассоциаций равноправны. На них приходится не менее 90% объема толщи.

Углеродисто-пирит-карбонатно-кремнистая ассоциация распространена в сланцах и более грубозернистых метапородах бесапанской толщи структурно простыми или сложно построенными микро- и макроконкрециями, конкреционными линзами и прослоями. Как и другие образования осадочно-диагенетического минерального комплекса, они менее преобразованы в восточной и северо-западной частях рудного поля. В разрезе верхних пачек, вскрытых скважинами на востоке и западе, конкреции и конкреционные прослои пиритсодержащих пород обнаруживаются достаточно часто, составляя, однако, менее 1% мощности локализующих их пачек. Содержание пирита в них изменяется от долей до 35-40%. В ареалах хлорит-биотитового метаперерождения пелитовой составляющей пород на Мурунтауском рудном поле кремнисто-пиритовые макроконкреции преобразованы в менее четко очерченные пирротин-кварцевые. Строение микроконкреций пирита и карбонатов описано в главе III.

Исключительное значение в составе осадочно-диагенетического минерального комплекса на Мурунтауском рудном поле имеют кластогенные алюмосиликаты и кварц. Углеродистое вещество, пирит и карбонаты им подчинены количественно, однако, несут непропорционально значимую геохимическую нагрузку, благодаря сульфатредукционному появлению в илово-водной системе активного осадителя тяжелых металлов (сероводород) и экстракции магния, кальция, железа и золота из алюмосиликатов хлором и углекислотой. Заслуживают особого внимания содержания вольфрама и молибдена. Во всех подразделениях бесапанской толщи они превышают кларк для осадочных пород (глины и сланцы) в 2,5-7,5 раз. По данным

А.А.Кременецкого и соавторов (1990), метапелиты, метаалевролиты и метапесчаники нижних частей бесапанской толщи обогащены вольфрамом в большей степени, чем их же аналоги в перекрывающей пестробесапанской. Для метаалевропесчаников из разных подсвит приведены, в частности, такие содержания вольфрама (г/т): bs_1 – 15, bs_2 – 11, bs_3 – 6. Кларковое содержание вольфрама в осадочных породах (глины и сланцы) 2 г/т (Виноградов, 1962). Шеелит появляется в составе высокотемпературных новообразований только в пределах пестробесапанской толщи, в породах которой повышено содержание плагиоклазов.

Метаморфический минеральный комплекс, как структурно-текстурно-вещественный преемник осадочно-диагенетического, объединяет ряд важнейших в сложении пород Мурунтау ассоциаций и парагенезисов разных субфаций регионального динамотермального метаморфизма осадочных пород. С их проявлениями связаны наиболее существенные элементы минерально-геохимической зональности (точнее, неоднородности) рудного поля. В породах слабо нарушенных блоков они имеют облик, характерный для собственно метаморфических пород. В интенсивно дислоцированных отложениях широко распространены жильно-прожилковые новообразования, не менее 85-90% объема которых приходится на кварц. В тех и других геолого-структурных обстановках сохраняются многие тонкие особенности сложения осадочных пород, несмотря на массу признаков замещения осадочно-диагенетических агрегатов и зерен, как и полной их динамотермохимической деструкции. Развитие мелкогнездовых, прожилковых и жильных новообразований количественно согласуется с масс-эквивалентной стехиометрией наиболее важных минерально-химических реакций метаморфогенно-метасоматического перерождения пород.

Золото-арсенопирит-пирит-карбонат-хлорит-серицит-кварцевая ассоциация объединяет породо-, метасоматито- и жилообразующие парагенезисы хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевого метаморфизма рудолокализующей толщи. В блоках с относительно слабой тектонической нарушенностью они проявлены типично метаморфическими образованиями (сланцы разного состава, сланцеватый цемент более грубозернистых метапород). По приближению к зонам повышенной дислоцированности их проявления нередко приобретают облик метасоматитов, становящихся бедными прожилково-вкрапленными рудами золото-сульфидно-кварцевой формации, второй по значимости в рудобалансе рудного поля, первой на месторождениях его отдаленных флангов. Вскрытая скв. 5017 на «стыке» Мурунтауского и Косманачинского рудных полей арсенопирит-пиритовая вкрапленная минерализация вполне сходна с рудами Даугызтауского рудного поля. Здесь, как и на Даугызтау, к ней присоединяются мелкие прожилки кварца с пиритом и арсенопиритом. Сегрегационные образования золото-арсенопирит-пирит-карбонат-хлорит-серицит-кварцевой ассоциации на 80-90% выполнены крупнозернистым сливным интенсивно метаморфизованным (будинированным и даже рассланцованным, см. рис. 55, 58) кварцем, в котором спорадически присутствуют пятна и гнезда микровыделений хлорита, альбита и карбонатов. В зонах смятия десятки и сотни жил и прожилков группируются в стратиформные свиты с суммарным содержанием жил до 15-20% от мощности пород дислоцированных пачек. Самородное золото присутствует в виде мелких и ультрамелких зерен неправильной формы и пленок в агрегатах сульфидов. Непосредственно на месторождении Мурунтау породы хлорит-серицитовой субфации интенсивно преобразованы в условиях хлорит-биотитовой субфации.

Пирротин-хлорит-биотит-кварцевая ассоциация наиболее интенсивно развита на глубинах 500-3000 м от современной поверхности в породах нижних частей бесапанской толщи. В ней объединены метасоматические и гнездово-прожилковые пирротин-кварцевые новообразования. Тесные срастания кварца, биотита и пирротина в порфиробластах, пересечение прожилками кварца с биотитовыми оторочками кварцевых прожилков без таких оторочек (рис. 65), участие биотит-кварц-пирротиновых

Рис. 65. Прожилками кварца с биотитовыми оторочками (темные) пересекаются прожилки кварца, протягивающиеся по слоистости метаалевролитов с вкрапленностью арсенопирита. Мурунтау, скв. МС-2, 644,2 м, полир. шл., ×10.

новообразований в складчатых деформациях пород свидетельствуют о том, что этой ассоциацией фиксируется новый более высокотемпературный этап в метаморфических преобразованиях пород. На это указывают, в частности, широко распространенные на Мурунтау явления пирротинизации пиритов и арсенопиритов (см. рис. 50), минералов, термохимически устойчивых вплоть до температуры 490°С. Пирротин на 75-90% определяет валовую сульфидность биотитсодержащих метапород и распределен в них полизернистыми линзовато-мелкогнездовыми обособлениями в согласии со слоисто-сланцеватыми и микроскладчатыми элементам структуры алюмосиликатного матрикса. До глубины 1000 м биотит присутствует в породах в виде микрочешуйчатого «пигмента» или полиминеральных порфиробластических выделений в узловатых сланцах. В порфиробластах он ассоциирует с хлоритом, пирротином, кварцем, ильменитом, плагиоклазом. При слабой общей метабиотитизации полиминеральные порфирообласты («узелки») чаще наблюдаются на пересечениях структур кливажа первой (параллельной напластованию) и второй (параллельной осевым плоскостям плойчатых микроскладок) сланцеватости.

На Мурунтауском рудном поле распространены две модификации пирротина – магнитная моноклинная и немагнитная гексагональная. На глубинах более 1,5 км, по данным В.А.Коваленкера (1988), в составе выделений пирротина увеличивается доля гексагонального, а глубже 2 км она количественно преобладает над моноклинным. В срастаниях с пирротином, помимо биотита, ильменита, сфена, кварца, хлорита, халькопирита, марказита и сфалерита, иногда обнаруживаются пентландит и герсдорфит. Пирротины, вкрапленные в породы и присутствующие в прожилках кварца, отличаются по содержаниям никеля, кобальта и меди (табл. 22). Резко снижено количество мышьяка в пирротинах по сравнению с пиритом.

Таблица 22

Средние содержания (г/т) некоторых элементов в главных сульфидах метаморфогенно-метасоматических парагенезисов Мурунтау (спектральный анализ)

Тип сульфида	Пирит		Арсенопирит		Пирротин	
	вкрапленный	прожилковый	вкрапленный	прожилковый	вкрапленный	прожилковый
Марганец	80	30	30	30	90	80
Никель	200	170	465	190	1145	675
Кобальт	70	85	720	142	50	23
Титан	250	120	320	310	135	140
Медь	117	270	34	47	235	145
Мышьяк	1870	2040	47%	47%	100	100
Серебро	10	10	10	10	10	10
Количество проб	22	19	22	26	6	9

Примечание. Среднее содержание приведено только для элементов, значимая концентрация которых установлена более, чем в 50% проб.

Шеелит-золото-карбонат-хлорит-(актинолит)-калишпат-кварцевая ассоциация на рудном поле является наиболее важной из рудообразующих, хотя ареалы ее развития по площади резко уступают всем ранее охарактеризованным. Непосредственно на месторождении Мурунтау с ее проявлениями связано не менее 85% запасов золота, присутствующего практически только в самородном состоянии. Как и для большинства других метаморфогенно-метасоматических ассоциаций, основными формами проявления для нее являются слоисто-полосчатые и брекчиевидные метасоматиты (см. рис. 53), выделяющиеся более светлой коричневато- и палево-серой окраской, и кварцевые жилы, прожилки, гнезда, часто группирующиеся в стратиформно-штокверковые системы. На месторождении Мютенбай (рассечка 4-2в-24а) серии конформных напластованию пород жил и прожилков с калиевым полевым шпатом, шеелитом и самородным золотом пересечены крутопадающими дайками гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. В маломощных дайках диоритовых порфиритов, вскрытых скв. МС-2 на отметках 1867-1870 м. наблюдались многочисленные мелкие оплавленные ксенолиты жильного кварца (см. рис. 57). В главе V указывалось на зависимость минерального состава новообразований этой ассоциации от состава вмещающей среды. Даже в алюмосиликатной среде тонко чередующихся метаалевролитов и сланцев новообразования калиевого полевого шпата избирательно развиваются по слойкам полевошпатовых алевролитов. С особой наглядностью это явление фиксируется около секущих жил кварца (рис. 66). Отмечалось также сопутствующее формированию этой минеральной ассоциации окисление углеродистого вещества и сульфидов, приводившее к возникновению автономных термических аномалий, зафиксированных, по нашему мнению, зональными ореолами декрептоактивности пород на Южно-Тамдытауской поисковой площади (Проценко, 2008_2). Главные минералы в проявлениях ассоциации – кварц и калиевый полевой шпат. Их количественное соотношение колеблется в широких пределах: от паритета в метасоматитах до абсолютного преобладания (95-99%) кварца в мощных жилах. Термодинамической обстановкой минералообразования в этот период предопределено незначительное содержание сульфидов в метасоматических и жилообразующих парагенезисах ассоциации. Большая часть присутствующих в

Рис. 66. Избирательное послойное развитие метакалишпатизации (фото слева) и актинолитизации (фото в центре) в пачках тонкого переслаивания углеродисто-хлорит-серицитовых сланцев, углеродисто-кварц-полевошпатовых метаалевролитов и метапесчаников в пестробесапанской толще. Мурунтау, скв. МС-2, плашки керна, ×0,5. На контакте с гранитами (скв. СГ-10, 3777,5 м) преобразования вмещающих кристаллических сланцев выражены маломощными зонами ороговикования.

метасоматических проявлениях ассоциации пирита и арсенопирита представлена интенсивно резорбированными метакристаллами арсенопирита (см. рис. 50) и пирита ранних ассоциаций, замещающихся кварцем, калиевым полевым шпатом, шеелитом и даже рутилом и сфеном. Формирование метасоматитов и жил шеелит-золото-…-кварцевой ассоциации сопровождалось интенсивной термохимической деструкцией сульфидов, углеродистого вещества, серицита и биотита. «Выгорание» углеродистого вещества и сульфидов с особой интенсивностью проявлено в наиболее крупных рудных телах месторождения Мурунтау, где темные углеродисто-хлорит-биотит-серицитовые сланцы и метаалевролиты преобразованы в светлые полосчатые хлорит-карбонат-полевошпат-кварцевые метасоматиты (см. рис. 53). Актинолитсодержащие разности шеелит-золото-…-кварцевой ассоциации развиваются по карбонатным породам или по метапесчаникам и метаалевролитам на карбонатном цементе.

Вертикальные мощности более или менее непрерывного проявления ассоциации достигают 550 м (в скв. МС-2 от 1170 до 1700 м). Соотношение кварцевых жил и прожилков, конформных напластованию пород (резко преобладают) и секущих, характеризуют динамику становления этого высокотемпературного метаморфогенного минерального комплекса. В одних обнажениях конформные жилы неотличимы от секущих ни по минеральному составу, ни по строению, ни по структуре минерального выполнения. В других геолого-структурных ситуациях межпластовые жилы и прожилки пересекаются крутопадающими. В секущих жилах обычно несколько повышены содержания арсенопирита и пирита (но в сумме не более 1-5% объема), золота (иногда до десятков г/т). Для конформных жил достаточно характерны структуры будинажа, тонкого катаклаза и рассланцевания с явлениями грануляции кварца. Проведенное многими геологами, как и автором, опробование жил кварца додайковых парагенезисов, секущих и конформных наслоению вмещающих пород, показало практически равную вероятность их стерильности и обогащенности золотом.

Распределение самородного золота в проявлениях шеелит-золото-…-кварцевой ассоциации в виде субмикронных и пылевидных зерен, дендритовидных чешуйчато-листоватых агрегатов, субмикронных пленок и микрокристаллов указывает на миграцию благородного металла в тонкозернистых слабо проницаемых породах в виде особо подвижных его соединений. Окисление углеродистого вещества при отсутствии свободного кислорода, давлении и температуре, характерных для метаморфизма амфиболитовой фации, приводило к появлению в газовом продукте этой реакции монооксида углерода (карбонильного радикала CO), выявленного в составе газово-жидких включений в жильном кварце наряду с углекислым газом, водой, водородом и метаном. В присутствии хлора это могло приводить к образованию подвижного газообразного карбонильного соединения золота [AuCOCl]. Способность хлор-карбонильного соединения золота давать при разрушении тончайшие пленки металла (до толщины в один атом) используется в современной технологии покрытия металлических, керамических и деревянных подложек. С чувствительностью хлоркарбонила золота к воде, известной из карбонильной металлургии, возможно, и связано «ураганное» обогащение золотом мелких гнезд кварца с калиевым полевым шпатом и хлоритом, так как в подобных полостях потоки газа могли конденсироваться с появлением жидкой воды. Вероятное участие подобных соединений в перераспределении благородного металла дает объяснение очень высокой пробности самородного золота (850-950‰; Г.С.Попенко сообщала о наличии зерен с пробностью 1000‰) и хорошо известному по результатам технологических исследований и промышленной переработки руд тонкозернистому его «распылению» в крупнообъемных рудных телах Мурунтау.

Шеелит в штокверковых проявлениях ассоциации распределен неравномерно. Его количественно главной разновидностью является розовато-бледно-коричневая, встречающаяся отдельными зернами и крупными гнездами в конформных и секущих

жилах кварца. Менее распространена почти бесцветная полупрозрачная разность шеелита с повышенными содержаниями редких земель (в одной из проб, %: 0,1 церия, 0,01 лантана, 0,3 иттрия, 0,001 иттербия). Розовато-коричневый шеелит практически стерилен от примесей (исключение – барий, стронций и молибден). Соотношение этих двух разностей шеелита наблюдать не удалось. Скорее они такие же, как и между метасоматическими и жильными проявлениями кварца, калиевого полевого шпата и других минералов в проявлениях этой ассоциации. Редкоземельный шеелит встречался только в мелкогнездовых скоплениях совместно с хлоритом, калиевым полевым шпатом (микроклин-микропертит), тогда как розовато-коричневый в осветленных сланцах и сланцеватых метаалевролитах иногда распределен в экзоконтактах конформных жил кварца струями крупных неправильных зерен и гнезд совместно с интенсивно катаклазированным и корродированным арсенопиритом. Содержание шеелита в проявлениях ассоциации различное. В объеме крупных рудных тел его не более 0,1%. Только в отдельных и редких жилах кварца или в узкой полосе вмещающих пород вдоль них выделения шеелита составляют до 15-20% объема. В жилах кварца на месторождении Мютенбай розово-бледно-коричневый шеелит присутствует иногда в виде мономинеральных выделений размером до 7 см.

Наряду с шеелитом в метасоматических проявлениях этого парагенезиса достаточно широко распространены и такие концентраторы редких земель, как сфен и апатит, реже упоминаются ортит и монацит. Они не привлекли к себе особого внимания, и систематического изучения их распространения не проводилось. В породах и рудах на восточном фланге Мурунтауского рудного поля содержание сфена иногда достигает 1,5-2% при размерах кристаллов до 1,5 мм. Постоянным компонентом в подобных метасоматитах является лейкоксен (0,5-1% в среднем). Широко проявлены взаимозамещения ильменита, рутила, сфена (см. рис. 59), часто обнаруживается апатит. В отдельных разрезах пестробесапанской толщи на Мурунтауском рудном поле выявлена прямая корреляция содержаний титана, циркония и иттрия (см. рис. 16). Нейтронно-активационным анализом (307 проб) Г.П.Пергат показала, что концентрации Ce, La, Sm, Eu, Sc в рудовмещающих породах и рудах месторождения Амантайтау близки к кларковым, но в золото-колчеданных линзах они иногда в 2-5 раз более высокие. Церий концентрируется на этом месторождении монацитом, углеродистым веществом (428,9 г/т, 2 пробы), ярозитом (227,4 г/т, 13 проб), арсенопиритом (184,9 г/т, 8 проб) и пиритом (127,7 г/т, 139 проб). Нейтронной радиографией полированных шлифов подтверждено равномерное распределение самария в метакристаллах и гнездах пирита. Д.П.Сердюченко (1961) указывает на наличие сфена, ортита, апатита и других концентраторов редких земель во многих осадочно-метаморфических породах архейских толщ Сибири (рудоносный комплекс Алдана), Швеции и Северной Америки. Амфиболиты Швеции в среднем содержат 1,8% сфена, 0,8% апатита и 0,2% ортита. В ортите от 6,6 до 12,1% Ce_2O_3 и от 15,5 до 17,0% $(La, Nd)_2O_3$. В титаните (сфене) архейских пород Южной Якутии 1,44-4,25% TR_2O_3. При 1% такого сфена содержание редких земель в породе превысит кларковое в 3-8 раз. Переработка значительных объемов бедных руд Мурунтау осуществляется кучным выщелачиванием золота. Стоит оценить рентабельность попутного получения и редкоземельных металлов, так как именно в бедных рудах их минералы-концентраторы распространены более широко (не уничтожены метакалишпатизацией пород).

Калиевый полевой шпат в шеелит-золото-…-кварцевой ассоциации представлен решетчатым и нерешетчатым микроклином и ортоклазом. В крупных зернах микроклина иногда встречается микропертитовое внутреннее строение. В минерале присутствует ряд примесей (табл. 23), и по этому признаку он значимо отличается от адуляра из поздних жил шестоватого кварца в трещинах северо-восточного расщепления Южного разлома. Присутствие бария в калиевом полевом шпате жил шеелит-золото-…-кварцевой ассоциации, как и наличие в нем пертитовых обособлений аль-

Таблица 23

Состав калиевых полевых шпатов и хлоритов из разных ассоциаций Мурунтау (окислы (%), химический анализ; элементы (г/т), спектральный)

Компонент	Микроклин из кварцевой жилы с шеелитом	Адуляр из жил шестоватого кварца	Хлорит			
SiO_2	65,58	65,06	27,03	31,11	32,68	29,47
TiO_2	0,10	0,00	0,40	0,12	0,02	0,084
Al_2O_3	17,44	17,54	21,71	18,72	16,77	19,24
Fe_2O_3	0,22	0,20	2,61	2,00	2,25	0,47
FeO	0,01	0,00	20,76	5,96	10,92	10,59
MnO	0,03	0,00	0,18	0,04	0,15	0,09
MgO	0,22	0,17	15,52	28,83	23,55	24,00
CaO	0,68	0,32	0,56	0,30	0,42	0,61
Na_2O	3,21	1,87	0,17	0,05	0,15	0,09
K_2O	12,44	14,08	0,13	0,37	0,03	0,05
CO_2	0,19	0,00	0,20	-	-	-
H_2O^-	0,00	0,04				
H_2O^+	0,28	0,23	0,30	0,32	0,82	0,10
SO_3			0,19	0,10	0,01	0,01
P_2O_5			0,08	0,06	0,03	0,05
П.п.п.			10,82	11,40	12,96	13,16
Σ	100,40	99,50	100,16	100,16	99,06	100,01
Ba	3700	-	-	100	90	90
Sr	100	-	100	100	-	100
V	200	-	1000	500	2000	7000
Cr	-	-	500	300	2000	700
Ni	-	-	10	40	30	30
Co	-	-	30	10	10	-
Mo	140	5	-	-	-	-
W	230	-	-	500	-	-
Cu	8	10	-	100	50	4
Pb	20	-	14	10	50	-
Zn	20	-	7	100	400	100
Be	2	2	1	1	1	5
Ga	30	30	100	90	100	20
Номер пробы	4209	4268	4077	1795	5106	4296

бита – свидетельство высокотемпературной обстановки формирования ассоциации при повышенном давлении подвижных фаз.

В главе V показана роль высвобожденных при метаморфизме воды и кремнекислоты в формировании высококонцентрированных растворов (по свойствам гель-расплавов). При метакалишпатизации слюдисто-полевошпатовой составляющей пород гель-расплавы обогащаются и щелочами. В результате быстрой их кристаллизации в синметаморфических полостях (отслоения, трещины разрыва или «взрывного» дробления) возникают ультратонкозернистые новообразования калиевого полевого шпата, кварца и высокоглиноземистого хлорита с резкими «магматическими» контактами с замещаемым субстратом метаалевролитов и сланцев (см. рис. 53). В термостатированных условиях в результате их кристаллизации формируются относительно крупнозернистые сегрегации хлорит-кварц-полевошпатового состава с субмиллиметровыми зернами микроклина и краевой альбитизацией обломочных зерен плагиоклаза.

Хлорит широко и в заметных количествах распространен в метасоматических и мелкогнездовых образованиях шеелит-золото-…-кварцевой ассоциации. Изредка его содержание повышается до 20%; в наиболее осветленных разностях полосчатых и брекчиевидных кварц-полевошпатовых метасоматитов его не более 5%. В полиминеральных сегрегационных обособлениях ассоциации (цемент брекчиевидных метасоматитов) распространены его почковидные радиально-лучистые или чешуйчато-тонкопластинчатые выделения бледно-зеленого, зеленовато- или розовато-коричневого цвета. Следует особо подчеркнуть ассоциированность почковидно-сферолитовых выделений хлорита в мелких гнездах с самородным золотом; кристаллы самородного золота иногда обнаруживаются в центре хлоритовых сферолитов. Карбонаты

в образованиях ассоциации представлены кальцитом, мельчайшими зернами или микрозернистыми скоплениями рассеянным в интерстициях хлорит-калишпат-кварцевых метасоматитов. Редко карбонат образует крупные гнезда в отдельных жилах кварца или в актинолитовых разностях метасоматитов. Размер отдельных его зерен (иногда с дымчато-серой окраской) в таких гнездах достигает 5 см.

Состав конкретных проявлений каждой ассоциации и составляющих ее парагенезисов зависит от состава субстрата. Иногда это приводит к появлению минералов, нехарактерных другим парагенезисам ассоциации. Такими взаимозаменяемыми в зависимости от наличия в субстрате карбонатов и алюмосиликатов калия в проявлениях золото-шеелит-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевой ассоциации являются калиевый полевой шпат и актинолит. Минералами, общими для всех ассоциаций метаморфического минерального комплекса, являются кварц и хлорит. Выявлена тенденция обогащения жильного кварца алюминием, натрием, титаном, медью с увеличением глубины залегания. Примечательные особенности проявлений всех ассоциаций и парагенезисов регионального динамотермального метаморфизма – практическое отсутствие в них минералов серебра и крайне незначительное распространение минералов меди, свинца и цинка. В валовых концентрациях благородных металлов золото постоянно количественно преобладает над серебром.

Метаморфический минеральный комплекс Мурунтауского рудного поля объединяет, как показано, множество парагенезисов и ассоциаций, соотносящихся между собой то как фациальные, то как стадийные производные раннепалеозойского регионального динамотермального зеленосланцевого метаморфизма пород черносланцевых толщ. Докаледонский возраст этого важнейшего в рудобалансе минерального комплекса обосновывается выведением его на поверхность каледонским тектоногенезом, перекрытием пород и кварцевых жил и прожилков девонской толщей карбонатных пород, пересечением рудных тел и жил кварца с шеелитом и самородным золотом дайками порфиритов и порфиров. Вопросы определения абсолютного возраста рудных метасоматитов, даек и гранитов подробно обсуждены ранее (Проценко, 2009).

В основу суждений о решающем значении в рудобалансе Мурунтау конкретных минеральных ассоциаций и комплексов раннепалеозойских метаморфогенно-метасоматических процессов (Проценко, 1987, 2008) положены важнейшие события в геологическом развитии региона. Главные парагенезисы продуктивной минерализации золоторудных месторождений южной части Центральных Кызылкумов формировались после полной литификации протоосадков раннепалеозойской бесапанской толщи. Золото-сульфидные прожилково-вкрапленные руды, синхронные хлорит-серицитовому метаперерождению пород черносланцевых толщ, участвуют в повторном рассланцевании пород при регионально или локально развивающейся метабиотитизации их алюмосиликатного матрикса. Для метакристаллов сульфидов, гнезд и прожилков кварца это рассланцевание было первичным. Метапирротинизация пирита и арсенопирита в условиях регионального или локального (контактового) хлорит-биотитового метаперерождения алюмосиликатной составляющей приводила к появлению самородного золота. Особо интенсивным перевод золота в самородное состояние был при метакалишпатизации углеродсодержащих алюмосиликатных пород в наиболее крупных рудных телах Мурунтау. Здесь метакалишпатизация сопровождалась осветлением пород, термохимической деструкцией всех сульфидов и углеродистого вещества. В дайках, рассекающих жилы кварца и метасоматиты с метакристаллами сульфидов, с самородным золотом и шеелитом, и в гранитоидах района метабиотитизация, метапирротинизация, метакалишпатизация не проявлены. Не проявлена метакалишпатизация в метаалевролитах и сланцах, вскрытых скв. СГ-10 в интервале 600-4000 м, в т. ч. и у контакта с лейкогранитами. В то же время альбитизация, серицитизация и осветление порфиритов около пересекающих дайки

герцинских жил и прожилков кварца с пиритом и арсенопиритом или турмалина с альбитом и пиритом наблюдаются часто.

Ассоциации последайкового этапа, в отличие от додайковых, на Мурунтауском рудном поле проявлены преимущественно жилами и прожилками в разрывных структурах субширотного, северо-восточного и северо-западного простирания. Общей для них чертой является развитие околожильных метасоматических изменений вмещающих пород в соизмеримых с самими жилами объемах. Большинство из них не имеет практического значения в рудобалансе рудных тел и залежей, но заметно ухудшают качество их руд (разубоживание или добавки незолотоносных сульфидов).

Последайковое гипогенное минералообразование «начинается» золото-арсенопирит-кварцевой ассоциацией, сформировавшей на месторождениях рудного поля крутопадающие жилы мощностью до 1 м, серии прожилков и просечек. Содержание арсенопирита в них изменяется от первых до первых десятков %% массы. От додайковых аналогов ассоциацию отличает незначительность содержаний пирита; арсенопирит в жилах количественно всегда резко преобладает над пиритом. Часто по центру таких жил наблюдается зона крупнозернистого арсенопиритового колчедана. Для жильной массы и самого арсенопирита характерно содержание серебра, превышающее количество золота. Кварцевые зоны в жилах имеют скрытую шестовато-друзовидную структуру. Изменения пород около таких жил наиболее отчетливо проявлены в рассекаемых дайках диоритовых порфиритов. Маломощные зоны осветления в них связаны с альбитизацией, серицитизацией, хлоритизацией и карбонатизацией диоритовых порфиритов. Последайковая золото-пирит-арсенопирит-кварцевая ассоциация имеет лишь вспомогательное значение в рудобалансе отдельных рудных тел месторождений Мурунтау и Мютенбай, разделенных многошовной структурой Южного разлома только пространственно. Проявления ассоциации трассируют центральные зоны контрастных геохимических ореолов мышьяка, пересекающих пластово-ленточные слабоконтрастные его же ореолы.

Кварц-альбит-пирит-турмалиновая ассоциация распространена по всей площади Мурунтауского рудного поля. Жилы и жилоподобные метасоматиты с непостоянными содержаниями коричневого турмалина (дравит), пирита, альбита, кварца, хлорита тяготеют к поясам даек и разрывным структурам субширотного направления. Содержание крупнозернистого пирита в отдельных проявлениях варьирует от 1 до 10-15%, турмалина – от 0,01 до 5% в метасоматитах и до 100% в отдельных дайкообразных жилах, массивное выполнение которых имеет облик шамотного магнезитового кирпича. Полизональное внутреннее строение кристаллов пирита часто просматривается невооруженным глазом. Содержание золота в пирите этой ассоциации обычно не превышает 1-3 г/т. Проявления ассоциации скважинами прослеживаются до глубины 2 км.

Полисульфидно-карбонат-кварцевая ассоциация проявлена на рудном поле редкими непротяженными жилами и прожилками. В их объеме 90-99% крупнозернистого кварца, в котором неравномерно распределены зерна, мелкие гнезда и пятнистые скопления пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд, сульфосолей меди, свинца, висмута. Под микроскопом иногда обнаруживается и самородный висмут. В трещинах спайности карбоната изредка присутствуют мелкие таблитчатые выделения пирротина. Очень редко суммарные содержания сульфидов и сульфосолей в жилах и прожилках повышаются до 20-25%. Именно такой жилой на месторождении Мютенбай пересечена жила, выполненная брекчиевидным кварц-альбит-пирит-турмалиновым агрегатом. На месторождении Триада скважинами вскрыты карбонатно-кварцевые жилы с крупными гнездами джемсонита и буланжерита с галенитом и сфалеритом.

Минеральные новообразования альпийского (?) этапа на месторождениях в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов проявлены альпинотипными жилами и прожилками кварца и карбонатов. В зоне Южного разлома (рис. 67) на Мурунта-

Рис. 67. Облик главного шва Южного разлома в приповерхностном уступе восточной стенки карьера Мурунтау в 1975 г. Белое – пятна и «струи» интенсивного проявления аргиллизации и окварцевания катаклазитов; в катаклазите имеются и глыбы порфиритов. Ширина зоны 120 м.

уском рудном поле широко распространены метасоматиты, гнезда, прожилки и жилы шестовато-розетчатого и сахаровидного кварца с адуляром, халцедоном, опалом, карбонатами кальция, магния и марганца, глинистыми минералами и палыгорскитом. Содержание сульфидов (пирит, халькопирит, блеклые руды, сфалерит) в этих образованиях не превышает 1%. Лишь в редких случаях в них отмечались невысокие содержания серебра. Концентрация золота в проявлениях ассоциации (естественно, с реликтами замещаемых пород) не достигает 1 г/т. Проявления адуляр-кварцевой ассоциации распространены в приповерхностной зоне рудного поля, хотя изредка проникают на глубину до 2 км. Сформированы они в условиях многократных тектонических подвижек. В крупной адуляр-кварцевой жиле (рассечка 18 шахты 5) наблюдались многократные взаимопересечения адуляра с кварцем. Шахтой 4 на горизонте +300 м месторождения Мютенбай вскрыты обширные поля осветленных катаклазитов пород рудовмещающей толщи, структурно напоминающих грубозернистые ваккоподобные песчаники. Цементируется катаклазит порово-пленочными выделениями халцедона и опаловидного кварца со светлыми гидрослюдистыми и глинистыми минералами. Состав некоторых минералов этой ассоциации приведен в табл. 24.

Часть гипогенных **(?)** минеральных новообразований, которые с уверенностью можно отнести к мезо-кайнозойскому (альпийскому) этапу геологического развития, являются производными выветривания (окисления), проявившегося наиболее интенсивно в породах и рудах на глубину 20-30 м на всей территории Центральных Кызылкумов и Урала. Пересечение плотных бурых железняков с реликтами пирит-альбит-турмалиновой минерализации (одной из самых поздних на Мурунтауском рудном поле) маломощными прожилками шестовато-гребенчатого кварца с единичными мелкими кристаллами пирита были вскрыты в северо-восточной части карьера Мурунтау (1972-1975 г.) 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 альпийскому этапу геологического развития региона.

Минерально-химические реакции (табл. 25), 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 первоначально трудно воспринимаемых количествах. При полной каолинизации «чисто» серицитового сланца из 1 м^3 должно быть «вымыто» 11,8 % (318 кг) окиси калия. Из 1 м^3

Таблица 24

Состав карбонатов и глинистых минералов адуляр-карбонат-кварцевой ассоциации Мурунтауского рудного поля (%; химический анализ)

Компонент	Кальцит	Доломит		Глинистые минералы					
SiO_2	0,40	7,96	14,21	48,53	50,31	46,58	47,80	44,37	41,38
TiO_2	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Al_2O_3	0,04	0,52	5,98	35,49	36,66	39,26	38,35	38,48	20,54
Fe_2O_3	0,32	0,10	0,10	0,36	0,10	0,10	0,16	0,12	0,48
FeO	-	2,37	2,59						3,63
MnO	0,29	1,20	0,65	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06
MgO	0,30	10,90	14,90	1,05	0,30	0,30	0,30	0,30	19,05
CaO	55,30	35,12	23,41	0,35	0,30	0,30	0,30	0,30	0,35
Na_2O	0,12	0,05	0,07	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,11
K_2O	0,03	0,05	0,08	0,30	0,03	0,47	0,23	0,09	0,31
CO_2	43,57	42,08	36,47	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
H_2O^+	0,10	-	-	1,04	0,22	0,35	0,30	0,25	3,39
P_2O_5	0,03	0,11	0,03	0,23	,03	0,03	0,01	0,10	0,10
П.п.п.	43,72		37,60	13,50	13,20	13,80	13,74	13,68	13,92
∑	100,57	100,58	99,63	99,92	100,99	100,91	100,99	100,51	99,97
Номер пробы	6021	4321	4363	4268	5076	6009	5084	4405	4268*

Примечание.* – зеленовато-серый монтмориллонит? из кварц-адуляровой жилы.

Таблица 25

Основные минерально-химические реакции*, описывающие процессы выветривания и окисления сульфидсодержащих пород и руд

$4KAlSi_3O_8 + 4H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 8SiO_2 + 2K_2O$ К-шпат 1112 72 Каолинит 516 480 188	[1]
$4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_8 + 10H_2O \rightarrow 3Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 4KOH$ Мусковит 1592 180 Каолинит 1548 224	[2]
$2CaAl_2Si_2O_8 + 4H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 2CaO$ Анортит 556 72 Каолинит 516 112	[3]
$4NaAlSi_3O_8 + 4H_2O \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 8SiO_2 + 2Na_2O$ Альбит 1048 72 Каолинит 516 480 124	[4]
$4K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2 + 1,5O_2 \rightarrow Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8 + 3Fe_2O_3 + 8SiO_2 + 6MgO + 2K_2O$ Биотит 1856 48 Каолинит 516 480 480 240 188	[5]
$2FeS_2 + 4H_2O + 7,5O_2 \rightarrow Fe_2O_3 + 4H_2SO_4$ 176 72 240 160 324	[6]
$2FeAsS + 4H_2O + 7,5O_2 \rightarrow Fe_2O_3 + 2H_2SO_4 + 2H_2AsO_4$ 326 72 240 160 196 282	[7]
$2K_2O + 8H_2SO_4 + 6Fe_2O_3 + 4H_2O \rightarrow 4KFe_3[SO_4]_2(OH)$ 188 784 960 72 Ярозит 2004	[8]

Примечание. * – в нижней строке реакций – эквиваленты массы.

«средневзвешенного» сочетания метаалевролитов, метапесчаников и сланцев рудолокализующей толщи Мурунтау со средним содержанием K_2O 2,94% (1388 керновых проб по скважинам МС-1 и МС-2) при тех же условиях должно быть вымыто 79 кг окиси калия. 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 палеозойс-

кий 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 ярозитом в нижней – на переходе к неокисленным рудам. Для образования ярозита в нижней части зоны окисления использовались окись калия и серная кислота, в том числе извлечённые метеорной водой в приповерхностной её части.

Для месторождений золота Центральных Кызылкумов зоны вторичного (сульфидного) обогащения не описаны. Однако, В.Х.Клявин (личное сообщение) говорил о ее проявлении в рудных телах Даугызтау по наличию в их пределах субгоризонтальных зон повышенного содержания золота. На вероятность такого обогащения руд указывает, по-видимому, многократно наблюдавшееся повышение концентрации золота в бороздовых пробах по мере углубления открытых выработок в коренные породы и руды.

Воздействие образующейся в зоне окисления серной кислоты на руды и породы сказывается, помимо прочего, в каолинизации полевых шпатов, слюд и хлоритов с высвобождением кремнекислоты и калия. 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. По закону химического взаимодействия масс в породах, омываемых водой, насыщенной калием, альбитовый компонент плагиоклазов должен замещаться калиевым полевым шпатом, тем более что этот процесс приводит к снижению внутренней энергии системы минералообразования и может идти самопроизвольно: теплота образования альбита 937,15, а микроклина 946,27 ккал/моль (Наумов и др., 1971, с. 86). Это означает, что при преобразовании 1 моля альбита в 1 моль микроклина высвободится 9,12 ккал тепла. Легко рассчитать общее количество тепловой энергии, выделяемой при полной адуляризации 1 м^3 метапесчаника с 35 % альбита: [(2700000 x 0,35 : 262) x 9,12 = 32895 ккал]. Если бы такое количество тепла выделилось «мгновенно», температура этого объёма метапесчаника могла бы повыситься на (32895000:2700000):0,3 = 40,6°С. Более значимым выделением тепла характеризуются реакции гидратации анортита и слюд. Каолинизация двух грамммолекул анортита (анортитовой составляющей плагиоклаза) по реакции 3 в табл. 25 приведет к высвобождению 139 ккал тепла, и его достаточно для дополнительного нагрева 1 м^3 пород, содержавших всего 5 % анортитового минала, на 80-83°С. Образовавшиеся по этой же реакции 2 моля окиси кальция тут же прореагируют с водой с образованием слаборастворимого гидроксида кальция $Ca(OH)_2$, который в реакции с углекислым газом образует кальцит. Суммарный тепловой эффект этих двух реакций 85,2 ккал тепла. В проявлениях адуляр-кварцевой минерализации содержание карбонатов нередко составляет 5 %. В таком случае их образование приведёт к выделению тепла, достаточного для дополнительного прогрева 1 м^3 минералообразующей системы на 127 °С. Максимальным тепловым эффектом характеризуется каолинизация серицита, содержание которого в породах рудолокализующей толщи Мурунтау не ниже 10%. Суммарный тепловой эффект замещения четырех молей серицита тремя молями каолинита (по реакции 2 в табл. 25) составляет 1649,6 ккал. При полной каолинизации серицита в 1 м^3 выделится около [(2700000x0,1):516]x412,4 = 215809 ккал. Их достаточно для прогрева субстрата на (215809000:2700000):0,3 = 266,3 °С. Высвободившиеся по этой же реакции 2 моля окиси калия в бурной реакции с водой ($2K_2O + H_2O \rightarrow 2KOH$) дадут около 38 ккал тепла. Конечно, такие реакции не протекают мгновенно даже в геологическом масштабе времени, но их протеканию благоприятствует термостатированность минерагенеза ниже границы сезонных

колебаний температуры воды в дренажных системах. Суммирование теплоты гипергенных метапреобразований только главных минералов (следовало бы прибавить теплоту окисления сульфидов и углеродистого вещества) показывает вероятность подъёма температуры в глубоких частях зоны Южного разлома до 250-300°С. В итоге, гипергенез приповерхностной зоны «перерождается» в глубоких частях разломов в «гипогенный» гидротермальный минерагенез на основе вещества, поступающего из коры выветривания углеродистых сульфидсодержащих пород и зон окисления руд. Новообразования адуляр-кварцевой ассоциации несут все характерные для гипогенных среднетемпературных гидротермальных образований признаки. В катаклазитах и трещинах Южного разлома формируются обширные ореолы аргиллизации, окварцевания, адуляризации, жилы шестоватого, розетчатого и сахаровидного кварца с крупнокристаллическим адуляром и карбонатами. С подобным развитием минерагенических событий в период формирования коры выветривания, охватывавшего время 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 метаморфизованных и интенсивно дислоцированных черносланцевых толщ. Пенепленизация и выветривание этих же толщ сопровождались 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 «вертикальными» нисходящими водотоками. По сути, 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 составу и минеральному балансу золота.

Для более чётких представлений о значении минеральных ассоциаций и комплексов в становлении и преобразованиях рудных концентраций золота на Мурунтауском рудном поле кратко охарактеризуем главные из закономерностей их формирования.

Ассоциации осадочно-диагенетического минерального комплекса в рудолокализующей, подстилающей и перекрывающей толщах распределены слоисто неоднородно, в соответствии с переслаиванием конкретных типов пород. Отдельные горизонты и ярусы толщ обогащены пирокластическим материалом, в других относительно интенсивнее проявлена диагенетическая сульфидизация, третьим свойственно присутствие карбонатных и кремнистых прослоев и линз. Стратоуровни с преобладанием углеродисто-слюдистых сланцев нередко были областями разрядки тектонических напряжений, отличаются гофрированием пород в мелкие складки, формированием диагонального кливажа сланцеватости. Некоторые из них в восточной части рудного поля картировались в качестве разломов.

Положение ассоциаций метаморфического минерального комплекса на рудном поле определено сложными взаимодействиями литолого-стратиграфического, структурного и метаморфического факторов минералогенеза. Последовательно формируясь в каждой конкретной точке геологического пространства по мере нарастания температуры и давления, ассоциации разных субфаций метаморфизма в слабо дис-

лоцированных блоках сменяют друг друга с развитием структур и текстур коррозии и замещения минеральных зерен. В зонах повышенной дислоцированности смена парагенезисов сопровождается пересечениями не только стратиграфических, но и ранее возникших метаморфических границ.

Парагенезисы хлорит-серицитовой субфации зеленых сланцев распределены в толщах пород с более строгим подчинением литолого-стратиграфическим границам, тогда как новообразования более высокотемпературных субфаций нередко их пересекают. Такие же соотношения с напластованием пород характерны и сегрегационным формам минерализации. Проявления золото-арсенопирит-пирит-хлорит-серицит-кварцевой ассоциации пространственно ограничены выходами метатерригенных пород на поверхность по северной и восточной окраинам рудного поля. Интервалы пород с убогой вкрапленностью пирита и редкими кристаллами арсенопирита в некоторых скважинах достигали первых сотен метров; содержание золота в них колеблется от 0,1 до 1,0 г/т даже в тех случаях, когда нет никаких прожилковых новообразований. Эта полоса, фактически, является одной из метаморфогенно-метасоматических зон рудного поля, переходной от «неизмененных» пород к более интенсивно дислоцированным и биотитизированным. В ее пределах возможно обнаружение бедных прожилково-вкрапленных руд, пригодных к кучному выщелачиванию. Представителем таковых является месторождение Бойлик. В качестве реликтовой минерализации ее проявления выявляются и в центральных зонах рудного поля.

Минерализация хлорит-биотитовой субфации развита в породах приповерхностной зоны рудного поля с резко изменчивой интенсивностью. Ее метасоматические и прожилковые новообразования в плане и разрезе неоднократно чередуются с производными хлорит-серицитовой субфации. Широкая полоса биотитизации сланцев и сланцеватых метаалевролитов протягивается по всему рудному полю между месторождениями Мютенбай и Бесапан, пересечена Структурным разломом, протрассированным дайками и проявлениями кварц-пирит-альбит-турмалиновой ассоциации. Между месторождениями Мурунтау и Мютенбай она же пересечена многочисленными трещинами Южного разлома, выполненными жилами адуляр-кварцевой ассоциации. В поверхностных ареалах распространения пирротин-хлорит-биотит-кварцевой ассоциации биотит и пирротин распределены в виде микрочешуйчатого и микрозернистого «пигмента». На глубине более 500 м в карьере (более 1 км по восточной окраине рудного поля) на фоне усилившейся пигментации пород нарастает образование порфиробластических и мелкогнездовых обособлений этих же минералов совместно с кварцем, а прожилки нередко становятся пирротин-кварцевыми. На глубине более 2 км (по скв. СГ-10) размеры чешуйчато-таблитчатых зерен биотита в сланцах достигают 1,5-2 мм. Сланцы приобретают вид кристаллических. Нижняя граница распространения (сохранности) парагенезисов хлорит-биотитовой субфации еще не установлена, хотя с глубины 3500 м в сланцах появляются сегрегационно-метасоматические новообразования с амфиболами, пироксенами и андалузитом. В разрезах скважин МС-4, МС-2, 7280 и МС-3 биотит- и пирротинсодержащие породы неоднократно чередуются с полосчатыми и полосчато-брекчиевидными метасоматитами шеелит-золото-…-калишпат-кварцевой ассоциации.

В локализации проявлений шеелит-золото-…-клишпат-кварцевого минерального комплекса главное значение имеют литологический и структурный факторы метаморфогенно-метасоматического преобразования пород. Интенсивная дислоцированность полосчатых и брекчиевидных калишпат-кварцевых и кварц-калишпатовых метасоматитов дала Ю.С.Савчуку основание предполагать их приуроченность к зоне «вязкого» разлома. Более логичной, однако, представляется «обратная» связь. Повышение дислоцированности субстрата связано с нарастанием напряжений при выделении тепла в ходе гипогенного окисления углеродистого вещества и сульфидов, с увеличением объема метасоматитов (в сравнении с объемом исходных пород) в результате замещения слюд калиевым полевым шпатом. К особо значительному

приросту объема приводила карбонатизация плагиоалевролитов и плагиопесчаников под воздействием углекислоты, мигрировавшей из зоны метакалишпатизации с попутным окислением углеродистого вещества.

«Суммирование» многолетних наблюдений многих геологов позволяет говорить о трех стратиграфических уровнях развития кварц-калишпатовых и калишпат-кварцевых метасоматитов. Нижний вскрыт скважинами МС-4 на глубине от 150 до 400 м, МС-1 – 1600-1750 м, СГ-10 – от 0 до 500 м. К среднему из них приурочены наиболее крупные рудные залежи месторождений Бесапан, Мурунтау, Мютенбай. Он вскрыт карьером на глубинах до 500 м от современной поверхности, а скв. МС-2 в интервале от 1150 до 1700 м. Жильно-прожилковые новообразования шеелит-золото-…-кварцевой ассоциации проявлены штокверковыми свитами межпластовых жил и прожилков в структурах отслоений. В локализации последайковых минеральных ассоциаций, напротив, главную роль играли крутопадающие разрывные структуры северо-восточного и субширотного простирания. В виде отдельных жил или цемента брекчий проявления этих ассоциаций имеются во всех подразделениях бесапанской толщи и обнаружены на всех глубинах (до 2000 м). Их крупные жильные тела распространены, однако, только в верхних 500 м. Наиболее отчетливо разрывным структурам подчинены жилы, прожилки и метасоматические новообразования кварц-альбит-пирит-турмалиновой (Структурный разлом) и адуляр-карбонат-кварцевой (Южный разлом) ассоциаций.

Итак, в локализации проявлений различных минеральных ассоциаций на Мурунтауском рудном поле наибольшее значение имели литолого-стратиграфический (через вещество), структурный (пути миграции и локализации рудообразующих компонентов) и температурный (определивший минералого-геохимический профиль метаморфогенно-метасоматических образований) факторы. Соотношение новообразований разных ассоциаций убеждает, что главной пространственной координатой развития продуктивного минералогенеза являлись туфогенные породы пестробесапанской толщи со значительной ролью в их составе пирокластики. Конкретизируют местоположение золотосодержащих новообразований пликативные и дизъюнктивные структуры, а сам тип минерализации и форма нахождения в ней золота определены термодинамическими параметрами метаморфогенно-метасоматических преобразований субстрата. Эти предельно обобщенные характеристики выявляют множество параллелей, в т. ч. возрастных, в рудогенезе Мурунтау и описанного А.Л.Слотером (1973) месторождения Хомстейк в США.

Глубокие скважины, СГ-10 в особенности, выявили слабую зависимость золотоносности метапород от насыщенности их жилами и прожилками кварца. Далеко не все жилы одной и той же продуктивной ассоциации содержат золото, и это вновь напоминает о решающем значении вмещающей среды в качестве источника рудообразующих компонентов. С особой наглядностью донорская роль пород и ранее возникшей золотосодержащей минерализации проявлена при формировании шеелит-золото-карбонат-хлорит-калишпат-кварцевого минерального комплекса. В рудных метасоматитах этого типа часты реликты интенсивно резорбированного арсенопирита. Однако немалые объемы таких же метасоматитов и немалое число жил оказываются убогозолотоносными или совсем не содержат золота.

При оценке общих перспектив золоторудных объектов их зональность, глубина распространения продуктивной минерализации и эрозионного среза приобретают первостепенное значение. Как уже указывалось, они повлияли на выбор места заложения сверхглубокой скв. СГ-10 (глубина 4200 м) и ее «спутников» МС-1, 2, 3, 4 (от 1800 до 2200 м). Глубокие скважины подтвердили стратификацию оруденения отложениями пестробесапанской толщи на восточном фланге Мурунтауского рудного поля. Наиболее крупные рудные залежи приурочены к пачкам, обогащенным туфогенными кварц-полевошпатовыми и полевошпатовыми (плагиоклазовыми) метаалевролитами и метапелитами. Содержания окисей калия и натрия указывают на принадлежность таких пород к пирокластическим производным магмы среднего (гранитоидно-андези-

тоидного) состава повышенной щелочности. Седиментогенная (диагенетическая) золотоносность пород подобных пачек бесапанской свиты обусловлена (см. главы II-IV) разрушением растворенных в морской воде форм золота (в частности, его хлоркомплексов) сероводородом, появляющимся в результате бактериальной сульфатредукции (в основном) и с вулканогенными эксгаляциями. В проведенном С.Ф.Стружковым и его соавторами (2008) «анализе динамики геологических открытий в зарубежных частях Тихоокеанского пояса и преобладающей роли месторождений нетрадиционных типов» отчетливо вырисовалось огромное значение вулканогенно-осадочных образований с рассеянной золото-сульфидной минерализацией и низкими содержаниями золота в формировании крупнотоннажных месторождений золота. В большинстве случаев такие месторождения представлены мощными стратиформными залежами. Иногда в них или над ними были известны мелкие жильные месторождения. Представляется, что такие месторождения и являются прототипом ранних стадий формирования месторождения Мурунтау. Среди подобных примеров наиболее наглядным является золото-серебряное месторождение Раунд-Маунтин (Невада, США), схематический геологический разрез которого воспроизведен на рис. 68 с изменением только символики некоторых условных знаков. Если сравнить строение этого месторождения со строением первичных ореолов золота и мышьяка (см. рис. 33, 34) на Мурунтауском рудном поле, положением минерализованных «зон» на восточном его фланге (рис. 69), то отличие Мурунтау только в многократности пачек с повышенными содержаниями этих рудообразующих элементов в разрезе бесапанской толщи.

Не случайными являются и аналогии в истории открытия, оценки и переоценки таких месторождений. Они заново «открывались», благодаря росту цены на золото и совершенствованию получения металла из бедных руд кучным выщелачиванием. Именно такие руды составляют основу крупнотоннажных объектов (Стружков и др., 2008), на долю которых приходится не менее 75% запасов золота, выявленных в Тихоокеанском поясе за последние десятилетия. В истории открытия и оценки месторождения Мурунтау был период, когда в результате незначительности жильных проявлений золотоносного кварца были готовы свернуть поисковые работы на площади одноименного рудного поля. В этом же смысле поучительна история открытия месторождения Кумтор в Кыргызстане.

Несмотря на многократно выше подчеркнутую роль туфогенной составляющей в обогащении протоосадков рудовмещающей пестробесапанской толщи золотом и мышьяком, автор не видит серьезных обоснований гипотезы Ю.И.Петрова (1966) о связи

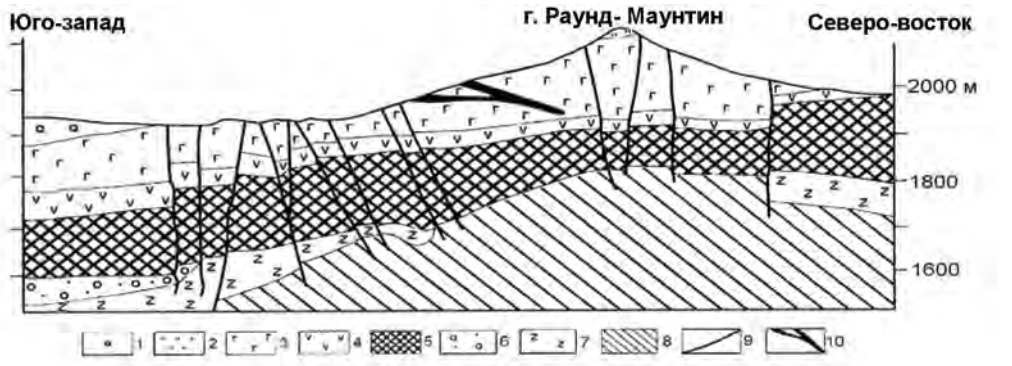


Рис. 68. Схематический геологический разрез золото-серебряного месторождения Раунд-Маунтин (Невада, США) (по С.Ф.Стружкову и др., 2008, с. 24, 25, с изменениями). *1* – современные аллювиальные отложения. Позднеолигоценовые вулканиты, туфы: *2* – верхние слабосваренные, *3* – сильносваренные, *4* – умеренносваренные, *5* – нижние слабосваренные – крупнотоннажное рудное тело со средним содержанием Au 0,9 г/т, *6* – вулканомиктовые песчаники и конгломераты, *7* – грубообломочные брекчии; *8* – палеозойские осадочные отложения; *9* – разрывные нарушения; *10* – пологозалегающие богатые золоторудные жилы, отработанные в начале XX в.

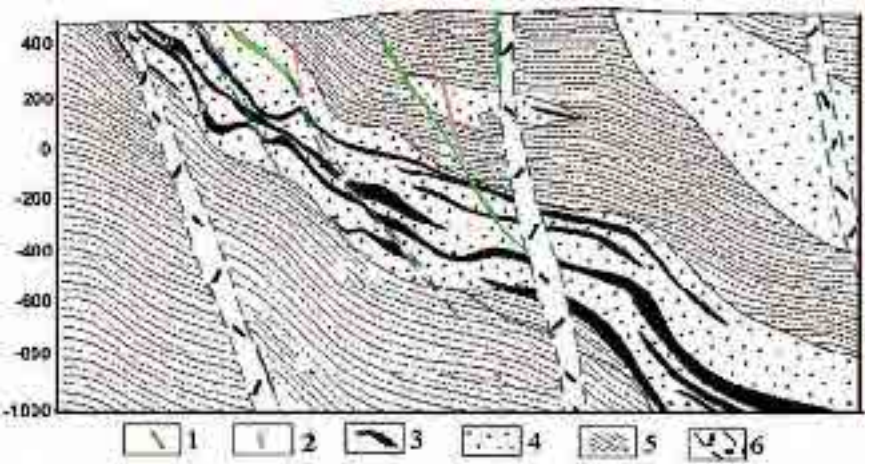


Рис. 69. Особенности локализации важнейших минеральных комплексов в разрезе пестробесапанской черносланцевой толщи на восточном фланге Мурунтауского рудного поля. *1* – жилы и метасоматиты кварц-пирит-альбит-турмалинового последайкового минерального комплекса; *2* – дайки сиенито-диоритовых порфиритов; *3* – зоны с проявлениями додайкового шеелит-золото-хлорит-полевошпат-кварцевого минерального комплекса; *4* – пачка туфогенных пиритсодержащих полевошпат-кварцевых и кварц-полевошпатовых метаалевролитов «андезидацитового состава», сланцев и метапесчаников; *5* – метаалевролиты полевошпат-кварцевые с прослоями метапесчаников того же состава, полевошпат-кварц-хлорит-серицитовых сланцев, полимиктовых гравелитов, кремней; 6 – разломы, зоны брекчирования и милонитизации.

золотоносности рудовмещающих пород и самого месторождения Мурунтау только с диспергацией андезитовой магмы. «Золотоносные вулканогенные сланцы будут образовываться при подводных излияниях и диспергировании андезитовых и субщелочных магм среднего состава, обогащенных золотом при ассимиляции основных пород… Безусловно проблематичным для образования месторождения является наличие перидотитов или других основных пород на глубине, из которых образовалась столь высокозолотоносная андезитовая магма, давшая при излиянии жизнь мурунтауской свите и Мурунтаускому месторождению» (Петров, 1996, с. 293-298). Несмотря на практическое равенство содержания золота в интрузивных образованиях магм любого состава (4-5 мг/т, Виноградов, 1962), в гипотезе настойчиво подчеркивается весьма существенное (тысячекратное!) обогащение андезитовой магмы при ассимиляции основных и ультраосновных пород. Нельзя оставить без внимания и весьма значительные количества кварца (обломочно-осадочного, не исключено, что и пирокластического) в составе пород рудолокализующей толщи.

С особой наглядностью в охарактеризованном глубокими скважинами блоке пород пестробесапанской толщи проявлена качественная изоминеральность рудоформирующих и метаморфогенно-метасоматических минеральных комплексов при характерных количественных изменениях содержаний кварца, алюмосиликатов, сульфидов, карбонатов, как и состава конкретных минералов в зависимости от фациальных и структурных условий метаморфизма. До глубин 250-350 м от современной поверхности среди слоистых алюмосиликатов безраздельно главенствуют серициты и хлориты, среди сульфидов – пирит и арсенопирит. Суммарные содержания этих сульфидов колеблются от следов до 2-3%, в редких и незначительных по объему блоках повышаются до 7-10%. Четких различий руд и вмещающих «безрудных» пород по суммарному содержанию сульфидов не выявлено. Но по количественным соотношениям пирита и арсенопирита, с одной стороны, вкрапленных и прожилковых форм каждого из них, с другой, руды и отдаленные от рудных тел породы различаются достаточно отчетливо. И такие различия определены, в основном, относительным ростом содержания арсенопирита в рудах. Однако, такая оценка затруднена интерференцией (суммированием со знаками «+» и «-» в зависимости от добавления новых генераций минерала, или деструкции ранних его выделений) разных генераций каждого из сульфидов в конкретных

частях рудного поля и месторождения. В гипсометрически верхнем (до 500 м от современной поверхности на западном и восточном флангах) ярусе рудного поля от его центра к флангам в валовой сульфидности руд и пород растет доля пирита и арсенопирита ранних (додайковых) ассоциаций. В том же направлении снижается значение прожилковых форм этих минералов при увеличении в метавкрапленном типе минерализации доли пирита. На месторождении Бесапан содержания вкрапленных и прожилковых пиритов и арсенопиритов примерно равные. Западнее (в скв. 5017 у южной границы Косманачинского рудного поля) вкрапленный пирит преобладает по всей глубине, и здесь в заметных количествах сохранены микро- и макроконкреции диагенетического пирита. Аналогично соотношение разных форм пирита и арсенопирита ранних ассоциаций в скважинах 7110, 7120 у северной границы восточного фланга Мурунтауского рудного поля. На месторождении Мурунтау в центральной части рудного поля валовую сульфидность рудных тел и вмещающих пород часто определяют пирит и арсенопирит поздних (последайковых) ассоциаций. На месторождении Мютенбай выработками шахт 4 и 5 вскрыты кварц-колчеданные жилы мощностью до 1 м, не содержащие золота. У северной границы месторождения Мурунтау в зоне влияния трещин Структурного разлома и пояса даек вдоль него валовую сульфидность пород определяют жильные и метасоматические проявления альбит-пирит-турмалиновой ассоциации. Пирит этого морфогенетического типа золота не содержит, за исключением случаев формирования его в ранее существовавших рудах. В рудных телах центральной части месторождения пирита и арсенопирита в сумме не более 1%. Это результат их «выгорания» совместно с углеродистым веществом в процессе высокотемпературной метакалишпатизации пород и формирования продуктивного шеелит-золото-…-калишпат-кварцевого минерального комплекса. Визуально процесс хорошо проявлен в разрезе скв. МС-2 (забой на глубине 2200 м), вскрывшей в разрезе пестробесапанской толщи неоднократное чередование интервалов, резко отличающихся по интенсивности проявления шеелит-золото-хлорит-калишпат-кварцевых метасоматитов, прожилков и жил аналогичного состава.

Пирротин в приповерхностной зоне рудного поля обнаруживается практически повсеместно, но количественно везде подчинен пириту и арсенопириту, в зернах которых чаще всего наблюдается в виде микрозарождений или рассекающих микровыделений. На глубинах от 1500 до 4000 м пирротин практически единственный сульфид в кристаллических сланцах, вскрытых скв. СГ-10. В составе выделений самого пирротина с глубиной растет доля гексагональной модификации с тенденцией роста содержаний в нем никеля. Принципиально однообразно с пирротином в объеме рудного поля распределен биотит. С глубины около 1700 м в скв. МС-2 (с 1000 м в скв. СГ-10) повышается роль порфиробластической разности, часто в теснейших срастаниях с пирротином и кварцем. На отметке 1773 м в скв. СГ-10 наблюдалась цементация брекчированных сланцев и алевролитов жилковато-гнездовыми скоплениями микрочешуйчатого темно-коричневого биотита. Ниже этой отметки, вплоть до 3160 м, зерна биотита в породах распознаются невооруженным глазом. С глубины 1500 м поперечники порфиробластовых зерен биотита достигают 1,5 мм. С 3500 м в сланцах спорадически появляется кордиерит; размеры его выделений незначительно возрастают по мере приближения к лейкократовым гранитам, в крупное тело которых скважина вошла на глубине 4000 м. Роль гранитов в рудогенезе так и осталась не раскрытой. Во всем интервале 600-4200 м от современной поверхности до забоя скв. СГ-10 проявлений рудоформирующих парагенезисов (золото-арсенопирит-пиритового вкрапленного, золото-пирит-арсенопирит-кварцевого мелкопрожилкового и шеелит-золото-хлорит-калишпат-кварцевого) не выявлено. Внедрение среднепалеозойских гранитов после формирования главных по продуктивности минеральных комплексов подтверждает обилие плохо окатанной гальки жильного кварца в конгломератах основания девонской карбонатной гряды у северной границы рудного поля. В отдельных гальках кварца из них пробирным анализом установлено содержание золота до 0,5 г/т (в горах Аристантау до 1,5 г/т).

Зональность рудного поля наиболее отчетливо проявлена в особенностях локализации метаморфогенно-метасоматических минеральных комплексов и ассоциаций. Максимальное значение в рудобалансе центральной части рудного поля имеют высокотемпературные раннепалеозойские ассоциации. На периферии рудного поля сохранен осадочно-диагенетический минеральный комплекс. Аналогична изменчивость в распространении рудоформирующих минеральных комплексов и ассоциаций по глубине. Граничная зона между ареалами пирит- и арсенопиритсодержащей минерализацией и пирротинсодержащих метапород наиболее близка к современной поверхности (250-350 м) на территории карьера и погружается от него на запад и восток. Метакалишпатизированные породы и руды с самородным высокопробным золотом и шеелитом «вложены» как в верхнюю «арсенопирит-пиритовую», так и в нижнюю «пирротиновую» зоны. Последайковые минеральные ассоциации и комплексы приурочены к разрывным структурам и их распространение не подчиняется охарактеризованным выше закономерностям. Жилы и прожилки альбит-кварц-пирит-турмалинового и глинисто-карбонат-адуляр-кварцевого парагенезисов скважинами вскрываются до глубины 2 км. Однако, наиболее интенсивно (и с максимальными мощностями) жилы проявлены в приповерхностной зоне.

Мурунтау – яркий пример зависимости пространственных соотношений продуктивных метаморфогенно-метасоматических новообразований от синхронно-стадийного их формирования в термоградиентных полях метаморфизма рудолокализующих пород. Выше уже характеризовались признаки последовательного возникновения минерализации золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций с учетом «постоянной» структурной перестройки крупных рудных тел по мере нарастания температур метаморфогенно-метасоматических преобразований вмещающих (продуцирующих) пород.

В связи с особенностями метаморфогенно-метасоматического минералообразования в термоградиентных обстановках в суждениях о зональности рудного объекта по геохимическим критериям необходима особая осторожность. Соответствующие критерии «вырабатываются» по валовым содержаниям химических элементов, в которых практически невозможно учесть интерференцию геохимических ореолов разных процессов, этапов и стадий формирования месторождения. Они сформированы алгебраическим суммированием (привнос – со знаком «+», вынос – со знаком «–») количеств конкретного химического элемента, связанных с формированием пород рудолокализующей толщи и многими их преобразованиями в пределах месторождения. «Коэффициенты зональности», вычисляемые по результатам спектрального анализа руд и пород могут быть полезными только при обоснованности минералообразования в единой (в геологическом пространстве и времени) физико-химической системе. Вышеприведенные материалы показывают, что для метаморфогенно-метасоматического минералообразования «единство» системы практически недостижимо. Руды центральных частей месторождения характеризуются содержаниями химических элементов и корреляционными их взаимосвязями, возникшими в связи с наиболее интенсивными метаморфогенно-метасоматическими преобразованиями рудовмещающих пород. На флангах рудами (обычно более бедными) в значительно большей степени наследуются геохимические характеристики, установившиеся еще при накоплении и диагенезе протоосадков. В геохимических критериях зональности метаморфогенно-метасоматических месторождений трудно учесть первичную (седиментогенную) неоднородность концентраций рудообразующих элементов во вмещающей среде. Конседиментационная неравномерность распределения сульфидов, серы, мышьяка, и золота усилена диагенетической литификацией осадка в связи с неодинаковой продуктивностью сульфатредукции в разных частях застойной зоны при неравномерном поступлении вулканокластики и неодинаковой «аэрации» окружающей морской воды. Выше многократно указывалось на предельно контрастное распределение по разрезу черносланцевой толщи не только петрогенных, но и рудообразующих химических элементов (соседство сланцев, метапесчаников и метаалевролитов, кремнистых и карбонатных пород с

существенно отличающимися содержаниями углеродистого вещества и сульфидов). То же можно утверждать и по поводу латеральной неоднородности толщи. Вместе с тем, обусловленное метаморфизмом движение высокоминерализованных растворов в наиболее прогретые и дислоцированные участки позволяет понять закономерности распределения золота, мышьяка, вольфрама, серы внутри и вокруг рудных тел.

Полигенность и полихронность рудных концентраций на Мурунтауском рудном поле имеет принципиальное значение в решении вопросов о возрасте промышленного оруденения. Часто за достаточное основание к отнесению его формирования к позднепалеозойскому времени используется близость абсолютного возраста метасоматитов, рудных минералов, даек порфиритов и массивов гранитоидов. Возрастная близость минерагенических событий не всегда может указывать на их генетические взаимосвязи. Все описанные выше события рудогенеза в черносланцевых толщах Западного Узбекистана и на месторождении Мурунтау, в частности, свидетельствуют о формиро- вании рудогенерирующего ресурса золота и его спутников, важнейших в рудобалансе эндогенных минеральных ассоциаций и комплексов в позднепротерозой-раннепалео- зойский период геологического развития региона. К событиям, обосновывающим дан- ное утверждение, относятся: несогласное залегание карбонатных пород девонской системы с базальными золотосодержащими конгломератами в основании на регио- нально метаморфизованных интенсивно рассланцованных раннепалеозойских толщах (Мурунтау, Сангрунтау); петролого-минералогический состав галек в этих конгломератах (на Мурунтауском рудном поле в них до 30-50 % плохо окатанных галек жильного кварца, остальные – метапесчаники и метаалевролиты из пенепленизированной подстилающей толщи); повторная пенепленизация региона в серпуховское время и формирование карстовых бокситов с терригенным самородным золотом (Титова, 1988); рассечение арсенопирит-, шеелит- и золотосодержащих рудных тел на месторождениях Мурунтау и Мютенбай среднепалеозойскими дайками диоритовых и сиенитодиоритовых порфиритов; ороговикование золото-пирит-арсенопирит-кварцевых руд дайками диоритовых порфиритов на Кокпатасском рудном поле и гранитами на месторождении Саутбай (Проценко, 2008, 2012); рассечение и катаклаз рудных тел позднепалеозойскими разрывными нарушениями (Структурный и Южный разломы на Мурунтауском рудном поле, колчеданные катаклазиты 8-го рудного тела на месторождении Амантайтау). Немалое значение в определениях абсолютного возраста имеют выбор объектов изотопно-геохимических исследований и трудно учитываемые изменения соотношений изотопов под воздействием позднее протекающих процессов эндогенного и экзогенного метаморфизма. В рудах и метасоматитах Мурунтауского рудного поля с разной интенсивностью проявлены минимум три морфогенетических типа арсенопирита: 1 – додайковый метакристалловкрапленный со следами рассланцевания на западном и восточном флангах рудного поля, интенсивной их коррозии при формировании калишпат-кварцевых метасоматитов в центральной части месторождения; 2 – средне- и крупнозернистый в последайковых крутопадающих колчеданно-кварцевых жилах (именно они привлекают внимание специалистов, не придающих особого значения историзму формирования руд); 3 – регенерированный мелкокристалловкрапленный, спорадически появляющийся в метасоматитах в связи с проявлениями альбит-пирит-турмалиновой ассоциации в Структурном разломе и в пересекающих их полисульфидно-кварцевых жилах. Абсолютный возраст отдельных минеральных парагенезисов и комплексов фиксирует (если система минерагенеза не претерпела преобразований в последующее время) лишь какой-то момент в истории формирования рудных концентраций. Он не может быть достаточным обоснованием прямой вещественной связи

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

«И сколь дерзкими ни были бы наши рассуждения, нет никаких сомнений в том, что прославленные сейчас достижения в науке весьма тривиальны по сравнению с громадной неизвестностью, окружающей нас».
Уоррен Кэри, 1991, с. 396

Структурно-текстурно-минералогическими, геохимическими и хронологическими сопоставлениями руд и вмещающих пород во второй половине 20-го столетия обоснованы выводы о полигенности и полихронности рудных концентраций золота в черносланцевых толщах Западного Узбекистана. В их становлении задействованы все процессы и механизмы вещественного взаимодействия верхних геосфер Земли, так или иначе проявившиеся в геологическом развитии региона от накопления протоосадков, их литогенеза и метаморфизма в позднепротерозой-раннепалеозойское время до выветривания пород и руд в современный период. Для практического использования этих обобщений в прогнозе и поиске новых рудных объектов необходимы сведения о «вкладе» в их рудный потенциал каждого из геологических процессов, отразившегося в геологическом развитии региона. В цепи причин и следствий круговорота земного вещества (если отвлечься от гипотез возникновения самой планеты) нет ни начала, ни конца, с которых нужно начинать анализ, нет звеньев, относительно которых нельзя спросить, почему минерагенез в литосфере происходил и происходит так, а не иначе? Такой акцент в вопросах происхождения рудных концентраций оправдывает начало анализа рудогенеза в черносланцевых толщах с выявления генетической, петрологической и минерально-геохимической специфики протоосадков, причин и времени появления в них рудообразующих химических элементов, хронологии и масштабов основных рудогенерирующих событий. Подобный анализ приобретает особое значение в связи с тем, что черносланцевые толщи являются древнейшими геологическими образованиями, доступными для непосредственного изучения в важнейших золоторудных районах Узбекистана – Нуратау и Центральные Кызылкумах.

Исключительная рудопродуктивность этих толщ обусловлена повышенными седиментогенными концентрациями углеродистого вещества, сульфидной серы, золота и мышьяка, связанными с особенностями накопления, состава и диагенеза протоосадков. Их ускоренное накопление осуществлялось в анаэробных восстановительных обстановках плохо аэрируемых углублений на дне окраинных и островодужных морей при высокой активности вулканизма и тектонической перестройке структуры дна.

В локальных и протяженных структурах резкого понижения морского дна создавалась специфичная обстановка застойного седиментогенеза с активизацией анаэробных сульфатредуцирующих микроорганизмов, насыщающих придонную воду сероводородом и углекислотой. Особое значение при этом имело поступление в протоосадки туфогенного материала, интенсивно взаимодействовавшего с морской водой в силу высокой пористости и неравновесности с нею. В переводе тяжелых металлов из твердой фазы вулканокластики в подвижное состояние решающую роль играл хлор морской воды, которая при удалении из нее натрия, магния и кальция, электролитически нейтрализующих хлор, приобретала свойства 0,5-нормальной соляной кислоты. Хлористые соединения большинства тяжелых металлов, за исключением лишь серебра, свинца и одновалентной меди, легко растворимы и выносятся из ареалов пропилитизации в зону диагенеза. Металлы, реагируя здесь с сероводородом, переводятся в осадок в виде трудно растворимых сульфидов. Хлоридной экстракции и выносу металлов из протоосадков способствуют окислительно-гидратационные преобразования плагиоклазов, оливинов, пироксенов, амфиболов, биотитов. Важнейшим «поставщиком» золота является морская вода; концентрация в ней золота на порядки превышает насыщающую растворимость его сульфидных соединений. В черносланцевых толщах, локализующих месторождения Центральных Кызылкумов, широко, а нередко и обильно проявлены седиментогенные формы золотоносного пирита. Это микроконкреции (глобули, фрамбоиды), комковатые

и линзовидные макроконкреции, конкреционные линзы и прослои, в том числе колчеданные рудные тела месторождения Амантайтау. Современный Океан дает множество примеров обогащения сульфидами тяжелых металлов осадков в обратной пропорции к скорости их накопления. К ареалам распространения углерод- и сульфидсодержащих пород пестробесапанской толщи и ее аналогов со значительной ролью вулканокластики приурочены золоторудные поля, месторождения и рудопроявления Южной части Центральных Кызылкумов. Преобладание золота над серебром в рудах большинства из них отражает соотношения этих металлов, установившиеся при накоплении и диагенезе протоосадков рудолокализующей толщи.

С резкими колебаниями физико-химических и динамических параметров седиментогенеза в островодужных морях связано весьма неравномерное распределения углеродистого вещества, сульфидной серы и тяжёлых металлов по простиранию и разрезу черносланцевых толщ, их концентрации колеблются от кларковых и фоновых до промышленно значимых. Особое значение в этом имела длительность контакта протоосадков с морской водой и кругового взаимодействия гальмиролиза, пропилитизации, диагенеза с переменчивой биопродуктивностью сульфатредуцирующих микроорганизмов.

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 этой работе показано не меньшее значение в геотектонике океанической литосферы активного взаимодействия ее пород с гидросферой.

Метаморфогенно-метасоматические преобразования пород ведут к изменениям их объема и являются важным фактором тектогенеза в земной коре. Наибольшее значение в этом имеют гидратация и дегидратация пород. По законам обратных связей причин и следствий серпентинизация ультраосновных и основных пород океанической литосферы, увеличивая их объем на 20-40%, ведет к возникновению особо высоких динамических напряжений. Их разрядка сопровождается возникновением и дальнейшим развитием трещин и разломов, структур торошения и складчатости, спрединга и вулканизма, надвигов и поддвигов отдельных блоков друг на (под) друга, принудительным проталкиванием отдельных из них вверх, вниз или к сейсмофокальным зонам сочленения с континентом или островной дугой. Расслоение и торошение океанической коры облегчают проникновение морской воды в нижние ее части, а это ведет к дальнейшему латеральному и вертикальному расклиниванию ее вдоль срединно-океанических хребтов, трансформных разломов и глубоководных впадин. Процесс – теплогенерирующий. Образование 1 г серпентина за счет форстерита сопровождается выделением 68,8 кал тепла, а 1 км^3 серпентинитов – $1{,}75 \cdot 10^{14}$ ккал. Такого количества тепла было бы достаточно для образования около 0,2 км^3 магмы за счет алюмосиликатных пород.

Серпентинизация основных и ультраосновных пород сопровождается не только окислением двухвалентного железа (опацитизация оливинов и пироксенов) кислородом воды, но и выносом в зону диагенеза до 30% присутствовавшего в них металла в виде хлоридов. Это весьма вероятный источник железа (и марганца) для образования железо-марганцевых конкреций на дне глубоководных зон Океана, куда поступление терригенного материала ограничено. В зонах застойного седиментогенеза этот же механизм обеспечивает железом массовое образование микро- и макроконкреций пирита. Последующая десерпентинизация пород при погружении в зону анатексиса приводит к частичному восстановлению железа ($Fe^{+++} \rightarrow Fe^{++}$) и абиогенной генерации кислорода.

Десерпентинизация пород, насыщая очаги магматических расплавов водой, активизирует вулканизм. Выбрасывая на поверхность огромные количества газов, расплавов и твердых пород, он способствует «обрушению» пород континентальной и океанической коры в очаги генерации магмы, продвижению отдельных блоков океанической коры по разогретому субпластическому слою серпентинизированных пород к сейсмофокальным структурам ее сочленения с континентом и островной дугой, к одиночным вулканам.

Взаимодействие пород литосферы с гидросферой вносит в энергетику тектонических преобразований земной коры не менее значимый вклад, чем предполагаемые конвективные перетоки вещества и энергии в астеносфере и мантии или «плюмы» из мантии и ядра Земли. Тепловой баланс гидратационных метапреобразований пород литосферы, сопоставим с фоновым тепловым эффектом радиоактивных мутаций её химических элементов. Он – наиболее вероятная причина повышенного потока тепла над срединными океаническими хребтами, геотермальной активности островных дуг, циклического конвективного взаимодействия минерагенических систем диагенетической литификации осадков и их пропилитизации. Объемными эффектами гидратационных и дегидратационных метапреобразований осадков и кристаллических пород обусловлена повышенная тектоническая активность океанической литосферы, представляющей, по выражению А.И.Вернадского, «замкнутую, самодовлеющую систему». Расслоение и торошение океанической литосферы – результат работы ее блоков, увеличивающих объем при гидратации пород, направленной на преодоление сопротивления «вмещающей среды» и восстановление состояния равновесия напряжений в земной коре. Торошение океанической литосферы приводило к формированию поднятий и впадин, горстов и грабенов, антиклинориев и синклинориев, оконтуривающих крупные блоки морского дна. Грабены и габеноподобные углубления – наиболее благоприятные структуры для высокоскоростного застойного седиментогенеза на акваториях островодужных морей.

Вещественная автономность гипогенного апоосадочного метаморфогенно-метасоматического золотопродуктивного минералогенеза в черносланцевых толщах со сменой во времени низкотемпературных минеральных парагенезисов последовательно все более высокотемпературными прослежена на Мурунтауском, Даугызтауском, Кокпатасском, Марджанбулакском, Чоринском рудных полях Средней Азии. В условиях низкотемпературного серицит-хлоритового метапреобразования субстрата золотосодержащие осадочно-диагенетические микро- и макроконкреции пирита преобразуются в кристалловкрапленность с минеральной индивидуализацией присутствовавших элементов-примесей. Появляются микровыделения арсенопирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд. Метаморфизм пород в условиях хлорит-биотитовой субфации сопровождается перерождением пирита и арсенопирита в пирротин. Процесс изохимический. При его развитии впервые проявляется окислительная функция воды в гипогенных условиях. Деструкция всех сульфидов, окисление углеродистого вещества и перевод практически всего имевшегося в породах золота в высокопробное самородное состояние – результаты метакалишпатизации алюмосиликатного матрикса пород при его изменениях в условиях амфиболитовой фации. Упомянутые в этом абзаце минерагенические события характеризуют преддевонский период геологического развития региона – орогенез, полифациальный термоградиентный метаморфизм толщ и пенепленизацию.

Количества воды, кремнекислоты, серы, мышьяка, золота, углекислоты, диоксида серы, водорода, арсина, переводимые при метаморфизме и метасоматозе черносланцевых толщ в подвижное состояние, достаточны для формирования наблюдающихся в рудных телах новообразований с повышенными концентрациями золота и важнейших его спутников. От структурно-текстурно-минералогических преобразований пород всецело зависят фиксация подвижных компонентов метасоматитами на месте, перераспределение их в пределах толщи, вынос во внешнюю среду. Нередко в жильных и метасоматических новообразованиях содержания золота и других металлов ниже, чем во вмещающих породах. Их не всегда можно с уверенностью отличить от синхронных и изоструктурных богатых золотом жил и метасоматитов. Это нормально для вещественно автономного метаморфогенно-метасоматического преобразования неравномерно металлоносных пород, но необъяснимо в рамках гипотез привноса рудообразующих компонентов аллогенными гидротермальными растворами из магматических очагов литосферы или мантии.

Анализ метапреобразований пород осадочных толщ с помощью минерально-химических реакций показывает неразрывность метаморфизма и метасоматизма. Реакции помогают понять, почему одни и те же минеральные новообразования в разных блоках и

структурах одного и того же рудного поля могут резко отличаться по содержанию полезного компонента. Они позволяют увидеть и количественно оценить некоторые детали метапреобразований (генерация тепла и рост напряженности, в частности), улавливаемые минералого-петрографическими и геохимическими исследованиями пород и руд лишь по косвенным признакам. Реакции гидратации и дегидратации показали весьма важную роль воды не только в качестве растворителя и переносчика рудообразующих компонентов, но и окислителя некоторых минералов пород и руд в гипогенных условиях.

Метаморфизм осадочных пород – процесс автономный не только вещественно, но и энергетически. Он подчинен всеобщей тенденции самопроизвольного развития материальных систем к минимуму внутренней энергии. На геотермальный разогрев при погружении в глубины литосферы породы осадочных толщ отвечают сбросом во «внешнюю среду» своей внутренней энергии. Саморазогрев тонкодисперсных осадков инициируется преобразованием в теплоту энергии зарядов атомов на поверхности зерен. В слоях с высокой долей пирокластического материала разогрев усиливается тепловыделяющей гидроксидизацией (серицитизация, хлоритизация, цеолитизация, серпентинизация) вулканического стекла, полевых шпатов, пироксенов и амфиболов. В черносланцевых толщах уже в среднетемпературных условиях к этому процессу подключается окисление УВ, сульфидов, железосодержащих силикатов и алюмосиликатов.

Дифференциальная миграция подвижных продуктов из объемов метаморфизуемых пород в возникающие трещины и полости – логическая основа модели апоосадочного метаморфогенно-метасоматического рудообразования. В ней конкретизированы источники вещества, механизмы его мобилизации и концентрирования, условия формирования месторождений золота в черносланцевых толщах с разным содержанием благородного металла. Миграция метаморфогенных растворов (флюидов) из низко- в высокотемпературные зоны связана с более существенным ростом давления подвижных фаз в поровых пространствах пород во внешних зонах термоаномалий, где метапреобразования сопровождаются замещениями водообильных глинистых минералов и хлоритов гидрослюдами, полевыми шпатами и кварцем. Разгрузка флюидов в центральных зонах термоаномалий обусловлена снижением давления в связи повышенной дислоцированностью пород и испарением растворителя. Особо благоприятной для концентрирования кремнекислоты, золота и вольфрама является субгоризонтальная зона термодинамического равновесия жидкости и её пара, приспособленная к структуре объекта. «Единство» систем метаморфогенно-метасоматического минералогенеза в пределах осадочно-метаморфических толщ практически недостижимо. В каждой складке и трещине возникает своя «микросистема» минералообразования. Температура, давление и состав подвижной водно-флюидной фазы в них задаются ближайшим окружением. Метасоматиты наследуют химический состав замещенного матрикса, жильно-прожилковые новообразования концентрируют наиболее подвижные при метаморфизме компоненты пород. Для локализации руд благоприятны синметаморфические зоны смятия, складки, флексурные перегибы на их крыльях, где возникают системы полостей отслоения. В поперечных разломах растяжения, дренирующих всю толщу металлоносных пород, возникают «столбы» повышенного концентрирования жильно-прожилково-метасоматических новообразований, не всегда с повышенным содержанием золота.

С изменениями параметров динамотермального метаморфизма пород в геологическом пространстве и дифференциальной подвижностью рудообразующих компонентов связаны характерные для метаморфогенно-метасоматических рудных объектов черты неконтрастной латеральной и вертикальной зональности. Рудные концентрации золота Мурунтау начали формироваться при накоплении и диагенезе протоосадков рудолокализующей толщи. В руды современного облика они трансформировались в ходе серии последовательных раннепалеозойских метаморфогенно-метасоматических преобразований вмещающих пород, обусловивших последовательно-преемственное формирование продуктивных минеральных комплексов золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой рудных формаций и главные детали зональности рудного поля. Золотосульфидная метавкрапленная минерализация распространена на отдален-

ных флангах месторождения Мурунтау в породах хлорит-серицитовой субфации метаморфизма. В калишпатизированных породах центральной части сосредоточены золотоносные метасоматиты и жилы золото-кварцевой рудной формации. В верхнем ярусе месторождения сульфиды представлены пиритом и арсенопиритом. В промежуточных зонах хлорит-биотитового метаперерождения алюмосиликатного матрикса они замещены (часто полностью) пирротином. В центральной части месторождения сульфиды термохимически разрушены при высокотемпературной метакалишпатизации пород и ранее сформированных руд, все золото переведено в самородную высокопробную форму и «оставлено» здесь же в тонкодисперсном состоянии. Содержание золота в рудах всех формаций на месторождениях в пестробесапанской толще Центральных Кызылкумов практически одинаковое. В рудах золотосульфидной формации золото дисперсно рассредоточено в сульфидах. Золото-сульфидно-кварцевой формации характерен примерный паритет вкрапленных золотосодержащих сульфидов и золото-сульфидно-кварцевых прожилков с повышенной ролью самородного золота.

Пространственно-временными «координатами» апоосадочного метаморфогенно-метасоматического рудогенеза являются: толщи определенного состава и возраста; тип и время метаморфогенно-метасоматических преобразований их пород; синметаморфические структуры смятия и дробления пород. Модель апоосадочного метаморфогенно-метасоматического рудогенеза позволяет еще на стадии прогнозирования рудных объектов предвидеть структурно-текстурно-минералогические, геохимические и технологические характеристики руд.

Герцинский этап геологического развития Западного Узбекистана ознаменован широким развитием интрузий гранитоидов, активировавших термоградиентный метаморфизм (контактовый) тех же черносланцевых толщ. В этот период сформированы наиболее значимые жильные проявления золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Самым крупным ее представителем является месторождение Зармитан. В рудобалансе месторождений Мурунтауского рудного поля с подобной минерализацией связано не более 15% запасов золота. В этот же период по тем же механизмам сформированы шеелитоносные скарны и роговики большинства месторождений Нуратинского и Кызылкумского регионов.

В истории геологического развития Центральных Кызылкумов рудноминерализованные черносланцевые толщи неоднократно пенепленизировались, выветривались и окислялись. Самым значимым в окислительных преобразованиях был период от позднего триаса до начала накопления протоосадков меловых красноцветных толщ. Интенсивное окисление сульфидсодержащих пород и руд прослеживается до глубины 150 м. Из коры выветривания вынесены огромные количества окиси калия и кремнекислоты (320 кг окиси калия из 1 $м^3$ серицитового сланца при его полной каолинизации). Нисходящими потоками воды эти компоненты вовлекались в «гипогенное» минералообразование в глубинных разломах. На Мурунтауском рудном поле оно проявлено гнездово-прожилковыми и метасоматическими новообразованиями глинисто-адуляр-карбонат-кварцевой ассоциации в Южном разломе.

Охарактеризованная в работе взаимообусловленность седиментации, вулканизма, метаморфизма, тектоногенеза показывает особое значение учёта их причинно-следственных взаимосвязей в построении моделей рудогенеза. Они должны «подчиняться» основным законам и тенденциям развития геологического минерагенеза. Важнейшие из них – законы сохранения вещества и энергии, всеобщая тенденция развития минерагенических систем к минимуму внутренней энергии при любых температурах. Тектонические процессы в земной коре обусловлены напряжениями, возникающими в ходе минерально-химических преобразований ее пород при активном вещественном взаимодействии как с мантией, так и с гидросферой. По принципу тормозящего противодействия Лешателье–Брауна осадочные породы на геотермический разогрев при погружении в глубины земной коры отвечают снижением своей внутренней энергии, дополнительно разогревая себя и окружающее пространство. Синхронность минерагенических событий (интрузии гранитоидов и рудогенез вне их пределов) не несёт информации об их вещественных взаимосвязях.

ЛИТЕРАТУРА

Абдуазимова З.М., Абдуллаев Р.Н. Стратиграфия Мурунтауского рудного поля в свете новых данных // Узб. геол. журн. - 1998. - № 4. - С. 14-19.

Абдуллаев М.В. Проценко В.Ф. О биофильности золота в черносланцевых толщах // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1986. - Вып. 39. - С. 89-90.

Абрамович И.И., Груза В.В., Клушин И.Т., Масайтис В.Л., Романовский С.И. Современные идеи теоретической геологии. - Л.: Недра, 1984. - 280 с.

Адрианова С.И., Зарембо Ю.Г., Бархударян Н.Б., Элинсон М.М. Физико-химические условия образования и генезис золотого оруденения Центральных Кызылкумов // Тез. докл. IV регионального совещ. по термобарогеохимии процессов минералообразования. - Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1973.

Аллер Л. Распространенность химических элементов. - М.: ИЛ, 1963.

Андреев С.И., Аникеева Л.И. Минерагения Мирового океана // Планета Земля. Минерагения. - С-ПБ.: ВСЕГЕИ, 2008. - Кн. 1.- С. 224-233.

Андреюк Е.И., Козлова И.А. Литотрофные бактерии и микробиологическая коррозия. - Киев; Наукова Думка, 1977. - 164 с.

Золоторудные месторождения «черносланцевого» типа на Южном Урале и закономерности их размещения / *Арифулов Ч.Х., Плугин Д.В., Черноярова В.Г., Овсянников М.П., Арсентьева И.В., Щербакова А.В.* // Отечественная геология. - 2006. - № 1. - С. 13-22.

Асаналиев У. Закономерности размещения стратиформнных месторождений Тянь-Шаня. - Фрунзе: Илим, 1984. - 288 с.

Бадалова Р.П., Палей Л.З. Золоторудные формации Узбекистана // Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в Узбекистане. - Т.: Фан, 1966. - С. 27-38.

Бадалов С.Т. Некоторые соображения о генезисе кварцево-золотоносных жил // Тр. конф. «Проблемы постмагматического рудообразования». - Прага, 1965. - Т. II. - С. 393-397.

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 циклы важнейших рудообразующих элементов. - Т.: Фан, 1982. - 168 с.

Бадалов С.Т. Взаимопревращения нестабильных изотопов химических элементов как основа живой материи // Докл. VIII междунар. конф. «Новые идеи в науках о земле». - М., 2007. - Т. 3. - С.29-32.

Барабанов В.Ф. Геохимия. - Л.: Недра, 1985. - 423 с.

Барабанов В.Ф. Геохимия вольфрама // Геохимические идеи Вернадского в наши дни. - Л., 1987. - С. 200-214.

Барсуков В.Л., Урусов В.С. Фазовые превращения в переходной зоне и нижней мантии и возможные изменения радиуса Земли // Проблемы расширения и пульсации Земли. - М.: Наука, 1984. - С. 34-36.

Бартон П.Б., Скиннер Б.Дж. Устойчивость сульфидных минералов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: «Мир», 1970. - С. 211-285.

Барт Т. Идеи о взаимосвязи осадочных и изверженных пород // Геохимия. - 1962. - № 4. - С. 296-299.

Барт Т. Соотношение натрия в изверженных и осадочных породах // Проблемы геохимии. - М.: Наука, 1965. - С. 424-428.

Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. - М.: Недра, 1979. - 275 с.

Беленицкая Г.А. Типы седиментогенеза: расширенный вариант классификации // Отечественная геология. - 2008. - № 3. - С. 29-45.

Белов Н.В. Геохимические аккумуляторы // Тр. Ин-та кристалл. АН СССР. - 1952. - Вып. 7.

Белоусов В.В., Рудич Е.М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли // Советская геология. - 1960. - № 10. - С. 3-23.

Белоусов В.В., Милановский Е.Е. О тектонике и тектоническом положении Исландии // Бюллетень МОИП. Отд. геол. - 1975. - Т. L. - Вып. 3. - С. 81-98.

Бембель Р.М., Мегеря В.М., Бембель С.Р. Геосолитоны: функциональная система Земли, концепция разведки и разработки месторождений углеводородов. - Тюмень: Вектор Бук, 2003. - 344 с.

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 // Геология, минералогия и геохимия Узбекистана. - Т.: Фан, 1972. - С. 110-114.

Бишофф Дж. Осадки геотермальных рассолов Красного моря (минералогия, химия и генезис) // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974. - С. 157-193.

Блинов В.Ф. Растущая Земля: из планет в звезды. - М.: Едиториал УССР, 2003. - 272 с.

Блох А.М. Гидроксильная вода первично-осадочных пород как источник метаморфогенных рудообразующих флюидов // Проблемы осадочной геологии докембрия. - М.: Недра, 1975. - С. 264-270.

Богданов Ю.В., Голубчина МН., Травин Л.В. Характерные черты метаморфических преобразований медистых отложений // Генезис и классификация осадочных пород. - М.: Наука, 1968. - С. 190-198.

О генезисе металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана / *Богданов Ю.А., Лисицин А.П., Мигдисов А.А., Смирнов В.И., Старостин В.И.* - М.: Наука, 1979. - С. 249-276.

Бойко Т.Ф. Озеро Сёрлз и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы // Тр. ИМГРЭ. - 1983. - Вып. 17. - С. 47-66.

Бойченко Е.А., Грыжанкова Т.М., Удельнова Т.М. Значение биогенных комплексов металлов в эволюции биосферы // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. - М.: Наука, 1979. - С. 60-74.

Брадинская Е.М. Органогенные структуры золотосодержащих руд некоторых месторождений Центрального Алдана // ДАН СССР. - 1982. - Т. 267. - № 3. - С. 690-693.

Брызгалин О.В. О химической природе вольфрамоносных растворов в скарноворудном процессе // Геохимия. - 1960. - № 6. - С. 524-528.

Брызгалин О.В. Моделирующий эксперимент для решения некоторых вопросов геохимии вольфрама // Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - С. 129-132.

Брызгалин О.В. Геохимия вольфрама в гидротермальном процессе. - М.: Наука, 1976. - 72 с.

Будников П.П., Бережной А.С. Реакция в твердых фазах. - М.: Промстройиздат, 1949.

Буряк В.А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. - Новосибирск: Наука, 1983. - Т. 2. - С. 139-145.

Бухарин А.К., Масленникова И.А. Некоторые особенности додевонских черносланцевых толщ Южного Тянь-Шаня // Углеродисто-сланцевые формации Средней Азии (формирование, рудоносность, перспективы). - Т.: САИГИМС, 1992. - С. 15-23.

Быховер Н.А. К вопросу о генезисе рудоносных конгломератов и медистых песчаников // Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. - М.: Наука, 1966. - С. 33-80.

Варенцов И.М. Металлоносные осадки Северной Атлантики // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. - Л.: Недра, 1980. - С. 28-42.

Вартапетян Б.С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении // Советская геология. - 1960. - № 10. - С. 60-72

Новые данные о вещественном составе золотых руд Мурунтау / Руды и металлы. - 2004. - № 2. - М.: ЦНИГРИ, 2004. - С. 67-79.

Васильев Б.И., Путинцев В.К., Удинцев Г.Б. Геологическое строение северо-западной части Тихого океана и проблема субдукции // Проблемы расширения и пульсации Земли. - М.: Наука, 1984. - С. 141-149.

Ведеполь К.Г. Геохимическое и петрографическое исследование «медистого сланца» в Северо-Западной Германии // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. II. - С. 398-414.

Венецкий С.И. О редких и рассеянных. - М.: Металлургия, 1980. - 184 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. - М.: Горгеонефтеиздат, 1934. - 380 с.

Вернадский В.И. Избр. соч. - М.: Изд-во АН СССР, 1954-1960. - Т. 1-5.

Вилор Н.В. К проблеме золотоносности черных сланцев // Геохимия. - 1983. - № 4. - С. 560-568.

Виноградов А.П., Гриненко В.А. Причина значительной дисперсии изотопного состава осадочных сульфидов // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. II. - С. 581-588.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. - М.: Наука, 1967.

Вихтер Б.Я. Золото-вольфрамовые месторождения «богемского» типа и перспективы Северного Кавказа на их обнаружение // Руды и металлы. - М.: ЦНИГРИ, 2004. - № 2. - С. 56-67.

Краткий справочник по геохимии / *Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г.* - М.: Недра, 1970. - 278 с.

Волкова И.Б., Богданова М.В. О природе углеродистого вещества на примере некоторых золоторудных формаций // Советская геология. - 1980. - № 10.

Волкова И.Б. Классификации и номенклатура включений углеродистого вещества в породах ауминза-бесапанского комплекса (УзССР) // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1983. - Вып. 36. - С. 140-144.

Волков И.И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного 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 Черного моря // Геохимия осадочных пород и руд. - М.: Наука, 1968. - С. 134-182.

Волков И.И., Фомина Л.С. Рассеянные элементы в сапропелевых илах Черного моря и их взаимосвязь с органическим веществом // Литология и полезные ископаемые. - 1971. - № 6. - С. 3-15.

Волков И.И., Розанов А.Г., Жабина Н.Н., Фомина Л.С. Соединения серы в осадках Калифорнийского залива и прилегающей части Тихого океана // Биогеохимия диагенеза осадков океана. - М.: Наука, 1976. - С. 136-170.

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.

Волков И.И., Виноградов М Е., Лукашов Ю.Ф. О слое сосуществования кислорода и сероводорода в глубоководной части Чёрного моря // ДАН СССР. - 1990. - Т. 314. - № 2. - С. 475-479.

Волынец В.Ф. Геохимические процессы и цикл азота в земной коре // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. - М.: Наука, 1979. - С. 35-59.

Воронков А.К., Яковлев В.Г., Хон М.Т., Донской В.М. О модификациях кремнезёма и цеолитов в породах ауминза-бесапанского комплекса Центральных Кызылкумов // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1978. - Вып. 31. - С. 12-14.

Вредные химические вещества. Неорганические соединения элементов I – IV групп: Справ. изд. / Под ред. *В.А.Филова.* - Л.: Химия, 1988. - 512 с.

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.

Гавриленко В.А., Ножкин А.Д. Золото в верхнерифейском полифациальном комплексе Енисейского Кряжа // Геохимия золота: Тез. докл. симпоз. «минералогия и геохимия золота». - Владивосток, 1974. - Ч. II. - С. 86-88.

Гаврилов А.М. О сингенетичном с сульфидами характере тонкодисперсного золота на золоторудном месторождении Бакырчик // Минеральный состав руд и изменения вмещающих пород в месторождениях золота, свинца и цинка. – М.: ЦНИГРИ, 1971. - Вып. 96. - Ч. 1. - С.159-166.

Гаврилов А.М. Формы нахождения, особенности распределения и генезис тонкодисперсного золота в сульфидах месторождения Кокпатас (Зап. Узбекистан) и Бакырчик (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. Структурно-металлогеническое районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана / Докл. на соискание ученой степени канд. г.-м. наук. - Т., 1971. - 74 с.

Гарьковец В.Г. Сингенетически-эпигенетические месторождения золота кызылкумского типа // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. - Т., 1971. - С. 53-55.

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., Игнатьева Л.П., Голованов И.М. Основные черты металлогении Узбекистана. - Т.: Фан, 1979. - 272 с.

Генералов П.П., Миняйло Л.А. Некоторые особенности строения россыпей золота на Северо-Сосьвенском Урале / Минерально-сырьевые ресурсы Тюменьской области. - Тюмень, 1976. - С. 100-106.

Генералов П.П., Миняйло Л.А., Воронин А.С. О геологическом значении находок золота в верхнекайнозойских отложениях севера Западно-Сибирской равнины / Минерально-сырьевые ресурсы Тюменьской области. - Тюмень, 1976. - С. 107-111.

Геншафт Ю.С., Рудич Е.М., Салтыковский А.Я., Соловьева Т.Н. Возможные пути генерации андезитовых магм островных дуг // Бюллетень МОИП, 1975. Отд. Геол. - Т. L. - Вып. 3. - С. 36-47.

Геология и полезные ископаемые Африки / Под ред. *Е.А.Долгинова.* - М.: Недра, 1990. - 415 с.

Глебовицкий В.А., Московченко Н.И., Прияткина Л.А. Метаморфизм докембрия и тектоника плит // Термодинамический режим метаморфизма. - Л.: Наука, 1976. - С. 22-30.

Глейзер Л.М. К распределению золота в отложениях нижнего палеозоя Пскемского хребта (Тянь-Шань) // Новые данные по геологии, минералогии и геохимии рудных районов Узбекистана. - Т.: Фан, 1970. - С. 206-207.

Глейзер Л.М. Месторождения лития // Рудные месторождения Узбекистана. - Т.: ИМР, 2001. - С. 513-522.

Глинка Н.Л. Общая химия. - Л.: Химия, 1978. - 720 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.

Горшков В.С., Савельев ВГ., Фёдоров Н.Ф. Физическая химия силикатов и других тугоплавкий соединений. - М.: Высшая школа, 1988. - 400 с.

Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. II. - С. 41-52.

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.

Грачёв А.Ф. Рифтовые зоны земли. - М.: Наука, 1987. - 285 с.

Гриненко В.А. Высокотемпературные процессы разделения изотопов серы // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. - М.: Наука, 1979. - С. 112-129.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968. - С.118-131.

Далимов Т.Н., Троицкий В.И. Эволюционная геология. - Т.: «Universitet», 2005. - 584 с.

Дегенс Э.Т. Геохимия осадочных образований. - М.: Мир, 1967. - 299 с.

Демина П П., Гордеев В В. О формах нахождения меди и железа в водах юго-восточной части Тихого океана // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. - М.: Наука, 1979. - С. 237-248.

Денисенко В.К., Лобков В Л., Гапошин И.Г., Кутырев М.Ф. Стратиформные редкометальные месторождения. - Л.: Недра, 1986. - 231 с.

Дзоценидзе Г.С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - С. 229-238.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. - М.: Недра, 1969. - 344 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., Ревердатто В.В., Соболев В.С., Соболев Н.В., Хлестов В.В. Фации метаморфизма. - М.: Недра, 1970. - 432 с.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика. - Т. 52. - № 12. - 2011. - С.1957-1973.

Дольников В.А., Зверев В.П. Энергетический эффект термической аномалии Янгантау // Литология и полезные ископаемые. - 1981. - № 4. - С. 26-33.

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.

Дорофеев Л.А., Лайпанов Х.Х. О гидротермально-метасоматических преобразованиях пород на Кокпатасском рудном поле (Центральные Кызылкумы) // Минеральный состав руд и изменения вмещающих пород в месторождениях золота, свинца и цинка. - М.: ЦНИГРИ, 1971. - Вып. 96. - Ч. 2. - С. 17-29.

Дударев А.Н., Сотников В.И. Энергетический (тепловой) анализ процесса грейзенизации // Геология и геофизика. - 1965. - № 5.

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.

Дударев А.Н., Сотников В.И., Васильева А.И. Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях. - Новосибирск: Наука, 1976. - 129 с.

Дулин А.В. Механизм развития Земли. - Смоленск: Универсум, 2004. - 188 с.

Дуничев В.М. Кислые сваренные туфы в недрах гидротермальной системы Горячий Пляж // Вулканизм и глубины Земли. - М.: Наука,1971. - С. 276-280.

Егоров А.И., Айсанов Я.Б., Проценко В.Ф. О сереброносности среднеэоценовых отложений северной части Центральных Кызылкумов // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1988. - Вып. 41. - С. 104-106.

Жирнов А.М. Мифы мобилизма и реальная тектоника // Отечественная геология. - 2011. - № 2. - С. 87-94.

Заварицкий А.Н. О генезисе колчеданных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1943. - № 3. - С. 3-18.

Заири Н.М., Курбанов Н. К. Изотопно-геохимическая модель рудогенеза на рудном поле Мурунтау. - М.: Советская геология, 1991. - № 8. - С. 64-69.

Заири Н.М. Изотопно-геохимические модели формирования месторождений золото-углеродистой формации: Автореф. дисс... докт. г.-м. наук. - М., 1992. - 46 с.

Закономерности развития науки / *Вяльцев А.Н., Кедров Б.М., Кондратьева Н.А., Родный Н.И., Смирнов П.В., Чернавский С.Я.* - М.: Наука, 1965. - 352 с.

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.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Н. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии земли // Геотектоника. - 1983. - № 1. - С. 28-45.

Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Глубинная флюидизация земной коры и ее роль в петрорудогенезе, соле- и нефтеобразовании. - М.: ЦНИГРИ, 2001. - 206 с.

Иванов М.В. Биогеохимия серы // Геохимия и минералогия серы. - М.: Наука, 1972. - С. 16-28.

Иванов М.В., Леин А.Ю., Кашпарова Е.В. Интенсивность образования и диагенетического преобразования восстановленных соединений серы в осадках Тихого Океана // Биогеохимия диагенеза осадков океана. - М.: Наука, 1976. - С. 171-178.

Иванов С.Н., Рокачев С.А. Происхождение сульфидных обломковидных обособлений в надрудных толщах колчеданных месторождений // Геология рудных месторождений. - 1966. - № 6.

Иванов С.Н., Рокачев С.А. Еще раз о сульфидных обломках в надрудных толщах и о генезисе колчеданных месторождений Урала // Геология рудных месторождений. - 1970. - № 6. - С. 122-129.

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.

Капустин Ю.Л., Минькин И.М., Мазуркевич А.П. Геохимия углеродистых пород // Геохимия. - 1986. - № 12. - С. 1678-1687.

Касавченко Г.В., Бархударов В.А., Шашорин Ю.Н. О корреляционных связях золота с рудными элементами на месторождениях Западного Узбекистана // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан,1978. - Вып. 31. - С. 111-117.

Кизильштейн Л.Я. Биогеохимия сульфидного конкрециеобразования в угольных пластах // Конкреции и конкреционный анализ. - Л.: ВСЕГЕИ, 1970. - С. 91-93.

Кизильштейн Л.Я. Генезис серы в углях. - Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского университета, 1975. - 198 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. Генетический ряд золоторудных и магматических формаций Тихоокеанского пояса // Золотоносные вулканические формации. - М.: ЦНИГРИ. - 1982. - Вып. 169. - С. 10-17.

Константинов М.М. Конвекционные золотоносные системы // Руды и металлы. - М.: ЦНИГРИ, 2004. - № 2. - С. 16-24.

Константинов М.М. Металлогения золота, серебра и олова вулкано-плутонических поясов // Планета Земля. Минерагения. - С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2008. - Кн. 1. - С. 224-233.

Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. - М.: Наука, 1973. - 216 с.

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. 332-352.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 194 с.

Коржинский Д.С. Преувеличение роли солнечной энергии в энергетике Земли // Изв. АН СССР. Сер. геол. - № 1. - 1955. - С. 52-63.

Кормилицин П.А., Строна П.А., Татаринов П.М. Общие принципы систематики эндогенных месторождений на формационной основе // Проблемы региональной металлогении. - Л.: ВСЕГЕИ. 1973. - Т. 191. - С. 186-205.

Коробейников А.Ф., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Колпакова Н.А. Нетрадиционные золото-платиновые месторождения Восточной Сибири // Геология и геофизика. - 1988. - Т. 39. - № 4. - С. 432-444.

Королев Д.Ф., Дербаремдикер М.М. Геохимические особенности распределения молибдена и вольфрама на одном из месторождений бурых углей // ДАН СССР. - 1966. - Т. 168. - № 5. - С. 1170-1172.

Костицин Ю.А. Rb-Sr система пород и минералов месторождения Мурунтау: Автореф. дисс… канд. г.-м. наук. - М.: ГЕОХИ, 1991. - 23 с.

Котов Н.В. Экспериментальный гидротермальный метаморфизм некоторых минералов глин: Автореф. дисс… докт. г.-м. наук. - Л., 1973. - 45 с.

Крайнов С.Р. О накоплении и осаждении вольфрама при испарительной концентрации вод некоторых щелочных озер 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 pH 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.

Кременецкий А.А. Метаморфизм и рудообразование в глубинных зонах земной коры: Автореф. дисс... докт. г.-м. наук. - С-Пб., 1992. - 60 с.

Крисс А.Е. Морская микробиология (глубоководная). - М.: АН СССР, 1959. - 455 с.

Кромская К.М., Баранов В.В. О золотоносности и платиноносности Тебинбулакского перидотит-пироксенит-габбрового массива // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1977. - Вып. 30. - С. 164-168.

Кузнецов Б.Г. Этюды об Эйнштейне. - М.: Наука, 1970. - 495 с.

Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А., Сотников В.П., Шарапов В.Н. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных месторождений. - М.: Наука, 1983. - С. 5-14.

Кузнецов П.П. Каменное дыхание Земли. - Новосибирск: Наука, 1990. - 78 с.

Курносов В.Б., Котов Н.В., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С., Холодкевич И.В., Кокорина Л.П. Вулканизм и аутигенное минералообразование в океанах // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. - Л.: Недра, 1980. - С. 24-29.

Кутюрин В.М., Фохт А.С. Разложение воды растениями и биосфера // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. - М.: Наука, 1979. - С. 75-93.

Кэрри С.У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. - М.: Мир, 1991. - 448 с.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. - М: ГИТТЛ, 1953. - 788 с.

Лебедев В.И. Об одном вероятном источнике сил тектонических движений в земной коре // Докл. АН СССР. - 1953. - Т. 90. - № 2. - С. 217-220.

Лебедев В.И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. - Л.: Изд-во Ленинградского университета, 1957. - 342 с.

Лебедев В.И., Котов Н.В. Дегидратация некоторых гидроксилсодержащих минералов под давлением в условиях недостатка и избытка воды // Экспериментальное исследование минералообразования. - М.: Наука, 1971. - С. 56-62.

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.

Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Планета Земля. Минерагения. - С-Пб.: ВСЕГЕИ, 2008. - Кн. 1. - С. 52-59.

Лисицин А.П. Тектоника плит и рудообразование в океанах // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. - Л.: Мингео СССР и др., 1987. - С. 32-55.

Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. - М.: Наука, 1990. - 256 с.

Лишневский Э.Н. Эволюция гравитационного поля расширяющейся Земли и некоторые проблемы геологии докембрия // Проблемы расширения и пульсации Земли. - М.: Наука, 1984. - С. 39-45.

Ломоносов М.В. Слово о пользе химии // Избранные произведения. - М.: Наука, 1986. - Т. 1. - С. 117-131.

Ломоносов М.В. О слоях земных // Избранные произведения. - М.: Наука, 1986. - Т. 1. - С. 361-434.

Лощинин В.П., Чистяков П.А., Мансуров М.М., Сургутанова Д.М., Минькин М.И. Метаморфические преобразования пород ордовик-силурийских отложений Мурунтауского рудного поля // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1986. - Вып. 39. - С. 153-161.

Лузановский А.Г., Пак С.Н., Артемова Н.И. Ряды углеродисто-сланцевых формаций и их металлоносность // Углеродисто-сланцевые формации Средней Азии (формирование, рудоносность, перспективы). - Т.: САИГИМС, 1992. - С. 43-56.

Магматические и метаморфические комплексы пород Кольской сверхглубокой скважины // Тр. ВСЕГЕИ. - Л.: Недра, 1986. - Т. 335. - 228 с.

Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. - М.: Наука, 1964. - 252 с.

Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения. - М.: Наука, 1966. - 284 с.

Македонов А.В., Зарицкий П.В. Конкрециеобразование и стадийность литогенеза // Конкреции и конкреционный анализ. - М.: Наука, 1977. - С. 5-17.

Маракушев А.А., Хохлов В.А. Петрологическая модель формирования золоторудного месторождения Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геол. рудн. месторождений. - 1992. - Т. 34. - № 1. - С. 38-57.

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., Уалкер 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., Макрыгина В.А., Воронцов А.Е., Развозжаева Э.А. Углеродистое вещество в метаморфических и гидротермальных породах. - Новосибирск: СО РАН, 2001. - 127 с.

Марченко Л.Г. Углеродистое вещество в золотом стратиформном оруденении // ДАН СССР. 1984. - № 4. - С. 982-985.

Марченко Л.Г. Микро-наноминералогия золота и платиноидов в черных сланцах. - Алматы: Интерпесс-Казахстан, 2010. - 146 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. - 377-455.

Мейнард Дж. Геохимия осадочных рудных месторождений. - М.: Мир, 1958. - 358 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. *В.И.Попова, Х.Т.Туляганова.* - Т.: Фан, 1977. - 272 с.

Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицин А.П., Гурвич Е.Г., Лебедев А.И., Лукашин В.Н., Гордеев В.В., Гирин Ю.П., Соколова Е.Г. Геохимия металлоносных осадков // Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. - М.: Наука, 1979. - С. 122-200.

Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. - М.: Наука, 1977. - 304 с.

Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр. - Л.: Наука, 1986. - 180 с.

Молчанов В.И., Архипенко Д.К., Жаркова Г.М. Проблема генезиса свободного водорода в связи с формированием осадочных толщ // Генезис и классификация осадочных пород. - М.: Наука, 1968. - С. 175-178.

Моргунова Л.Н., Живаева А.Б. Роль бактерий в формировании глобулярного пирита черносланцевых пород Даугызтау // Зап. Узб. отд. ВМО. - 1987. - Вып. 40. - С. 40-45.

Мурбат С. Соотношения изотопов в метаморфических породах // Природа метаморфизма. - М.: Мир, 1967. - С. 243-278.

Мурдмаа И.О. Фации океанов. - М.: Наука, 1987. - 304 с.

Мурунтау / *Под ред. Т.Ш.Шаякубова.* - Т.: Фан, 1998. - 540 с.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. - М.: АН СССР, 1963.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая сульфидная минерализация на Узоне (Камчатка) // Вулканизм и глубины Земли. - М., Наука, 1971. - С. 299-305.

Набоко С.И. Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974. - С. 249-256.

Нагайцев Ю.В. Негидростатическое, гидростатическое и флюидное давление при метаморфизме // Термодинамический режим метаморфизма. - Л.: Наука, 1976. - С. 59-68.

Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И. Л. Справочник термодинамических величин. - М.: Атомиздат, 1971. - 240 с.

Нешиба С. Океанология. Современные представления о жидкой оболочке земли. - М.: Мир, 1991. - 414 с.

Нифонтов Р.В. К вопросу о хемогенной золотоносности осадочных пород и ее значение для образования россыпных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - Т. 4. - С. 58-62.

Новгородов П.Г. Растворимость кварца в смеси H_2O–CO_2 и H_2O–NaCl при 700°С и давлении 1,5 кбар // Геохимия. - 1977. - № 8. - С. 1270-1273.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). - М.: Мир, 1974. - 472 с.

Образцов А.И. Новые идеи в геотектонике // Отечественная геология. - 2010. - № 3. - С. 89-95.

Овчаренко Ф.Д., Ульберг З.Р., Гарбара С.В., Коган Б.С., Перцев Н.В. Механизм биогенного формирования аутигенных включений золота в тонкодисперсных осадках // ДАН СССР. - 1985. - Т. 284. - № 3. - С. 711-713.

Овчинников Л.Н., Крикунова Л.М., Максимюк И.Е., Отрощенко В.Д., Лапутина И.П., Базилевская Е.С. Геология и состав руд Тоссорского вольфрамо-марганцевого месторождения (Северный Тянь-Шань) // Геология рудных месторождений. - 1979. - № 1. - С. 48-61.

Овчинников Л.Н. Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения // Генетические модели эндогенных рудных месторождений. - М.: Наука, 1983. - С. 26-34.

Овчинников Л.Н. Теория рудообразования с позиций тектоники плит // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. - Л.: Мингео СССР и др., 1987. - С. 55-63.

Островский И.А., Орлова Г. П. Об экспериментальных исследованиях при высоких давлениях // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1968. - № 9. - С. 24-31.

Отрощенко В.Д. Металлогенический анализ рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня. - Т.: Фан, 1977. - 184 с.

Павлов А.Л., Павлова Л.К. Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования // Физика и физико-химия рудообразующих процессов. - Новосибирск: Наука, 1971. - С. 121-147.

Павлов А.Л. Тиосульфидные и гидросульфидные комплексы как возможная форма переноса тяжелых металлов и серы в гидротермальных системах // Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1973. - С. 52-58.

Павлов Е.С. Вольфрамсодержащие осадки внутренних морей как возможный показатель источника рудного вещества // ДАН СССР. - 1981. - Т. 261. - № 6. - С. 1441-1447.

Паддефет Р. Химия золота. - М.: Мир, 1982. - 262 с.

Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В, Видусов Т.Э. Типы руд и генетические особенности месторождения Учкулач (участок Дальний) // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1978. - Вып. 31. - С. 176-182.

Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. - Т.: Фан, 1981. - 254 с.

Парада С.Г. Геохимия и оценка рудоносности черносланцевых толщ Селемджино-Кербинской золотоносной зоны (Дальний Восток): Автореф. дис… канд. г.-м. наук. - Иркутск, 1984. - 24 с.

Пейве А.В. Концепция тектонической расслоенности литосферы // Геодинамический анализ и закономерности формирования и размещения месторождений полезных ископаемых. - Л.: Мингео СССР, 1987. - С. 14-25.

Перчук Л.Л. Режим воды и углекислоты при метаморфизме и гранитизации // Термодинамический режим метаморфизма. - Л.: Наука, 1976. - С. 68-79.

Петров Б.В., Белых Л.А., Лапидес И.Л., Развозжаева Э.Р. Углерод в метаморфических породах Патомского нагорья // Докл. АН СССР. - 1973. - № 1. - С. 190-193.

Петровская Н.В. О формациях золотых руд Узбекистана // Геология рудных месторождений. - 1968. - № 3. - С. 3-6.

Петровская Н.В. Самородное золото. - М.: Наука, 1973. - 348 с.

Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Щер С.Д. Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1976. - Т. 2. - С. 3-110.

Пещевицкий Б.И., Аношин Г.Н., Еренбург А М. О химических формах золота в морской воде // ДАН СССР. - 1965. - Т. 162. - № 4. - С. 915-917.

Пишон Кс.Ле. Спрединг океанического дна и дрейф континентов // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). - М.: Мир, 1974. - С. 93-133.

Полеванов 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., посвященный 100-летию со дня рождения Ф.И.Вольфсона. - М., 2007. - С. 166-170.

Портнов А. Человечество – дитя катастроф и аномалий // Природа и свет. - 2011. - № 12. - С. 26-31.

Проценко В.Ф. О природе корреляционных соотношений концентраций петрогенных окислов в гранитоидах Чаткальского района // Тр. аспирантов ТашГУ. - Т.: 1971. - Вып. 407. - С. 47-53.

Проценко В.Ф. О некоторых особенностях рудообразования Мурунтау // Магматические и метаморфические комплексы Казахстана: Тр. 2-го Казахстанского петрограф. совещ. - Алма-Ата: Наука, 1976_1. - Ч. 1. - С. 212-219.

Проценко В.Ф. О золото-шеелитовом парагенезисе Мурунтау // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1976_2. - Вып. 29. - С. 20-22.

Проценко В.Ф., Василевский Б. Б., Хаустов А. Б. К вопросу о седиментогенной золотоносности отложений бесапанской свиты в Центральных Кызылкумах // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1978. - Вып. 31. - С. 108-110.

Проценко В.Ф. Морфологические особенности осадочно-диагенетических пиритов в углеродистых породах Бельтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1981. - Вып. 34. - С. 29-32.

Проценко В.Ф. Трансформизм минеральных парагенезисов в рудогенезе золота Центральных Кызылкумов // Минералогия и геохимия месторождений цветных и благородных металлов Средней Азии. - Т.: САИГИМС, 1983. - С. 92-101.

Проценко В.Ф. Дегидратация, декарбонизация, десульфидизация в металлогении черносланцевых толщ Западного Узбекистана // Минералого-геохимические особенности, критерии поисков и оценки месторождений цветных и благородных металлов Средней Азии. - Т.: САИГИМС, 1984. - С. 87-95.

Проценко В.Ф. Золоторудный минерагенез в черносланцевых толщах Западного Узбекистана // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1987. - Вып. 40. - С. 21-30.

Проценко В.Ф., Петров С.Ю., Ибрагимов Г.Г. Динамика и термика метаморфогенно-метасоматического минералообразования в черносланцевых толщах (на примере Мурунтау, УзССР) // Зап. Узб. отд. ВМО. - Т.: Фан, 1989. - Вып. 42. - С. 26-30.

Проценко В.Ф., Пергат Г.П., Пак С.Н. Вулканокластика и рудогенез в бесапанской толще Кызылкумов // Минералого-геохимические критерии поисков месторождений полезных ископаемых в рудных районах Тянь-Шаня. - Т.: САИГИМС, 1990. - С. 48-54.

Проценко В.Ф. Вулканизм и метаморфизм в золоторудном минералогенезе черносланцевых толщ Кызылкумов // Зап. Узб. отд. ВМО. - Вып. 44. - Т.: Фан, 1991_1. - С. 84-89.

Проценко В.Ф., Рубанов А.А. Конвективно-метасоматическая редкометальная минерализация в черносланцевых толщах и гранитоидах Узбекистана // Тр. 5 Всесоюзн. совещ. по вольфраму. - Л.: ЛГУ, 1991_2. - С. 242-251.

Проценко В.Ф. Метаморфизм и рудогенез в черносланцевых толщах Средней Азии. - Т.: Fan va texnologiya, 2008_1. - 116 с.

Проценко В.Ф. Среднекаменноугольные гранитоиды, рудогенез железа, свинца и цинка в Чаткальском районе Срединного Тянь-Шаня. - Т.: Fan va texnologiya, 2008_2. - 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.

Пяновская И.А. Биоминерализация и возможности ее 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.

Рахматуллаев Х.Р. Эндогенные золоторудные формации Срединного и Южного Тянь-Шаня // Записки Узб. отд. ВМО. - Т .: Фан, 1983. - Вып. 36. - С. 124-131.

Рингвуд А., Грин Д. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968. - С. 88-117.

Рожков И.С., Хенкина С.Б. Проявления гидротермального метаморфизма и золотоносности в нижнепротерозойской толще Курской магнитной аномалии // ДАН СССР. - 1968. - Т. 178. - № 2. - С. 438-441.

Ротман В.К. Об андезитовой линии Тихого океана и андезитовом вулканизме // Вулканизм и глубины Земли. - М.: Наука, 1971. - С. 25-30.

Рудич Е.М. Движущиеся материки и эволюция океанического ложа. - М.: Недра, 1983. - 272 с.

Рудные месторождения Узбекистана / Под ред. *Н.А.Ахмедова, И.М.Голованова.* - Т.: ГП «НИИМР», 2001. - 660 с.

Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане / Под ред. И.Х.Хамрабаева. - Т.: Фан, 1969. - 394 с.

Руис К., Ортис Ф., Морага А., Агилар А. Генезис Чилийских железорудных месторождений мезозойского возраста // Геология и геохимия рудных месторождений. - М.: Мир, 1971. - С. 168-182.

Рундквист Д.В. Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций. - М.: Наука, 1983. - С. 14-26.

Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. - Л.: Наука, 1987. - 270 с.

Рыженко Б.И., Крайнов С.Р. Причины накопления и восстановительное действие водорода в гидротермальных флюидах // Геохимия. - 1992. - № 5. - С. 611-618.

Савельев В.Ф. Селен в метаморфических породах Узбекистана // Тр. ТашГУ. - Т., 1970. - Вып. 372. - С. 45-51.

Савельев В.Ф. К геохимии углеродисто-кремнистых сланцев гор Ауминзатау (Центральные Кызылкумы) // Тр. ТашГУ. - Т., 1972. - Вып. 429.

Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х., Ванесян Г.А. Золоторудные месторождения герцинской коллизионной стадии // Узбекистон олтин конлари: геология ва саноат турлари. - Т., ИМР, 1998_1. - С. 70-74.

Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х. Геодинамическая типизация золотых месторождений Южного Тянь-Шаня (Узбекистан) // Узбекистон олтин конлари: геология ва саноат турлари. - Т., ИМР, 1998_2. - С. 91-95.

Сазонов С.Ю., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. - Екатеринбург: УТТГА, 2001. - 628 с.

Сидельникова В.Д., Швей И.В. Селен в палеозойских отложениях Средней Азии // Очерки по геологии 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.

Сорохтин О.Г. Дегазация Земли и эволюция атмосферы // ДАН СССР. - 1990. - Т. 314. - № 2. - С. 321-326.

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 железо-марганцевых руд в современных водоемах // 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 Тихоокенского рудного пояса (1959-2008 гг.). - М.: Научный мир, 2008. - 256 с.

Студенникова З.В., Глинкина М.И. Эволюция содержаний молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. 2. - С. 349-363.

Сыркин В.Г., Бабин В.Н. Газ выращивает металлы. - М.: Наука, 1986. - 190 с.

Титова А.П. Золотое оруденение в переотложенной среднекаменноугольной коре выветривания // Узбекистон олтин конлари: геология ва саноат турлари. - Т.: ИМР, 1988. - С. 95-97.

Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций // Химия земной коры. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - Т. 1. - С. 153-177.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В. Эволюция химического состава земной коры // Разделение элементов и изотопов в геохимических процессах. - М.: Наука, 1979. - С. 5-14.

Турова Н.Я. Справочные таблицы по неорганической химии. - Л.: Химия, 1977. - 116 с.

Уклонский А.С. Проблемы минералогии и геохимии. - Т.: Фан, 1982. - 198 с.

Успенский В. А. Органическое вещество и его роль в процессах эволюции осадочного материала // Органическое вещество в геологических процессах. - Л.: ВСЕГЕИ, 1975. - Т. 261. - С. 7-21.

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.

Ферсман А.Е. Химизация в геологии. - Отдельный оттиск, 1939. - 9 с.

Ферсман А.Е. Занимательная геохимия. - М.: АН СССР, 1959. - 399 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.

Филиппов В.П., Матвеева Е.В., Яблокова С.В. Признаки золотоносности осадочного чехла центральной части Русской платформы / Отечественная геология. - 2005. - № 6.

Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. - Т.: Изд-во АН УзССР, 1958. - 471 с.

Хамрабаев И.Х. О новых типах вольфрамовых руд в Западном Узбекистане // Узб. геол. журн. - 1972. - № 4. - С. 4-10.

Химия справочное руководство *I* Перевод с немецкого под ред. *Ф.Г.Гаврюченкова, М.И.Курочкиной, А.А.Потехина, В.А.Рабиновича.* - Л.: Химия, 1975. - 576 с.

Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. - Л.: Недра, 1974. - 216 с.

Хорн Р. Морская химия (структура воды и химия гидросферы). - М.: Мир, 1972. - 400 с.

Цой В.Д., Королева И.В., Мундузова М.А., Захидов А.Р. Нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения Узбекистана. - Т.: ГП «НИИМР», 2011. - 174 с.

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.

Шеин В.Н. Рудоносность углеродистых формаций Северо-восточной Киргизии // Рудоносность стратифицированных толщ Киргизии. - Фрунзе: Наука, 1986. - С. 22-33.

Шер С.Д., Юдин И.М. Полиметаморфические преобразования рудовмещающих пород на золоторудном месторождении Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // - М.: ЦНИГРИ, 1971. - Вып. 96. - Ч. 2. - С. 30-48.

Шер С.Д. Металлогения золота. - М.: Наука, 1974. - 256 с.

Шило Н.А., Вощилов Ю.Я. Формирование коренных различий глубинной структуры на западе и востоке Тихого океана // Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. - Л.: Недра, 1980. - С. 220-227.

Шкловский И.С. Вселенная, жизнь, разум. - М.: Наука, 1965. - 284 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.

Шуркин К.А., Митрофанов Ф.П., Шустова Л.Е. Геолого-петрологические данные о расширении Земли в раннем докембрии // Проблемы расширения и пульсации Земли. - М.: Наука, 1984. - С. 45-49.

Щербаков Ю.Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. - М.: Наука, 1967. - 268 с.

Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. - Новосибирск: Наука, 1974. - 279 с.

Экзогенная золотоносность и платиноносность Российской Федерации. Объяснительная записка к комплекту карт / Под ред. *А.И.Кривцов, Н.М.Риндзюнская.* - М.: ЦНИГРИ, 1997. - 72 с.

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.

Abelson P.H. Geochemistry of organic substances // Researches in Geochemistry. - 1959.

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. - № 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 pare pressure on the experimental deformation on same sedimentary rocs // Geol. Soc. Amer. Bul. - 1958. - № 12. - V. 69. - P. 1576-1587.

Hart S.R. A study of mineral ages in a contact metamorphic zone // U. S. Nath. Acad. Sci. Nath. 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. - № 2. - P. 157-173.

Hendriks R.L., Reisbick F.B., Mahaffey E.J. and others Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. - N.-Y.: Springer, 1969. - P. 407.

Henly R. Solubility of gold in hydrothermal chlorid solytion // Chem. Geol. - 1973. - № 2. - Vol. 11. - № 2. - P. 73-88.

The Russel Gold Deposit, Carolina State Belt, North Carolina / *Klein N.I., Gunningham C.G., Logan M.A V., Seal R.R.* / Econom. Geol. - 2007. - V. 102. - №. 2. - P. 239-256.

Multistage Sedimentary and Mettamorphic Origin of Pyrite and Gold in the Giant Sukhoi Log Deposit, Lena Gold Province, Russia / *Large V.V., Maslennikov V.V., Robert F., Daniyushevsky L.V. and Chang Z*. / Econom. Geol. - 2007. - V. 102. - №. 7. - P. 1233-1267.

Miller S., Urev H.C. Organic compound synthesis on the primitive earth. - Science. - 1959. - № 3370. - P. 245.

Morgan W.J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks / Journ. Geophis. Res. - 1968. - № 6. - P. 1959-1982.

Pishon X.Le. Sef-floor spreding and continental drift. - Journ. Geophis. Res., 73, 1968. - № 12. - P. 3661-3697.

Schuiling R.D. Serpentinization as a possible cause of high heat flow values in and near the oceanic ridges. - Nature. - 1964. - № 201.

Sigvaldasson G.E. Chemistry of thermal waters and gases in Iceland / Bull. Volcanol. - 1966. - V. 29. - P. 589-602.

Taylor G.H. Carbonaceous matter: a quide to the genesis and history of ores, Soc // Min. Geol. Japan. - Tokyo: spec. Issue 3, 1971.

Treibs A. Organic minerals. III. Chlorophyll and hemin derivatives in bituminous rocks, petroleums, mineral waxes and asphalts. Origin of petroleum. A.n. Chem. - 1934.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 3

Глава I. К истории взглядов на образование руд в осадочных толщах 5

Глава II. Физико-химические и геотектонические условия формирования металлоносных осадочных пород 12

Глава III. Литолого-геохимические особенности осадочно-метаморфических толщ, локализующих месторождения золота и вольфрама Средней Азии 86

Глава IV. Седиментогенные минеральные формы рудообразующих элементов в породах древних черносланцевых толщ Средней Азии 124

Глава V. Метаморфизм осадочных пород и гипогенное минералообразование в черносланцевых толщах 142

Глава VI. О принципах типизации месторождений золота и вольфрама в черносланцевых толщах 196

Глава VII. Особенности проявления и закономерности локализации минеральных ассоциаций и комплексов на Мурунтауском рудном поле 219

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 244

ЛИТЕРАТУРА 249

Владимир Федорович Проценко

Основной круг научных интересов – вещественный состав руд и пород, процессы их формирования. Объекты работ: массивы гранитоидов, полиметаллические и железорудные месторождения в Чаткальском регионе (1960-1970 гг.), золоторудные поля, месторождения и рудопроявления в черносланцевых толщах Западного Узбекистана (1970-2011 гг.) и вулканогенно-осадочных толщах восточного склона Северного и Полярного Урала (2001-2008 гг.). Автор пяти монографий, 54-х статей, 29-ти научно-производственных отчетов, программы повышения квалификации руководящих работников и специалистов по курсу «Факторы формирования и минералого-геохимические критерии прогнозирования и поисков месторождений золота, серебра и вольфрама в черносланцевых толщах» (1976-1992 гг.). Доклады на совещаниях, конференциях, симпозиумах, семинарах (Владивосток, 1974; Балхаш, 1974; Миасс, 1983; Нальчик, 1984; Одесса, 1984; Сыктывкар, 1985, 1987; Орджоникидзе, 1986; Ленинград, 1986, 1991; Фрунзе, 1987; Ташкент, 2012).

Владимир Федорович
Проценко

ГИПОТЕЗЫ И ФАКТОГРАФИЯ РУДОГЕНЕЗА В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

Утверждено Ученым советом

ГП «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов»

Редактор Т.Г.Кочергина
Корректор А.О.Воронова
Компьютерная верстка и оригинал-макет Е.А.Кочергина
Обложка П.А.Карабаев

Лицензия AI № 101 от 15.07.2008 г. Подписано в печать 18.15.2012 г.
Формат 70×108. Бумага кн.-журн. Гарнитура «Arial».
Печать трафаретная (ризография). Усл. печ. л. – 33. Уч.-изд. л. – 34.
Тираж 100. Заказ №130

Адрес электронной почты: gpniimr@evo.uz
Адрес редакции ГП «НИИМР»: Ташкент, ул. Шевченко, 11[a].

Отпечатано в типографии ГП «НИИМР».
Ташкент, ул. Т.Шевченко, 11[a].