

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES  
FAR EASTERN BRANCH

---

Research Institute for Comprehensive Studies  
in Regional Development

---

Far-Eastern Institute of Mineral Raw Material

V.A. Buryak  
Yu.I. Bakulin

# METALLOGENY OF GOLD



Vladivostok  
Dalnauka  
1998

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

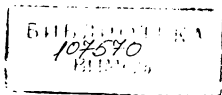
Институт комплексного анализа  
региональных проблем

107

Дальневосточный институт минерального сырья

В.А. Буряк  
Ю.И. Бакулин

# МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА



Владивосток  
Дальнаука  
1998

Буряк В.А., Бакулин Ю.И. *Металлогения золота*. Владивосток: Дальнаука, 1998. 403 с. ISBN 5-7442-1099-7.

В монографии охарактеризованы геохимические особенности золота, поведение его при различных геологических процессах, кларковые содержания в различных горных породах и минералах, условия формирования и закономерности размещения промышленных концентраций, роль литологических, метаморфических, магматических, гидротермально-метасоматических, структурно-тектонических и прочих факторов в локализации оруденения. Дана генетическая типизация золоторудных месторождений, рассмотрены эволюция условий рудообразования в геологической истории Земли, особенности глубинного строения рудных полей и месторождений. В заключении приведены критерии прогнозирования и оценки оруденения, этапы и последовательность работ.

Книга предназначена для геологов, минералогов, геохимиков, металлогенистов, занимающихся прогнозированием, оценкой и разработкой месторождений золота.

Ил. 65, табл. 21, библи. 142 назв.

Buryak V.A., Bakulin Yu.I. *Metallogeny of gold*. Vladivostok: Dalnauka, 1998. 403 p. ISBN 5-7442-1099-7.

In the monograph geochemical peculiarities of gold, its behaviour in various geological processes, clark contents in various rocks and minerals, conditions of formation and regularities of distribution of industrial concentrations, the role of lithological, metamorphic, magmatic, hydrothermal-metasomatic, structural-tectonic and other factors in localisation of mineralisation are characterised. Genetic typification of gold deposits is given, the evolution of mineralisation conditions in the Earth geological history, peculiarities of deep-seated structure of ore fields and deposits are investigated. In conclusion the criteria of prognostication and assesment of mineralisation, the stages and sequence of work are given.

The monograph is intended for geologists, mineralogists, geochemists, specialists in metallogeny engaged in prognostication, assessment and mining of gold deposits.

Il. 65, tabl. 21, bibl. 142.

Ответственный редактор д. г.-м. н. В.И. Сухов

Рецензенты: д. г.-м. н. В.Г. Хомич, д. г.-м. н. Ю.С. Салин

Утверждено к печати учеными советами ИКАРП ДВО РАН и ДВИМС МПР

## ВВЕДЕНИЕ

*В спешной погоне за золотом человек мало тратил времени и средств на познание его свойств.*

Академик В.И. Вернадский

*Желательно, чтобы ... золотопромышленность вступила в новую, научную фазу своего развития.*

Академик В.А. Обручев

**З**олото — первый металл, который познал и стал использовать человек: вначале для самых обыденных целей — изготовления наконечников стрел, амулетов, простейших украшений, предметов обихода, затем — в качестве денег, при производстве высокохудожественных ювелирных изделий, предметов религиозного культа, в зубоврачебном деле и пр.

По мере развития человеческой цивилизации потребление золота почти непрерывно увеличивалось, а добыча его как следствие возрастала. Особенно быстрый рост золотодобычи произошел в последние 50-60 лет в связи с появлением целого ряда наукоемких высокотехнических производств и отраслей, широко использующих золото как металл для различных целей — в радиоэлектронике, космонавтике, при производстве лазеров и высоконадежной телевизионной аппаратуры, в медицине, в том числе при изготовлении высокоэффективных препаратов и в зубоврачебном деле, в кабельной и подводной связи, при изготовлении различных покрытий, в том числе предохраняющих от воздействия космического облучения, и пр.



Потребление золота в промышленности увеличивается почти ежегодно на 5-10%.

Не ослабевают интерес и стремление к накоплению золота как валютного металла и в виде различных украшений и изделий.

Так, в 1930 г. в мире было добыто примерно 590 т золота, но уже в 1940 г. — 1200 т, в 1950 г. — 900 (сокращения обусловлены последствиями войны), в 1960 г. — 1320 т, в 1970 г. — 1620 т, в 1980 г. — 1250 т, в 1990 г. — 2130 т, в 1992 г. — 2250 т и в 1994 г. — примерно 2300 т. Как видно, за последние 60 лет добыча золота возросла почти в 4 раза.

Особенно заметный рост золотодобычи стал происходить в целом ряде стран начиная с 1983-1984 гг., в связи с успешным освоением принципиально нового метода извлечения золота из руд — кучного выщелачивания. В США, например, за это время (с 1983 г.) добыча золота возросла примерно в 5,1 раза и составила в 1992 г. 329,1 т, в 1997 г. — 340,0 т. в то время как в 1983 г. она была на уровне 62,6 т.

Всего в мире к 1997 г. было добыто примерно 115 000 т золота. Это означает, что человечеству при нынешних объемах золотодобычи потребовалось бы менее 50 лет для того, чтобы добыть все то количество золота, которое было получено им за всю его длительную многовековую историю.

Достигнутый современный объем золотодобычи следует расценивать, очевидно, как очень большой, особенно если иметь в виду суммарные возможности месторождений и природный низкий кларк золота в породах земной коры — около 4 мг/т.

Однако нет причин ожидать, что интерес к золоту как к металлу с целым рядом весьма благоприятных и уникальных свойств (высокой ковкости, электропроводности, химической устойчивости и пр.) и как к валютному эквиваленту будет ослабевать в будущем. Наоборот, есть все основания полагать, что использование его в различных отраслях производства будет увеличиваться, а накопление — возрастать. В пользу этого свидетельствуют и растущие (с относительно кратковременными понижениями) цены на золото. Так, в 1970 г. они составляли 1,2 дол. за 1 г, в 1975 г. — 4,4 дол., в 1978 г. — 7,1 дол., в 1980 г. — 19,4 дол. и в 1995 г. — около 12 дол. за 1 г.

Повышение спроса и цен на золото приводит к вовлечению в отработку новых типов месторождений, в том числе нетрадиционных, с низкими содержаниями золота. И если в недавнем прошлом успешно обрабатывались золоторудные тела с содержаниями золота на уровне 8-10 г/т, то в настоящее время во многих случаях рента-

большими оказываются руды с содержаниями золота 1,5-2 г/т и даже более низкими, т. е. со значительно меньшей степенью концентрирования металла.

Как следствие вовлекаются в отработку месторождения все более разнообразны по генезису, минеральному составу и форме рудных тел.

Вместе с тем, если обратиться к существующим работам, посвященным металлогении золота — науке об условиях образования и закономерностях размещения его месторождений, то нетрудно убедиться, что основаны они преимущественно на анализе только одной группы месторождений — магматогенно-гидротермальных, — игравших, но уже в прошлом, определяющую роль в объеме золоторудной добычи. Иные генетические типы месторождений, имеющие в настоящее время важное значение в золотодобыче и уже получившие “право гражданства”, такие как метаморфогенно-гидротермальные, гидротермально-осадочные и полигенные, обычно более бедные по содержанию золота, слабо учитываются либо вообще не учитываются.

Традиционно-классические представления об обязательной генетической связи промышленного золотого оруденения с гранитоидным магматизмом и поступлении золота в момент рудообразования непосредственно из магматического очага или мантии оказываются весьма “живучими” и до сих пор исповедуются большинством геологов. Инерционность мышления оказывается определяющей.

Показательна в этом отношении двухтомная монография С.Д. Шера [113] — высокоавторитетного исследователя, посвященная металлогении золота. В этой монографии, в общем несомненно ценной, полезной и наиболее обстоятельной среди работ, посвященных металлогении золота, изложен большой фактический материал по геологии и генезису золоторудных месторождений бывшего СССР и других стран мира. Дана интерпретация этого материала в авторском варианте. Однако если внимательно проанализировать развиваемые представления С.Д. Шера, то нетрудно убедиться, что изложение фактических данных и генетические выводы произведены явно с позиций магматогенно-гидротермальной концепции рудообразования. Особенно обращают на себя внимание те районы (например, Ленский, Верхнеселемджинский, район Мурунтау), где С.Д. Шер лично занимался изучением месторождений золота, но по которым так и не смог отойти от традиционных “канонов”, несмотря на, ка-

залось бы, очевидные факты, свидетельствующие в пользу иного — не магматогенного генезиса основного оруденения, развитого в этих районах. Аналогичные недостатки свойственны и работе Е.М. Некрасова — наиболее обстоятельной последней отечественной сводке, специально посвященной зарубежным месторождениям золота.

Кроме того, к настоящему времени эмпирическим путем и в итоге многочисленных экспериментальных и расчетных данных накоплен большой объем данных, принципиально меняющих наши представления о золоте как химическом элементе. Однако и эти данные еще слабо учитываются в работах, посвященных металлогении золота. Дело в том, что прежние, казалось, незыблемые представления о высокой устойчивости золота и очень слабой растворимости его как благородного металла оказываются неприменимыми к природным процессам. Золото проявляет высокую подвижность и способно растворяться с образованием зон выноса и концентрированного отложения при самых различных природных явлениях — экзогенных, седиментогенных, метаморфогенных, тектоногенных, магматогенных. Растворителями и переносчиками его (как и осадителями) могут выступать различные химические элементы и соединения, в том числе и органогенные. Первоисточники золота в процессе формирования месторождений также разнообразны. Весьма важную роль играет при этом ф а к т о р в р е м е н и , обычно не учитываемый в классической химии при определении растворимости золота и его свойств. В соответствии с этим промышленные золоторудные месторождения при кажущемся однообразии могут иметь различный генезис, различную длительность образования, различные источники золота и как следствие различные закономерности размещения, что следует учитывать в практике работ при их прогнозировании и оценке.

В настоящей монографии авторы попытались изложить эти новые данные и представления. Устоявшиеся суждения и закономерности, по которым не получены новые принципиально важные данные, не рассматриваются или почти не рассматриваются. Это прежде всего касается поведения золота в гидротермальных системах при различных Р-Т-Х условиях, металлогенической специализации различных гранитоидов на золото, парагенетической связи его с магматическими комплексами и их дифференциатами, флюидного состава и режима рудообразующих интрузий, различных термодинамических построений, констант, математических моделей и пр.

Все эти вопросы ранее уже обстоятельно рассматривались многими исследователями, прежде всего В.И. Смирновым, Ф.Н. Шаповаловым, Н.А. Шило, Ю.Г. Щербаковым, А.А. Маракушевым, Ф.А. Летниковым, Н.В. Вилором, А.А. Сидоровым, В.А. Нарсеевым, В.Г. Моисеенко, Р.В. Бойлеч, В.А. Гуменюком, И.В. Коноваловым, М.С. Сахаровой, Г.Н. Аношиным, Э.П. Изохом, Н.А. Фогельман, И.Х. Хамрабаевым, И.Д. Рябчиковым, М.М. Константиновым и многими другими.

Монография базируется в основном на результатах многолетнего личного изучения авторами золоторудных полей и месторождений Восточной Сибири, Прибайкалья, Якутии и восточных регионов России, включая Приамурье, Хабаровский и Приморский края, Сахалинскую и Магаданскую области. Использовались также личные данные, полученные авторами при посещении и изучении золоторудных месторождений других регионов, и имеющиеся по ним фондовые и печатные публикации многих исследователей, касающиеся прежде всего месторождений Средней Азии, Украины, Казахстана, Чехословакии, Лаоса. Учитывались, разумеется, но в меньшей мере, доступные данные и по другим регионам, в том числе Индии, США и других стран.

В настоящей работе Ю.И. Бакулиным при участии В.А. Буряка написаны главы 8, 10 и раздел "Геодинамические условия миграции золота" главы 4, В.А. Буряком — главы 1-7, 9, 11, 12, "Заключение" и "Приложения". Большую техническую помощь при подготовке работы оказали Н.М. Хмельзская и О.И. Кириллюк.

## Глава 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА (краткий ретроспективный анализ)

*Люди больше подвержены внушению, чем лошади, поэтому у них в каждый период - своя мода, и большинство не знает источника этой тирании.*

А. Эйнштейн

### *Ранний этап – XVIII-XIX вв.*

**Т**ермин “металлогения” в практику геологических работ был введен в конце прошлого века известным французским геологом де Лоне [117], но широкое использование в современном понимании получил у российских исследователей лишь в конце 40-х гг. нашего столетия, когда изучение закономерностей формирования и размещения месторождений различных металлов приобрело широкий размах.

Е.Т. Шаталов [112] и А.Д. Щеглов [117] показали, что термины “металлогения” и “минерагения” могут трактоваться как “происхождение руд” и являются синонимами по семантике и геологическому смыслу. Поэтому использование в данной работе привычного термина “металлогения”, а не “минерагения” авторам представляется более удачным, подобно тому как это сделано С.Д. Шером в его уже упоминавшейся работе [113], посвященной золоту и названной “Металлогения золота”.

Металлогения золота — наука о закономерностях формирования и размещения в пространстве и во времени его месторождений. Считается, что как самостоятельное научное направление в общей металлогении она сформировалась совсем недавно — в последние 30-40 лет, когда общая металлогения стала расчленяться на металлогению отдельных элементов (специальную металлогению по Е.Т. Шаталову).

Однако следует признать, что многие положения металлогении золота были установлены в результате работ многочисленных "рудознатцев" и естествоиспытателей как в России, так и в других странах еще в ранний этап развития горнорудного дела — в XVII-XVIII вв., г. е., по существу, с начала активного развития горного дела.

Так, в частности, М.В. Ломоносов (1711-1765 гг.) в своих широкоизвестных работах "О слоях земных" и "Слово о рождении металлов от трясения Земли", обобщивших накопленный опыт того времени, высказал ряд положений, которые и до сих пор не утратили своего значения и используются в практике поисковых работ на золото. Он, например, указывал, что месторождения золота встречаются там, где "начинаются горы", а последние он рассматривал как результат изгибания и поднятия слоев Земли вследствие вулканической деятельности и землетрясений. Действительно, практически все известные горнорудные предприятия по добыче золота расположены в горных районах. Особенно хорошо это видно на примере золотороссыпных территорий: они находятся в обрамлении поднятий и в отрицательных морфоструктурах, осложняющих более крупные положительные. По мнению М.В. Ломоносова, рудные жилы образуются в трещинах горных пород за счет растворов. Изучая пересечения рудных жил, можно определять их возраст. Он обратил также внимание, что рудные столбы (обогащенные участки) встречаются в местах пересечений и (или) сопряжений жил (трещин). Это положение выдержало проверку временем и по сей день используется в практике.

В России в конце XVIII и начале XIX в. большую роль в развитии учения о месторождениях золота, как и вообще полезных ископаемых, сыграли организованные Академией наук в XVIII в. экспедиции на Урал, в Сибирь, Забайкалье, Приамурье и другие районы. Особенно значимы работы И. Лепехина, П. Палласа, И. Германа, В. Набокова, В.М. Севергина. В.М. Севергин, в частности, в своей работе "Опыт минералогического землеописания Российского госу-

дарства”, изданной в 1809 г., первым, задолго до Бреймгаупта, обратил внимание на важное значение парагенезиса минералов, назвав его русским словом “смежность”.

Уже в то время и несколько позже русскими исследователями был выявлен целый ряд важных данных по закономерностям размещения месторождений полезных ископаемых. Н.П. Аносов (1826 г.) и И.А. Полетика (1866 г.) показали, в частности, зонально-поясное расположение месторождений золота. На Урале в 1745 г. Ерофей Марков открыл рудное золото, а в 1814 г. Л.И. Брусицын — золотосыпные россыпи. В 1846 г. были открыты богатые золотосыпные россыпи на Лене, а в последующие годы — во многих других районах Приамурья: Н.П. Аносовым в 1857-1866 гг. — в Верхнеамурском и Малохинганском, В.П. Набоковым в 1874-1875 гг. — в Ниманском. А.И. Неркиным в 1871-1872 гг. — по р. Ульдегит. В итоге с 1868 г. в Приамурье началась в больших объемах активная золотодобыча.

Естественно, открытия эти не случайны и были обусловлены довольно высоким уровнем знаний, накопленных к тому времени по условиям размещения и формирования как рудных, так и россыпных месторождений золота. Особенно большое значение придавалось характеру пород, слагающих ту или иную территорию, типу кварца, жил и прожилков. Были намечены основные морфоструктурные элементы, обуславливающие распределение россыпей. Успешное проведение горнодобывающих работ в последующие годы стало возможным в решающей мере именно благодаря высокому уровню методов поисков и оценки месторождений, разработанных древними рудознатоками.

Особенно это заметно в древних рудных районах Средней Азии, Казахстана, Китая, Лаоса, Чехословакии, Индии, Египта, Мексики. Так, в Средней Азии около 90% имеющихся в настоящее время проявлений золота было известно с древних времен, что выражается в наличии на них старых разведочных выработок в виде малого сечения шахт, “полушахт”, шурфов, штолен, мелких карьеров — “ям” и пр. Такие выработки хорошо сохранились, например, в Золотых Горах центральной части Чехословакии, где наблюдались нами в 1989 г. при знакомстве с результатами ведущихся в то время там геологоразведочных и поисковых работ, направленных на выявление рентабельных для современных условий золоторудных месторождений среди терригенно-углеродистых толщ. Общеизвестны они в Индии, Лаосе, Китае, Вьетнаме и во многих других странах.

Существует даже так называемый “археологический” метод поисков месторождений, основанный на наличии древних разрабоек. Касается это как золоторудных месторождений, так и золотоносных россыпей.

Нередко приходится удивляться, особенно при поисках россыпей в “новых” удаленных районах, как обычно удачно и грамотно выбирались места заложения разведочных выработок: на всю многокилометровую долину реки часто приходилась всего лишь одна выработка (глубокий шурф или полущахта), но располагающаяся, как выясняется по результатам современных разведочных работ, именно в наиболее золотоносной части долины.

Такие очень слабо сохранившиеся, сильно заросшие древние выработки и следы разработок наблюдались нами, в частности, в различных местах Витимо-Олекминской горной области, в Прибайкалье и Забайкалье, в Приморье, Верхнем, Среднем и Нижнем Приамурье и во многих других местах, ныне активно осваиваемых. Основные золотоносные россыпи во всех этих районах и многие золоторудные проявления и месторождения, которые уже длительное время составляют основу золотодобычи России, были открыты именно в те годы — 100-200 лет назад. Как следствие — до середины прошлого века Россия по добыче золота занимала первое место в мире. И, конечно, мы должны выразить за это глубокую благодарность своим предшественникам.

Древние рудознатцы не знали слова “металлогения”, но неплохо знали методы поисков и оценки месторождений золота, особенно локальные, основанные на прямых поисковых признаках. Неплохо они прогнозировали новые районы и узлы. Как уже отмечалось, были намечены и региональные закономерности — прежде всего зонально-поясное расположение золотоносных территорий. По выражению А.Д. Щеглова [117], это было первой крупной общей закономерностью, установленной в размещении рудных месторождений, положившей начало изучению закономерностей локализации рудных концентраций в земной коре и заложившей первый “кирпич” в фундаменте ныне достаточно стройного “здания” металлогенической науки.

Была замечена большая роль степени нарушенности и состава вмещающих толщ (“слоев земных”, по выражению М.В. Ломоносова) в размещении рудных и россыпных месторождений золота. Благоприятными справедливо считались в первую очередь рыжие,



обохренные “гнейсы” (как в то время поисковиками-рудознателями назывались вмещающие породы), содержащие “комчедал” (пирит) и обохренный “шкварец” (кварц). Была выявлена также большая роль геоморфологических факторов в размещении россыпей и их золотоносности. Так что В.А. Обручев был, конечно, не прав, утверждая, что в его время и ранее “новые золотоносные долины и целые районы открывались случайно”. Сама плодотворная геологическая деятельность В.А. Обручева опровергает это. Открытие месторождения и тогда, и в наше время — результат упорных настойчивых раздумий и поисков. Основным использованным методом в то время, как и сейчас, — метод аналогий.

Относительно источников золота и сопутствующих металлов в рудных телах с самого начала развития горного дела существовали два противоположных мнения — представления непутистов и плутонистов (как, впрочем, и по сей день, между которыми сразу же развернулась острая дискуссия. Активным представителем первого направления был Д. Хеттон (1726-1797 гг.), а второго — А. Вернер (1791 г.). В 1882 г. Ф. Занбергом была выдвинута латераль-секретионная гипотеза образования рудных жил. М.В. Ломоносов придавал решающее значение вмещающим породам и поверхностным водам, т. е., по существу, развивал представления, которые позднее получили название латераль-секретионных. Однако в последующем, начиная с работ В.М. Севергина, в России в научных кругах постепенно возобладали представления плутонистов.

### *Первая половина XX в.*

Этот период применительно к металлогении вообще и металлогении золота в частности характеризуется бурным расцветом представлений плутонистов. Практически все классификации эндогенных рудных месторождений строились исходя из представлений безусловной связи их с магмами — коровыми или мантийными. Магматические расплавы считались источниками не только всех металлов, но и самих рудообразующих растворов.

Исходя из этих представлений все, казалось, было просто и понятно — как в религии. Вмещающим породам отводилась рольместилища рудных элементов, привносимых извне. Представления не-

тунистов были "забыты", а тех, кто осмеливался выступать с иными взглядами, резко и дружно критиковали.

Типичны в этом отношении взгляды В. Линдгрена — общепризнанного выдающегося ученого того времени. В 1911 г. им была опубликована широкоизвестная монография "Минеральные месторождения", выдержавшая в 1928 г. третье издание в Нью-Йорке и Лондоне и переведенная в 1933-1935 гг. издательством ОНТИ НКТ СССР на русский язык в виде отдельных трех книг (выпусков). В этой работе, безусловно очень содержательной и ценной, приводится классификация различных эндогенных месторождений, в том числе золоторудных, исходя из представлений о тесной генетической связи их с магматическими породами и процессами. Данная классификация явилась основой многих последующих и не потеряла своего значения вплоть до настоящего времени. На ее основе воспиталось не одно поколение геологов как в нашей стране, так и за рубежом. Эту работу можно использовать как справочный материал по характеристике целого ряда золоторудных месторождений и в настоящее время.

Небольшая часть месторождений золота отнесена В. Линдгреном [75. Вып. 2. С. 393] к контактово-метаморфическим (скарновым), основные же — к классу гидротермальных. Последние в зависимости от условий образования В. Линдгреном (1935 г. [75. Вып. 2. С. 939]) подразделены:

1) на эпитермальные — образованные близ поверхности восходящими и термальными водами в генетической связи с изверженными породами:

2) мезотермальные — образованные при умеренных температурах восходящими термальными водами в генетической связи с интрузивными породами;

3) гипотермальные — образованные при высоких температурах и давлении и находящиеся в генетической связи с изверженными породами.

Температура кристаллизации, по его представлениям: для эпитермальных месторождений — менее  $200^{\circ}\text{C}$ , мезотермальных —  $175-300^{\circ}\text{C}$  и гипотермальных —  $300-500^{\circ}\text{C}$ .

Среди эпитермальных месторождений В. Линдгрэн выделял: золотоносные кварцевые жилы в андезите, в риолите, аргентит-золотоносные кварцевые жилы, золото-теллуристые и золото-селенистые жилы, собственно аргентитовые жилы. Среди мезотермальных

— золото-кварцевые жилы типа, наблюдаемого в Калифорнии и Виктории, золото-мышьяковые месторождения и золотоносные месторождения в известняках и в порфирах. Среди гипотермальных месторождений — золотоносные кварцевые жилы.

Влияние состава вмещающих пород В. Линдгрэн не отрицал, но не придавал ему существенного значения. Как можно заключить из его изложенных в рассматриваемой работе представлений, это влияние сказывалось лишь в какой-то мере на составе нерудных минералов, сопутствующих золоту, и в интенсивности проявления синрудных метасоматитов. Из минералов коренных пород амфиболит, по его мнению, легче всего поддается воздействию. Изменения гранита обычно незначительны, считал он [75].

Температура кристаллизации минералов, слагающих эпитермальные месторождения, была, по его мнению, ниже  $200^{\circ}\text{C}$ . В то же время он признавал наличие горячих источников, “температура которых у выхода на поверхность иногда достигает  $600^{\circ}\text{C}$ ”. Можно полагать, что В. Линдгрэн не обратил должного внимания на эти противоречия в своих суждениях.

В настоящее время трудами Н.А. Шило, В.И. Гончарова, А.А. Сидорова, А.Н. Пляшкевич и многих других геологов однозначно доказано, что класс эпитермальных по В. Линдгрэну золоторудных месторождений охватывает явно разнотемпературные образования: от низкотемпературных до среднетемпературных (преимущественно) и высокотемпературных. Термин “эпитермальные” не является больше синонимом “низкотемпературные”. Его следует понимать (и то с определенной долей условности) как синоним термина “близкоповерхностные месторождения золото-серебряного формационного ряда” в определении Н.А. Шило, А.А. Сидорова, М.С. Сахаровой [116].

Не подтвердились представления В. Линдгрэна и о существенных различиях в температуре образования гипо- и мезотермальных месторождений. На что справедливо обращали внимание в своих критических замечаниях С.С. Смирнов и его последователи. Температуры образования этих месторождений оказываются близкими или очень близкими, особенно если иметь в виду  $T$  кристаллизации золотопродуктивных минеральных ассоциаций. Вместе с тем представления В. Линдгрэна и его современников о необходимости учета фактора глубинности при классификации месторождений оказались верными и поддерживались впоследствии С.С. Смирновым

и многими другими исследователями. В настоящее время термины “эпitherмальные”, “мезотермальные” и “гипотермальные” используются геологами в качестве показателя глубины формирования месторождений — соответственно как близповерхностные, средних глубин и больших глубин, что, строго говоря, терминологически не вполне корректно, но уже стало привычным.

Источником золота для золоторудных месторождений являлся, по мнению В. Линдгрена и всех его многочисленных последователей, магматический расплав. Объективности ради следует отметить, что В. Линдгрэн признавал: “месторождения свинца и цинка в осадочных породах, не связанные с интрузивной деятельностью”, “месторождения, образовавшиеся в связи с региональным метаморфизмом” и “месторождения, образовавшиеся путем концентрации веществ, содержащихся в окружающих породах, действием циркулирующих вод”. Но все они, по его мнению, являются незолотоносными.

Применительно к условиям метаморфизма он, в частности, указывает [75. Вып. 2. С. 210], что “процессы концентрации не могут протекать беспрепятственно, и чрезвычайно малые количества металлов, содержащиеся в первоначальной породе, вряд ли могут образовать значительные скопления”. Однако в этой же работе на с. 211, рассматривая роль так называемых “фальбандов” (ржавобурых подвергшихся окислению рассланцованных горных пород, содержащих вкрапленность пирита, пирротина, халькопирита и других минералов), указывает: “Фальбанды сами по себе редко представляют промышленное значение, но многие из них характерно обогащают пересекающие их жилы самородным серебром и золотом, кобальтовыми и никелевыми рудами. Это, вероятно, является особым примером общего закона, гласящего, что жилы обогащаются там, где они пересекают пояса вкрапленности пирита”. Здесь же (С. 212) он указывает: “фальбандам пытались давать различные объяснения” и что все гипотезы об их образовании “останутся без ревизии, пока не будет произведено тщательное изучение порядка метаморфического изменения в фальбандах с целью установления первоначального характера пород”. И далее (С. 212): “В старинной литературе (имелись в виду работы Стелзнера и Бергета 1904 г.) встречаются упоминания о приблизительно таких же фальбандах в амфиболите и гнейсе Штирии, где они обогащают пересекающие кобальт-никеле-

соотношения”. Но здесь же резким диссонансом звучит его заявление при ссылке на работу С. Шмидта и Дж. Веслора 1909 г.: “За последнее время выясняется, что так называемые фальбанды в действительности являются узкими жилами, сопровождающимися изменениями боковых пород”. Именно данные последние высказывания В. Линдгрена и были учтены и использованы его последователями, а все вышесказанное “забыто”.

В этом, как нам представляется, состоит второе существенное противоречие в суждениях В. Линдгрена: с одной стороны, он указывает, что жилы пересекают “фальбанды” и обогащаются рудными элементами и даже считает, что “это, вероятно, является особым примером общего закона”, с другой — здесь же утверждает, что фальбанды являются “в действительности” околожилными изменениями боковых пород.

Фактические данные, полученные В.А. Буряком по Ленскому золотоносному, а затем и по другим районам [22, 30; и др.], а также последующие наблюдения А.А. Сидорова, В.А. Нарсеева, А.В. Волкова и многих других геологов позволяют вполне обоснованно говорить, что в рассматриваемом понимании “фальбанды” в подавляющем большинстве случаев образовались раньше рассекающих их жил и действительно обогащают последние золотом и сопутствующими элементами. Синжилные сульфиды в околожилных метасоматитах кристаллизуются, но играют, как правило, явно подчиненную роль. Золото переотлагаясь, укрупняется, а пробность его существенно возрастает — от 680–820 в пластовых зонах сульфидизации до 830–995 — в кварцевых жилах и прожилках. Характерный пример — Ленский золотоносный район: месторождения Голец Высочайший, Сухой Лог, Вернинское, Догалдынская Жила и др.

Так что данные, приведенные в “старинной литературе”, оказались верными. И невольно приходит на ум известное изречение: “Новое — хорошо забытое старое”.

В последующее время особенно большое влияние в нашей стране на развитие представлений по металлогении золота оказали работы В.А. Обручева и Ю.А. Билибина.

В.А. Обручев в 1922 г. предложил развернутую классификацию рудных месторождений, которая, с одной стороны, наследовала основные принципы классификации В. Линдгрена, а с другой — вносила известные коррективы в нее. В.А. Обручев справедливо указы-

ил, что в основу классификации месторождений должен быть положен генетический фактор. Он считал [89. С. 263], “только генетическая классификация, принимающая во внимание различные способы происхождения месторождений, является научной”, хотя и признавал, что “генезис иных месторождений еще не решен и остается спорным”. В.А. Обручев отмечал [89. С. 269]: “Я исхожу из того принципа, что рудообразовательные процессы тесно связаны с породообразующими; одни горные породы создаются непосредственно из материала, выносимого из недр Земли в расплавленном виде; другие являются результатом переработки этого материала геологическими агентами, действующими на земной поверхности; третьи представляют породы первых двух категорий, но измененные процессами метаморфизма. Аналогично породам изверженным, осадочным и метаморфическим и рудные месторождения должны делиться на три основные группы месторождений: эндогенные, или глубинные, экзогенные, или поверхностные, и метаморфогеновые”. Эти положения В.А. Обручева безусловно верны и, казалось бы, исходя из них в предложенной им классификации золоторудные месторождения должны подразделяться на магматогенные (магматогенные), метаморфогенные (метаморфогеновые) и осадочные. Однако В.А. Обручев этого не сделал, точнее, не смог сделать, оставшись в плену традиционных представлений магматогенной концепции. Эндогенные золоторудные месторождения он подразделил традиционно на магматические, эманационные (контактовые и пневматоликовые) и гидротермальные — эпитеpmальные, мезотермальные и гипотермальные. Источник золота и рудообразующих растворов для всех этих типов месторождений, по его мнению, как и по мнению В. Линдгрена, один — магматический расплав.

Рассматривая возможную роль вмещающих пород, он отмечает [89. С. 157]: “Боковые породы оказывают заметное влияние на растворы, и скорее химическое, чем физическое”. Но здесь же пишет: “Только давление и температура должны влиять на изменения по всей длине месторождения”. Как видно, вмещающей среде и в его представлениях отводится небольшое значение.

Вместе с тем следует признать, что как талантливый и очень серьезный естествоиспытатель В.А. Обручев внес и много нового в познание металлогении золота. Так, он первым обратил внимание на четкое стратиграфическое положение пиритоносных рудовмещающих комплексов с магнезиально-железистыми карбонатами в Лен-

ском золотоносном районе, назвав их “бурошпатовыми”. По современной металлогенической терминологии [69] их можно называть рудогенерирующими. Он выделял золотоносные металлогенические эпохи, провинции и области, справедливо подчеркивая, что золоторудные месторождения в пределах одной области и провинции могут возникать в “две-три металлогенические эпохи”, хотя в большинстве случаев главной является какая-то одна эпоха — разная для различных регионов. Не потеряли своего значения его соображения о геотектонической позиции золотоносных районов и провинций.

Ю.А. Билибин придавал гранитоидам в формировании золоторудных месторождений не менее важное значение, считая их источником гидротермальных растворов и золота [12]. Вместе с тем, как и С.С. Смирнов и О.Д. Левицкий, он обратил внимание на то, что связь золотого оруденения с гранитоидами не всегда прямая генетическая и может быть “парагенетической”, особенно применительно к “малым интрузиям”. На примере различных регионов он показал, что золоторудные месторождения могут формироваться в различные этапы развития геосинклинальных зон в пространственно-временной ассоциации с разновозрастными магматическими комплексами, и тем самым зложил основы современной металлогении золота, дал ее теоретическое обоснование. Представления Ю.А. Билибина об этапах развития геосинклинальных зон, их эволюции и последовательном проявлении в рамках одного тектоно-магматического цикла месторождений различных металлов не утратили до сих пор своего важного значения. Основной вывод (применительно к золоту) о формировании большинства золоторудных месторождений в два главных этапа — раннегеосинклинальный и поздний, орогенный — правомерен.

Вмещающим породам Ю.А. Билибин не придавал существенного значения. По его мнению [12, С. 25], “золоторудные месторождения могут располагаться в самых разнообразных породах, и в этом отношении нельзя установить каких-либо твердых закономерностей”. Гранитоидный расплав он считал источником не только золота и сопутствующих металлов, но и кремнезема.

С этими высказываниями Ю.А. Билибина в настоящее время, конечно, нельзя согласиться. Мелкие месторождения и рудопроявления золота действительно могут встречаться в различных породах. Однако избирательная приуроченность большинства месторождений, прежде всего крупных и наиболее богатых, к основным поро-

дам, особенно типа "зеленых сланцев", и к различным углеродистым формациям, характеризующимся повышенным кларком золота, — общепризнанный факт. Нет оснований говорить и о том, что кремнезем в процессе минералообразования привносится непосредственно из гранитного расплава. Как убедительно показал одним из первых С.Д. Шер [113], при формировании золотоносных кварцевых жил он более чем в достаточных количествах выносится из вмещающих пород в процессе их метасоматических преобразований.

Из зарубежных работ конца первой половины XX в., имеющих отношение к металлогении золота, наибольший интерес представляют исследования опытного немецкого геолога Г. Шнейдерхена. В классическом курсе рудных месторождений, выпущенном в первом издании в 1942 г. и изданном в СССР в 1958 г. в улучшенном третьем издании под редакцией В.И. Смирнова, Г. Шнейдерхен, как и большинство геологов того времени, все рудные месторождения подразделял на магматогенные, седиментогенные и метаморфогенные. Принципиально новое в его работах состоит в том, что большинство рудных месторождений (в том числе и золота) он считает возникшими в сравнительно недавнее геологическое время — в результате переработки древних рудных залежей.

Эти представления Г. Шнейдерхена были восприняты как "увлечения автора" (по выражению В.И. Смирнова), однако привлекли к себе большое внимание и способствовали во многом созданию современной теории рудообразования. В.И. Смирнов, в частности, отнесся к ним с большим вниманием и рассматривал их в качестве альтернативных, но справедливо подчеркивал в предисловии, что Г. Шнейдерхен "придает слишком большое значение формированию вторично-гидротермальных и вообще регенерированных рудных тел, относя к ним, нередко без должных оснований, необоснованно широкий круг месторождений".

Вместе с тем, как видно, В.И. Смирнов не отрицал саму правочерность представлений, развиваемых Г. Шнейдерхеном, о возможной большой роли процессов регенерации минерального вещества. Многочисленные данные по золоту, полученные в последнее время В.А. Буряком, А.А. Сидоровым, В.А. Нарсеевым, С.Г. Бадаловым и другими геологами, подтверждают во многом эти представления, хотя, конечно, нельзя согласиться, что все или большинство месторождений золота являются молодыми, регенерированными. Первичный не регенерированный возраст могут иметь как древние, так и молодые месторождения.



### *Современный этап*

Вышеотмеченные представления Ю.А. Билибина и С.С. Смирнова о парагенетической связи оруденения с магматическими комплексами явились, безусловно, прогрессивными и нанесли, по существу, первый серьезный удар по ортодоксальной магматогенной концепции: золоторудные месторождения согласно этим взглядам можно было уже рассматривать как производные не конкретных магматических тел, а тех процессов, которые привели к образованию самих гранитоидов. Поскольку последние могли иметь различное происхождение — быть производными мантийных расплавов или продуктами корового палингенеза, анатексиса и метаморфизма, то соответственно, и оруденение могло иметь различный генезис. Оставался, в сущности, один шаг к созданию концепции полигенного генезиса золоторудных месторождений. В последние 15-30 лет этот шаг и был сделан геологами. Способствовали этому развернувшиеся в послевоенные годы интенсивные геологоразведочные и золотодобычные работы как в СССР, так и во многих других странах и как следствие — получение новых оригинальных фактических данных. Были выявлены новые “нетрадиционные” типы золоторудных месторождений.

Достоверности ради следует отметить, что геологи бывшего СССР внесли решающий вклад в создание современной теории полигенного рудообразования, в том числе золотого. Глубокие металлогенические исследования Д.С. Коржинского, В.И. Смирнова, Н.А. Шило, А.Д. Щеглова, Н.П. Лаверова, Я.Н. Белевцев, Е.А. Радкевич, Д.В. Рундквиста, Н.Г. Судовикова, Л.Н. Овчиникова и многих других общепризнаны и высоко оцениваются не только в нашей стране, но и за рубежом.

К настоящему времени накоплено большое число данных, вполне определенно указывающих, что золоторудные месторождения, причем не только мелкие, но и крупные, могут иметь различный генезис: классически постмагматический — магматогенно-гидротермальный, метаморфогенно-гидротермальный, вулканогенно-гидротермальный, осадочно-гидротермальный, вулканогенно-плутоногенный и метаморфогенно-плутоногенный. Отметим отдельные наиболее примечательные вехи — моменты этого процесса познаний.

В 1957-1960 гг. Р.В. Нифонтов на основе изучения глинистых сланцев п-ова Мангышлак высказал мнение о возможности накоп-

ения в них в значительных количествах хемогенного золота и последующего укрупнения его, приводящих к образованию золотоносных россыпей.

В 1960 г. А.И. Тугаринов и А.В. Змеенков на основе изучения изотопных составов рудного свинца пришли к выводу, что как свинец, так и другие металлы, рассеянные в породах, могут явиться источником рудного вещества эндогенных месторождений.

Н.Г. Судовиков в 1960-1965 гг. теоретически обосновал представления о возможности рудообразования за счет процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Еще ранее — в 40-50-е гг. важную роль процессов регионального метаморфизма показал А.Н. Заварицкий на примере колчеданных месторождений Урала. Он впервые отметил, что эти месторождения, считающиеся обычными постмагматически-гидротермальными, в действительности генетически связаны с вулканогенными толщами или их метаморфизованными разновидностями. Он же подчеркивал очень важную роль вмещающих пород в формировании рудных месторождений. "Изоляция минерального месторождения от окружающей обстановки особенно опасна", — подчеркивал А.Н. Заварицкий [90].

В 1963 г. В.А. Буряк выступил с представлениями о метаморфогенно-гидротермальном генезисе золотого оруденения давно известного Ленского золотоносного района, где оно до этого всеми геологами, включая В.А. Обручев, связывалось с гранитоидами и считалось типичным постмагматически-гидротермальным. В.А. Буряком особенно обращалось внимание на зависимость минерального состава и интенсивности оруденения от исходной золотоносности и степени регионального метаморфизма вмещающих пород и на более раннее его образование по отношению ко всем развитым в районе гранитам. Было отмечено также, что кварцевые жилы пересекают зоны золото-сульфидной вкрапленности и в местах пересечений обогащаются сульфидами и золотом.

Эти представления, впервые доложенные в 1963 г. на 3-м Всесоюзном петрографическом совещании в г. Иркутске и впоследствии развитые в целом ряде других публикаций [26, 119, 16; и др.], вызвали поначалу очень резкие возражения и критические выступления, однако будучи положенными в основу практики ведения геолого-разведочных работ привели в конечном итоге к открытию и успешной разведке в Ленском золотоносном районе месторождения Сухой Лог — одного из крупнейших в мире. Метаморфогенно-гидро-

термальный генезис месторождения Сухой Лог и его аналогов, в том числе в "зеленокаменных поясах", в настоящее время у геологов, по существу, уже не вызывает возражений, так же как и целесообразность выделения самого метаморфогенно-гидротермального типа эндогенных месторождений.

В.Г. Гарьковец (1973-1976 гг.) на основе изучения золоторудных месторождений Средней Азии (Мурунтау, Даугызтау и др.) обосновал целесообразность выделения сингенетично-эпигенетичных месторождений, в той или иной мере метаморфизованных и регенерированных. Он впервые показал определяющую роль литостратиграфического контроля в образовании золоторудных месторождений кызылкумского типа. Эти представления, также первоначально вызвавшие резкую критику, в настоящее время успешно используются при разведочных и особенно поисковых работах. Правомерность подобных представлений одновременно или несколько позже показали: для Енисейского края — В.Г. Петров, для Киргизии — В.Н. Долженко, А.А. Асаналиев, для Казахстана — В.А. Нарсеев, В.С. Шибко, Л.Г. Марченко, для Якутии — В.А. Слезько и М.М. Константинов, для Северо-Востока — А.А. Сидоров и А.В. Волков, для Приамурья и Якутии — Е.А. Радкевич, В.Г. Моисеенко, Г.И. Неронский, В.А. Буряк, Ю.И. Бакулин, С.Г. Парада, И.С. Неменман, Г.С. Мирзаханов и др.

В.И. Смирнов (1973-1982 гг.) убедительно показал полигенность "стратиформных" свинцово-цинковых месторождений миссисипского типа, длительное время являвшихся предметом острых дискуссий. Н.А. Шило и А.А. Сидоров (1976-1981 гг.) обосновали целесообразность выделения вулканогенно-плутоногенных золоторудных месторождений помимо собственно вулканогенных, а В.А. Буряк (1982-1988 гг.) — метаморфогенно-плутоногенных и осадочно-гидротермальных помимо метаморфогенно-гидротермальных. В.А. Буряком в 1986 г. на Всесоюзном совещании по стратиформным месторождениям была выдвинута и обоснована концепция гидротермально-осадочного оруденения знаменитых золотоносных конгломератов Витватерсранда, получившая в последнее время развитие в работах А.Д. Щеглова [28, 113, 119] и других исследователей.

Ю.И. Бакулин (1985-1991 гг.) осветил важную роль геодинамического режима рудоносных систем в формировании месторождений золота, включая его мобилизацию и отложение: золото приобретает подвижность в геодинамических системах сжатия (области

регионального и динамотермального метаморфизма и гранитизации) и отлагается в зонах геодинамического разуплотнения (флексуобразные и иные перегибы слоев, разломов; замки складок; метаморфические купола и т. п.). Условия отложения золота соответствуют интенсивному геодинамическому разуплотнению ( $\omega$  золота = 10,21). Решающими факторами в формировании продуктивной золотности являются, по его данным, масштабы этих процессов, контрастность сочленения полярных геодинамических областей и резкость изменения геодинамического режима во времени: [9].

Развивая идеи В.И. Смирнова о рудоносных системах, Ю.И. Бакулин показал целесообразность выделения рудоносных систем: 1) с совмещенными областями генерации и локализации, 2) сближенными областями генерации и локализации и 3) разобшенными областями генерации и отложения. Рудоносные системы предлагается различать и по степени обмена веществом с окружающим пространством на относительно закрытые (плутонические), относительно открытые (вулкано-плутонические) и открытые (вулканические). В соответствии с этим генезис золотого оруденения может быть различным.

А.А. Сидоров, В.А. Нарсеев выдвинули и развили представления о "базовых" формациях, близкие ранее высказанным идеям Г. Шнейдерхена и В.А. Буряка о регенерации и мобилизации золота. Ю.Г. Щербаковым, Е.А. Радкевич, В.Г. Моисеенко, И.В. Козваловым, В.А. Буряком и многими другими геологами выявлена избирательная приуроченность золоторудных месторождений к фемическим породам, характеризующимся повышенными содержаниями золота. В.Г. Петровым на примере Енисейского кряжа, В.А. Буряком на примере Ленского золотоносного и ряда районов Приамурья, В.П. Долженком — по Киргизии, А.В. Кокиным — по Якутии и другими геологами выявлена избирательная приуроченность многих золоторудных месторождений к углеродистым отложениям, характеризующимся повышенным кларком золота.

В итоге в настоящее время геологи России пришли к общему, практически единодушному мнению: промышленные золоторудные месторождения разнообразны по генезису и возрасту образования. Характерные особенности их, ранее явно недооцениваемые, — гетерогенность и конвергентность, длительность образования.

К аналогичным выводам пришло и подавляющее большинство геологов других стран.

Единодушно также в настоящее время геологи и в том, что сами гидротермальные растворы могут быть существенно различными по своей природе. Это хорошо показал в 1982 г. В.И. Смирнов, обобщив существовавшие к тому времени представления.

Вместе с тем применительно к металлогении золота остается еще нерешенным целый ряд вопросов, возникают новые по мере выявления новых видов месторождений.

Недостаточно изучены, в частности, следующие вопросы: поведение золота в различных геологических процессах, роль вмещающих пород и магматических образований, особенности глубинного строения золотоносных площадей и закономерности размещения оруденения, эволюция рудообразующих процессов и как следствие — критерии прогнозирования и оценки оруденения.

В следующих разделах монографии мы попытаемся осветить эти вопросы исходя из имеющихся в настоящее время фактических данных.

## Глава 2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА

*Практически проблема поисков полезных ископаемых — по существу своему проблема чисто геохимическая.*

Академик А.Е. Ферсман, 1952 г.

### *Общие сведения*

**З**олото — благородный металл IV группы таблицы Д.И. Менделеева. Эта группа состоит кроме золота из серебра и меди — наиболее родственных ему элементов. Металлы IV группы довольно резко отличаются от металлов (в том числе щелочных) IA группы своей “благородностью” и общей более слабой реакционной способностью. Это обусловлено особенностями строения электронных оболочек их атомов: они имеют полностью заполненные 3d-, 4d-, 5d-электронные оболочки с 10 электронами и поэтому трудно отдают свои валентные электроны — относительно трудно окисляются, особенно золото.

Щелочные металлы IA группы (Li, Na, K, Rb, Cs, Fr) по количеству валентных электронов в S-оболочке атома аналогичны металлам IV группы, однако в отличие от них вообще не имеют периферических d-оболочек. Поэтому их атомы легко отдают свои электроны, легко окисляются и являются энергичными восстановителями в отличие от металлов IV группы.

Порядковый номер золота 79, атомная масса 196,967. Распределение электронов по

IA	IIA	IIIA	IVA	VA	VIA	VIIA	VIII			IX	X	IB	IIIB	IIIB	IVB	VB	VIB	VIB	VIB	VIB
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18			
																		H	He	
Li	Be												B	C	N	O	F	Ne		
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar			
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr			
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe			
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn			
Fr	Ra	Ac	Th	Pa	U															

1
  2
  3
  4
  5
  6

Рис. 1. Характер взаимодействия золота с элементами периодической системы Д.И. Менделеева (по работе [62]).

Элементы: 1 - образующие непрерывные твердые растворы, 2 - образующие ограниченные твердые растворы, 3 - образующие соединения с золотом, 4 - образующие эвтектические смеси, 5 - не взаимодействующие с золотом, 6 - неизученные

энергетическим уровням 2, 8, 18, 32. 18. 1. Температура плавления  $1064^{\circ}\text{C}$ , температура кипения  $2947^{\circ}\text{C}$ . Кристаллическая структура — гранецентрированный куб, параметр (a) элементарной ячейки 0,407 нм. Известны изотопы с массовыми числами 183-201; стабилен изотоп с массовым числом 197. Плотность химически чистого золота  $19,3\text{ г/см}^3$ , самородного — преимущественно  $18\text{-}18,5\text{ г/см}^3$ , ионная плотность (по работе [121]) — 18,3.

По физическим свойствам, определяемым особенностями его кристаллической решетки, золото — типичный металл: обладает высокой отражательной способностью, электропроводностью, теплопроводностью, ковкостью, ярким металлическим блеском, непрозрачный, прочный, имеет большую плотность и пр. По электропроводности золото на третьем месте, на первом — серебро, на втором — медь. По ковкости, способности прокатываться в листки толщиной в сотысячные доли миллиметра, золото на первом месте, благодаря чему с древнейших времен используется для золочения предметов из металла, стекла, керамики, камня, кости, фарфора, дерева.

Характер взаимодействия золота с другими элементами отражен по данным работы [62] на рис. 1. Для него свойственно образование как твердых растворов, так и соединений со многими элементами. С Ni, Pd, Cu и Ag золото образует непрерывные твердые растворы. Из непрерывных твердых растворов золота с медью и серебром при низких температурах образуются соединения Н. Курнакова  $AuCu$ ,  $AuCu_2$ ,  $Au_3Cu$ ,  $AuAg$  и  $AuAg_3$  с упорядоченной структурой. Ограниченные твердые растворы золото образует почти со всеми металлами, за исключением щелочных. Для него типично образование соединений как с электроположительными (металлами), так и с электроотрицательными элементами. В отличие от своих ближайших "родственников" по группе IB — меди и серебра — золото взаимодействует со всеми щелочными металлами, образуя с ними большое число соединений — ауридов. В то же время золото не имеет соединений ни с одним элементом из восьмой группы, а также непосредственно с азотом и водородом [62].

Особое внимание обращает на себя способность золота образовывать с кремнием эвтектические смеси; с другими элементами они не установлены [62]. Это позволяет, как нам представляется, подойти к ряду особенностей распределения золота в связи с кварцем, в частности к объяснению относительно повышенных кларковых содержаний его в кварце анатектических гранитов и пегматитов. Исходя только из известных сидерофильных и халькофильных свойств золота эта закономерность непонятна.

Важной характерной особенностью золота является также его высокая летучесть, что обуславливается строением его атомов — заполненным d-уровнем. Теплота атомизации (теплота испарения 1 г-атома вещества до газообразного состояния) у золота одна из наиболее низких — 87,3 кДж [78]. Присутствие в системе других элементов резко повышает летучесть золота. Особенно высокой летучестью обладают соединения золота с ртутью, мышьяком, хлором, серой, органическим веществом, теллуrom. Можно предполагать, что это способствует большой миграции (потере) золота при различных процессах, особенно высокотемпературных — при контактовом метаморфизме и ультраметаморфизме (например, углеродистых толщ), при вулканических извержениях и пр.

По своим химическим свойствам (в отличие от физических) золото не является типичным металлом: в обычных условиях оно трудно окисляется, обладает свойствами как металла, так и неме-



талла. Это обусловлено специфическими особенностями электронного строения атомов, определяющих его положение в ряду напряжений Н. Бекетова, — самое последнее. Важнейшие металлы в этом ряду располагаются следующим образом:

Уменьшение химической активности нейтральных атомов

K, Na, Ca, Mg, Al, Mn, Zn, Fe, Ni, Sn, Pb, H<sub>2</sub>, Hg, Ag, Au

Усиление способности ионов к отдаче электронов

Золото, как видно, занимает последнее место в ряду напряжений, т. е. обладает наименьшей способностью атомов к окислению — отдаче электронов и, соответственно, наибольшей способностью ионов Au<sup>+</sup> разряжаться, присоединяя электроны (восстанавливаться) и выпадать в виде самородного металла. В связи с этим при химических реакциях, приводящих к минералообразованию, оно вытесняется всеми другими металлами из растворов их солей, довольно трудно окисляется, легко восстанавливается и в свою очередь обладает наименьшей восстановительной способностью в отношении других металлов. Хорошо выраженная способность легко восстанавливаться — характерная особенность природных соединений золота.

Восстановителями золота могут быть различные природные соединения и элементы, в том числе водород, C<sub>орг.</sub> в различной мере метаморфизованное, а также железо, алюминий, щелочные и щелочноземельные металлы, гель кремнезема, гидроксиды железа, марганца и пр.

### *Место золота в процессе минералообразования из растворов*

В соответствии с положением в приведенном ряду напряженности металлов в природных минеральных образованиях золото выпадает из растворов одним из последних, завершая процесс кристаллизации рудных минералов. Соответственно, оно дольше всех удерживается в растворах и легко мигрирует. Позже него кристаллизуются обычно только кальциевые и магниезально-кальциевые карбонаты с незначительной примесью железа и халцедоновидный кварц. По этой же причине ранние минеральные ассоциации, как правило, не золотоносны либо слабозолотоносны. Осложняют эту

неомерность не собственно геохимические, а электрокинетические и сорбционные факторы, проявляющиеся в повышенной способности кристаллических решеток сульфидов осаждать электрозарядные частицы и ионы золота из растворов, приводя к отложению так называемого раннего тонкодисперсного золота. Проявляется это в повышенном (до 5-20 г/т) и иногда высоком (до 50-100 г/т и более) содержании золота в пирите и арсенопирите, реже — в сфалкопирите, пирротине и еще реже — в других сульфидах, не содержащих железо и медь. Характерно наличие раннего тонкодисперсного золота для собственно колчеданных и золото-колчеданных месторождений, развитых среди вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, и для месторождений углеродистой формации (Байерик, Майское, Сухой Лог, Маломыр, Карлин (США) и др.).

Крайнее положение золота в ряду напряжений объясняет также его высокую подверженность растворению, переотложению и регенерации при различных наложенных процессах — магматических, гидротермально-метасоматических, метаморфогенных, тектоно-магматических, экзогенных, биогеохимических и пр. Легко вытесняясь из химических образований различными элементами и соединениями (калием, натрием, кальцием, магнием, медью, железом, кремнием и другими элементами — в гипогенных условиях, марганцем, оксидами и гидроксидами железа и др. — в гипергенных), оно легко перераспределяется, выщелачивается и мигрирует.

Температура кристаллизации основной массы золота соответственно одна из наиболее низких (в сравнении с другими минералами) — 230-160° С, независимо от Т кристаллизации основной массы сопутствующих минералов — рудных и нерудных. Поэтому названные температуры кристаллизации характерны как для относительно высокотемпературных месторождений (Кочкарское, Мурунтау, Коммунар, Коллар), так и для среднетемпературных (Березовское, Советское, Кировское, Агние-Афанасьевское, Бендиго) и относительно низкотемпературных (Балей, Покровское, Еленинское).

Особенно заметно это выражено в мезоабиссальных и абиссальных месторождениях при кристаллизации золота из истинных растворов при относительно низких значениях градиентов Р и Т. В гипабиссальных и близповерхностных месторождениях золото-серебряной формации в связи с важной ролью коллоидных образований этот процесс может несколько осложняться и затушевываться

высокой сорбционной способностью геля кремнезема, образующегося в этих случаях и обусловливающего более ранний захват золота из золотосодержащих растворов.

Кристаллизация золота одним из последних в рудных телах согласуется с энергетикой процесса минералобразования. Как было показано Ф.А. Летниковым [72], природные соединения золота характеризуются наиболее низкими значениями изобарно-изотермических потенциалов в сравнении с другими минералами. В соответствии с этим, исходя из закона Ле-Шателье, золото выпадает из раствора одним из последних, завершая процесс минералообразования.

### *Металлохимические свойства золота*

Важнейшими факторами, определяющими характер взаимодействия золота с металлами и неметаллами, являются: размеры его атомных радиусов, орбитальная электроотрицательность, валентность и ионизационные потенциалы атомов. Эти факторы определены [62] как металлохимические свойства.

Важное значение имеет также, как показано в работе [9], структурная рыхлость золота ( $\omega$ ) — кристаллохимическая константа — и температура Дебая золота.

*Атомный радиус* золота 1,44 Å. Такой же атомный радиус только у серебра. Не случайно Au и Ag наиболее близки между собой по многим свойствам и постоянно ассоциируют друг с другом. Золото и другие металлы IV и IVB групп имеют близкие значения атомных радиусов. Это определяет их частое природное сонахождение.

Очень близки к значениям атомных радиусов у золота значения атомных радиусов у алюминия (1,43 Å), ниобия (1,45 Å) и титана (1,46 Å). Вероятно, в связи с этим золото образует с алюминием ограниченные твердые растворы и соединения при кристаллизации ( $\text{Au}_2\text{Al}$ ,  $\text{Au}_3\text{Al}_2$ ,  $\text{Au}_2\text{Al}$ ,  $\text{AuAl}$ ,  $\text{AuAl}_2$ ); при высоких температурах отмечается растворимость золота в алюминии, а при более низких — алюминия в золоте. Характерно также, что глины, различные глинистые минералы, содержащие в повышенных количествах алюминий, при осадочных и осадочно-гидротермальных процессах выступают своеобразными сорбентами золота. Как следствие для глин и глинистых илов характерен повышенный кларк золота — на уров-

не 8-15 мг/т и более [26]. По этой же причине в основном — за счет близких значений атомных радиусов золота и алюминия — повышенные неравномерные содержания золота характерны для гипогенных и гипергенных каолинитов и алунитов. Относительно повышенные содержания золота присущи и бокситам.

Для висюта известны соединения с золотом —  $Nb_3Au$ . С титаном золото образует при кристаллизации целый ряд соединений ( $TiAu_6$ ,  $TiAu_5$ ,  $TiAu_4$ ,  $Ti_3Au$ ), а при высоких температурах золото растворимо в титане.

Бликие к золоту значения атомных радиусов у Si (1,34), As (1,48), W (1,4), Pd (1,37), Pt (1,38). Не случайно с этими элементами золото образует твердые растворы или эвтектические смеси. Особенно обращает на себя внимание наличие твердых растворов и эвтектических смесей золота с кремнием, с которым оно очень часто тесно ассоциирует в природных образованиях.

По величинам ионных радиусов с ионами золота наиболее сходны ионы  $K^+$  (1,33),  $Rb^+$  (1,49),  $Sr^{2+}$  (1,20),  $Ba^{2+}$  (1,38),  $Te^{2+}$  (1,36) и  $Pb^{2+}$  (1,26). Этим, в частности, можно объяснить особенности распределения кларковых содержаний золота в породообразующих минералах, сложенных этими элементами, в целом несколько повышенные, но при значительной дисперсии.

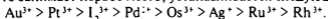
*Электроотрицательность золота*, под которой в химии понимается совокупность свойств элемента, связанных с поведением внешних электронов в атомах при реакциях взаимодействия элементов, для золота весьма специфична — она наибольшая среди металлов. Мерой ее является энергия, необходимая для отрыва внешнего электрона при химических реакциях взаимодействия. Для одновалентного золота она по данным работы [121] равна 2,3; для трехвалентного — 2,6. Для типичных металлов, особенно щелочных, электроотрицательность меньшая. По работе [73] для  $Na^+$  она равна 0,9; для  $Mg^{2+}$  — 1,2; для  $Fe^{2+}$  — 1,8; для  $Cu^+$  — 1,8; для  $Cu^{2+}$  — 2,0; по работе [2]: для  $K^+$  — 0,8;  $Li^+$  — 0,95;  $Ca^{2+}$  — 1,0;  $Pb^{4+}$  — 1,5;  $As^{5+}$  — 2,0;  $Sb^{5+}$  — 1,8;  $Sb^{4+}$  — 1,7.

В соответствии с этим по своим химическим свойствам золото не представляет собой типичный металл. Это своеобразный переходный элемент между металлами и неметаллами, т. е. наиболее отрицательный металл, характеризующийся большим сродством к электрону.

По этой причине при обычных условиях золото слабо подвергается процессам окисления и отличается высокой мерой само-

ности". В природных выделениях оно все или почти все находится в самородном состоянии или переходит в самородный вид; характерны твердые растворы.

Распространение золота в природе преимущественно в самородном виде согласуется с величиной его окислительно-восстановительного потенциала. Она наибольшая у него среди благородных металлов [78]:  $Au^+ = 1,55$ ;  $Au^{3+} = 1,38$  эВ. По способности металлов к самородному минеральному состоянию, в котором трехвалентное золото занимает первое место, устанавливается следующий ряд:



В энергетическом отношении самородное электронейтральное минеральное состояние для золота также наиболее выгодно. Согласно Ф.А. Летникову [72] золото и платина, обладая малым химическим родством к сере, кислороду и хлору, заканчивают ряды самородности.

Исходя из высокой "самородности" золота изоморфное вхождение его ионов в минералы, особенно в породообразующие силикаты и кварц, представляется маловероятным, за исключением сульфидов. Для последних (халькопирита, пирита, галенита, пирротина, арсенопирита) А.Г. Мироновым в 1984 г. экспериментально с использованием меченых атомов изотопов показана возможность вхождения золота в кристаллическую решетку (изоморфизм внедрения или изоморфизм замещения). Однако и в них, скорее всего, основное присутствующее золото находится в виде самородных минеральных частиц, как это ранее предполагалось Г.Н. Аношиным, нами и рядом других исследователей. На это, в частности, указывают следующие данные: 1) наблюдаемость самородных выделений золота в минералах при больших увеличениях под микроскопом, 2) крайне неравномерное его распределение, судя по результатам анализов, 3) зависимость содержания от размерности монофракций сульфидов и породообразующих минералов, отбираемых на анализ под биноклем или микроскопом: чем мельче фракция и чем тщательнее отбор, тем ниже содержание золота.

По электрородству золото находится в одной группе с селеном, серой, мышьяком, теллуром, иридием, платиной. Это же обуславливает прочные ковалентные связи его с халькогенидами [73] и, можно полагать, является одной из важных причин, определяющих известное весьма частое сонахождение золота в природе с названными элементами.

Электроотрицательность, характеризующая способность атома удерживать валентные электроны, выступает, естественно, и как мера его кислотно-основных свойств. По ее величине золото занимает первое место в группе элементов, образующих амфотерные оксиды, приближающиеся по своим свойствам к простым и комплексным анионам [73].

В сравнении с другими металлами золото обладает наибольшими окислительными свойствами. Особенно это касается трехвалентного золота. Оно вообще является довольно сильным окислителем, образуя устойчивые соединения. При этом простые соединения типа  $AuCl_3$ ,  $AuBr_3$  и  $AuI_3$  имеют слабый ионный характер и летучи. Комплексные соединения трехвалентного золота имеют ковалентность 4 и во многом схожи с комплексными соединениями платины.

*Валентность золота* может быть различной. Согласно А.А. Годовикову золото, как и другие благородные металлы, является амфотерным элементом. Кроме часто встречающейся нулевой валентности для него характерна одновалентность —  $Au^+$  и трехвалентность —  $Au^{3+}$ . Получены также фтористые соединения пятивалентного золота.

В зависимости от типа валентности свойства золота существенно различны: одновалентное золото — щелочной металл, входящий в группу слабых щелочей с повышенными основными свойствами, трехвалентное обладает слабокислыми свойствами и входит в группу амфотерных катионов, близких к слабым основаниям [73, 78].  $Au^+$  проявляет большое сродство с серой, а  $Au^{3+}$  — с хлором, и в этом смысле разновалентные ионы золота ведут себя как разные элементы [77]. От  $Au^+$  к  $Au^{3+}$  снижаются связи с H, S, Se, Te, Cl и усиливаются связи с O, и F. У трехвалентного золота наиболее резко выражена способность образовывать комплексные анионы. Одновалентное золото является аналогом купрокатионов с электронной конфигурацией типа  $ns^2np^6nd^{10}$ , среди которых находятся геохимически близкие к нему одновалентные медь и серебро. Двухвалентные цинк, кадмий, ртуть. Трехвалентный катион золота с конфигурацией переходного типа  $ns^2np^6nd^8$  относится к катионам переходного типа [73].

*Орбитальная плотность потенциала*, отражающая кислотно-щелочные свойства, в соответствии с вышесказанным у золота максимальна среди металлов и для одновалентного катиона равна 14,57 [73].

*Сродство к электрону* — энергия, выделяющаяся при присоединении электрона к нейтральному атому, у золота наибольшей среди всех металлов и составляет 2,31 эВ. Именно таким высоким энергетическим эффектом могут быть, вероятно, обусловлены акцепторные свойства золота и его ярко выраженная способность образовывать прочные связи с лигандами в комплексных соединениях [73].

*Структурная рыхлость золота* ( $\omega$ ) характеризует величину его среднего атомного объема [9] и имеет важное значение в понимании геохимии золота. Наряду с другими свойствами золота она также является уникальной, характеризуя чрезвычайно большой объем кристаллов золота, способных кристаллизоваться при высоких значениях давления. Для золота как минерала структурная рыхлость одна из наибольших — 10,21, в то время как, например, для фемических порообразующих минералов гранулитовой-амфиболитовой фации метаморфизма и ультраосновных-основных пород (гранатов, оливина, биотита, пироксенов и др.) значения этой величины в пределах 6-7. Для кварца, мусковита, альбита, олигоклаза и средних по составу магматических пород значения  $\omega$  на уровне 7,5-8,0. Поэтому золото стремится в подвижные фазы.

Этим, как нам представляется, в значительной мере можно объяснить многие свойства золота в природных геологических системах, прежде всего высокую его подвижность и, например, парагенетическую ассоциацию золота с палингенными коровыми гранитами, сложенными минералами с близкими золоту значениями  $\omega$ .

*Температура Дебая* золота — 165° К — определяет ряд свойств его кристаллов. Аналогичное низкое значение температуры Дебая характерно только для платины, серебра и ряда других металлов. Оно определяет активированное состояние атомов в узлах решетки при 0° и даже при отрицательных температурах. С этой особенностью связана высокая пластичность золота, реакции облагораживания в твердом состоянии за счет трансляции дефектов и дислокаций и, как показал Ю.И. Бзкулин в 1989 г., возможность роста самородков золота в россыпях.

### *Комплексные ионы и соединения золота*

Золото — сильный поляризатор и поэтому является типичным комплексообразователем. Комплексные соединения золота широко

распространены в различных гидротермальных рудообразующих системах. Они играют, можно полагать [73], важную роль в растворении золота и переносе его, в том числе в гипергенных и эндогенных условиях при различных значениях Р-Т системы, включая зону окисления золото-сульфидных месторождений с тонкодисперсным золотом. Для водных растворов комплексные соединения его весьма характерны и, несомненно, играют важную, вероятно, решающую роль в рудообразовании. Это обусловлено тем, что ионы  $Au^+$  и  $Au^{3+}$  характеризуются пустующими s- и d-орбиталями. Заполнение их и сопровождается образованием устойчивых комплексных соединений с прочными гибридными связями [73].

К настоящему времени установлено и довольно детально изучено большое количество комплексных ионов и соединений золота с различными лигандами. Их число и разнообразие все более увеличивается по мере проведения дополнительных исследований и выявления новых типов золоторудных месторождений и рудопроявлений.

Детальное изучение комплексных соединений золота проводилось Б.И. Пешевицким, Б.Н. Рыженко, В.П. Казаковым, А.М. Масаловичем, В.И. Белеванцовым, А.Л. Павловым, Н.Н. Барановой, В.П. Коноваловой, Н.В. Вилором, Ф.А. Летниковым, К. Краускопфом, Т. Сьюордом, Г. Хепченсоном, Р. Гарренсом, Х. Холандом и многими другими.

Наиболее изучены и играют, можно полагать, важную роль в рудообразовании следующие комплексные ионы и соединения золота [73]:

- 1) хлоридные —  $[AuCl_2]^-$ ,  $[AuCl_4]^-$ , трихлорид золота присутствует в растворах в гидратированной форме  $H_2[O_2AuCl_3]$ ;
- 2) гидрооксохлоридные —  $[AuCl_3(OH)]^-$ ,  $[AuCl_2(OH)_2]^-$ , допускается образование  $[AuCl(OH)]^-$ ;
- 3) гидрооксокомплексы —  $Au(OH)$ ,  $[Au(OH)_2]^-$ ,  $[Au(OH)_3]^{2-}$ ;
- 4) бромидные —  $[AuBr_2]^-$ ,  $[AuBr_4]^-$ ;
- 5) иодидные —  $[AuI_2]^-$ ,  $[AuI_4]^-$ ;
- 6) фторидные —  $[AuF_4]^-$ ,  $[AuF_6]^{3-}$ ;
- 7) сернистые (сульфидные и гидросульфидные) —  $Au(HS)$ ,  $[Au(HS)_2]^-$ ,  $[Au_2(HS)_2S]^{2-}$ ,  $[AuS]^-$ ;
- 8) тиосульфат —  $[Au(S_2O_3)_2]^{2-}$ ;
- 9) цианидные —  $[Au(CN)_2]^-$ ;
- 10) золотоорганические.



В каждом конкретном случае (что, можно полагать, определяется химическим и минеральным составом вмещающих и рудогенерирующих пород и мобилизующим фактором – интрузией, метаморфизмом, седиментогенезом) состав комплексов золота может быть различным. Для типично вулканогенных и вулканогенно-плутоногенных месторождений важную, вероятно, определяющую роль играют хлоридные и гидрооксохлоридные комплексы, для метаморфогенно-гидротермального рудообразования в терригенно-углеродистых сульфидоносных толщах на завершающем этапе – сернистые (сульфидные и гидросульфидные) и тиосульфатные, на раннем осадочно-гидротермальном и раннеметаморфическом этапе – золотоорганические, сернистые и гидрооксохлоридные комплексы. Для стратиформной и стратифицирующейся золотоносной минерализации, развитой в терригенно-углеродистых и особенно в терригенно-известковистых толщах и ассоциирующей с флюоритсодержащими свинцово-цинковыми месторождениями стратиформного типа (Аллах-Юньский синклиний – Якутия, Приамурье, Западное и Северо-Западное Прибайкалье), есть основания предполагать важную роль фторидов и иодидов (наряду с другими комплексами). На это, в частности, указывает присутствие фторсодержащего апатита в золоторудных телах (например, в кварцевых жилах месторождения Сухой Лог и жиле Догалдынская Ленского золотоносного района), наличие положительной корреляционной связи между самородным золотом и фторапатитом.

Высказанные представления о термической неустойчивости фторидов и возможной весьма малой роли их при гидротермальном переносе золота [73] не бесспорны и требуют дополнительного изучения.

Можно предполагать также наличие мышьяковистых и особенно серно-мышьяковистых комплексов: тесная геохимическая ассоциация золота с мышьяком и серой устанавливается почти постоянно, и повышенная растворимость золота в щелочных растворах, содержащих мышьяк, подтверждена экспериментально [87].

Вообще же надо признать, что несмотря на большой объем исследований, выполненных по определению условий растворимости золота и его образующихся различных комплексов, последние еще слабо изучены. Можно не сомневаться, что в будущем, вероятно самом ближайшем, будут установлены новые комплексные ионы и новые соединения и формы самородного золота, изменяющие наши

ныне существующие представления. Как признается многими ведущими учеными, гетерогенность золота, особенно условия и причины его растворения и выпадения из растворов, остаются все еще слабоизученными. Известное изречение академика В.И. Вернадского, сделанное им в середине 20-х гг. нынешнего столетия [3], что “в спешной погоне за золотом человек мало тратил времени и средств на познание его свойств”, остается еще в силе. Высказанное тогда же им замечание, о том, что золото “легко переходит в раствор и так же легко из него выпадает”, правомерно. Оно до сих пор в полной мере не понято и недооценивается. Золото в этом смысле ведет себя удивительно непостоянно.

Прежде всего следует обратить внимание, как нам представляется, на золотоорганические соединения. Их важная роль в растворении, переносе и концентрировании золота несомненна. Свидетельство тому — тесная генетическая ассоциация золота в природе с различными органическими соединениями, присутствие золота в нефтях, торфе, углях, битуме, различных органических остатках живых растительных и животных организмах, в продуктах их метаморфизации, в различных “черносланцевых” толщах и пр. Не случайно биохимические методы извлечения золота из руд привлекают в последние годы все большее внимание. Можно надеяться, что этот метод в самое ближайшее время, как экономически эффективный и экологически наиболее безопасный, получит, наконец, широкое использование.

Особое внимание обращает на себя важная положительная роль золота как микроэлемента в жизнедеятельности растительных и животных организмов, особенно человека [37].

### *Роль кислорода в формировании золотого оруденения*

По современным данным [78, 73, 77; и др.] золото имеет очень слабое сродство к кислороду — наименьшее в сравнении со всеми другими элементами. Считается, что связь его с водородом значительно прочнее. Определяющим является традиционное представление о “благородности” золота и устойчивости его к кислороду как к окислителю. На диаграмме, построенной А.А. Маракушевым [78, С. 259], отражающей положение металлов по величинам их хими-

ческого сродства к водороду и кислороду, определенным по энергиям диссоциации двухатомных молекул, золото характеризуется практически нулевым значением сродства к кислороду, в то время как величина химического сродства его к водороду значительна и составляет порядка 72 кДж/моль.

Вероятно, в связи с этим роль непосредственно кислорода в формировании золотого оруденения (эндогенного), как правило, не рассматривается либо недооценивается. Так, С.Г. Бадалов [3] совершенно справедливо, вслед за В.И. Вернадским, обращая внимание на определяющую роль кислорода в формировании (осаждении) месторождений различных металлов, в то же время исключает из этой закономерности золото. Он указывает: “Кислород и сера – важнейшие анионы – осадители практически всех металлов в земной коре, за исключением золота, серебра и элементов платиновой группы, которые помимо соединений с серой и ее аналогами образуют промышленные концентрации и в самородном состоянии”.

Как нам представляется, на настоящее время накоплен большой фактический материал, противоречащий этим суждениям. Наоборот, можно полагать, что роль кислорода и для золота имеет важное, вероятно, определяющее значение в формировании его промышленных концентраций. Здесь, как и в других ситуациях, проявляется двойственность в поведении золота: с одной стороны, как типичный “благородный” металл оно устойчиво в обычных условиях к кислороду, что позволяет широко использовать его в производстве, с другой – в большой мере зависит от режима кислорода, его активности, концентрации и вызванных его присутствием различных соединений.

При этом исходя из вышеназванных особенностей  $Au^0$  и  $Au^{3+}$  можно полагать, что наиболее велико значение кислорода для трехвалентного золота.

Основные фактические данные, свидетельствующие о важной роли кислорода в развитии золотого оруденения, следующие.

1. В пределах Земли месторождения золота отмечаются только в ее верхней части – в биосфере (понимаемой по В.И. Вернадскому), куда проникает кислород атмосферы. В этом отношении устанавливается та же закономерность, которая характеризует условия образования месторождений и других металлов.

2. В пределах биосферы устанавливается вертикальная зональность в распределении природных концентраций золота и его пара-

генных минеральных ассоциаций в зависимости от вертикальной зональности в распределении кислорода атмосферы и его активности. Массовое выпадение в свободной самородной форме с образованием основных промышленных концентраций происходит в субаэральной зоне – в условиях высокой активности кислорода. На более низких уровнях и в субмаринных условиях, характеризующихся отложением основной массы сульфидов, содержания золота, как правило, намного ниже и обусловлены не осаждением золота из растворов в результате химических реакций, а электрокинетическими факторами – захватом его сульфидами в процессе их кристаллизации.

3. Генетические типы месторождений золота, их общий минеральный парагенезис, закономерности размещения в них золота, формы выделения золота, параметры оруденения и пр. эволюционируют в соответствии с изменением режима кислорода в атмосфере и биосфере Земли. При всем своем сходстве древние месторождения золота, сформированные в условиях дефицита кислорода, существенно отличаются от мезо-кайнозойских, формирующихся, в отличие от древних, при высокой активности кислорода. Особенно заметно это на примере золото-серебряных близповерхностных вулканогенных месторождений. Образование их происходит при высокой активности кислорода, и, видимо, поэтому данный тип месторождений присущ только молодым металлогеническим эпохам.

В значительной мере своеобразием режима кислорода, как будет показано далее, объясняются и специфические особенности докембрийской металлогении.

4. Способность различных горных пород и отложений к генерации золотоносных растворов и локализации золотого оруденения, характер связи с ними золотого оруденения и кларковые содержания в них золота в большой мере зависят от степени их окисленности – величины отношения закисного железа к окисному:  $FeO/Fe_2O_3$ . Так, углеродистые алевросланцы, содержащие золотое оруденение, в отличие от аналогичных по общему химическому составу углеродистых, но не рудоносных алевросланцев, имеют более высокое вполне определенное отношение  $FeO/Fe_2O_3$  [26]. Интрузивные гранитоиды, с которыми ассоциирует золотое оруденение, в отличие от близких по составу, но не “рудообразующих” гранитоидов, содержат магнетит и имеют пониженную величину отношения  $FeO/Fe_2O_3$ . Характерно это для различных регионов, в том числе для всего При-

амурия (Верхнего, Среднего, Нижнего), Якутии, Приморья и Магаданской области. В последние годы эта закономерность привлекает внимание многих исследователей и явилась предметом специальных обсуждений [9, 97, 123]. Более того, наличие ее предлагается широко использовать при прогнозировании золотого оруденения и разбровке гранитоидных образований по благоприятности в отношении формирования промышленного оруденения. Большое, статистически вполне представительное число данных подтверждает правомерность такого подхода.

При этом благоприятны для присутствия повышенных количеств золота не все геологические образования (системы), а лишь те, которые характеризуются не максимальной или минимальной степенью окисленности, а "умеренной", т. е. вполне определенным режимом кислорода. Применительно к железу это проявляется в наличии одновременно его как закисной ( $\text{FeO}$ ), так и окисной ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) форм. Минералогически это выражается в развитии магнетита. Среди глубинных образований именно магнетитсодержащие тела (а не гематитовые) часто характеризуются повышенными содержаниями золота — магнетитсодержащие скарны и скарноиды, гидротермальные гнездово-жильные тела и пр. Для них характерна ассоциация золота с магнетитом. Показательный пример — Карафтитское месторождение в Восточном Прибайкалье. За счет наложенных экзогенных процессов, приводящих к окислению магнетита, в поверхностных условиях эта закономерность может нарушаться, и в рудных телах золото может ассоциировать с гематитом и лимонитом (месторождения Куранах, Тас-Юрях и другие севера Хабаровского края и юга Якутии. Карлин в США).

5. В золотоносных регионах степень окисленности флюидов во включениях жильного кварца коррелирует с его золотоносностью: по мере возрастания величины отношения  $\text{CO}_2/\text{CO}$  содержание золота возрастает. Проявляется это как на уровне отдельных месторождений (при переходе от нижних горизонтов к верхним), так и в региональном плане — при изучении золотоносности жильного кварца различнофациальных метаморфических зон [22, 73, 59; и др.].

Эта закономерность настолько хорошо выражена, что на поисковом этапе может использоваться для разбровки по золоту различных жильных полей.

6. В истории формирования золоторудных месторождений усугубляется своеобразная антагонистичность в поведении серы и

вений других металлов А. Г. Бетехтиным. В условиях повышенной активности серы отлагается основная масса сульфидов, прежде всего железосодержащих — пирита, арсенопирита, пирротина. В это время отложение золота если и происходит, то связано с осаждением его сульфидами, т. е. обусловлено электрокинетическими факторами. Основная масса золота выпадает позже — в условиях смены холодных вод бикарбонатными, в которых растворимость золота согласно экспериментальным данным [50] на 2-3 порядка ниже.

Экспериментально доказано растворение золота в водном растворе в присутствии кислорода [73]. Одновременно установлено, что в присутствии кислорода реакция образования комплексного гидрата трехвалентного золота происходит активнее. Кроме гидроксохлоридных соединений и гидрооксокомплексов, представляющих собой соединения золота с кислородом и водородом —  $\text{Au}(\text{OH})$ ,  $[\text{Au}(\text{OH})_2]^-$ ,  $[\text{Au}(\text{OH})_3]^-$ ,  $[\text{Au}(\text{OH})_3]^{2-}$ , золотой кислоты  $\text{HAuO}_2$  и  $\text{H}_2\text{AuO}_3$ , давно известны и непосредственно соединения золота с кислородом —  $\text{Au}_2\text{O}$ ,  $\text{Au}_2\text{O}_3$ .

Выявлена положительная роль кислорода в образовании комплексного гидрата трехвалентного золота и диссоциации гидроксида золота с образованием аурагт-ионов типа  $[\text{H}_3\text{AuO}_3]^-$ ,  $[\text{HAuO}_3]^{2-}$  и  $[\text{AuO}_3]^{3-}$ .

По данным Г. Р. Крайта [71], золото ведет себя в растворе как газовый электрод, и его потенциал определяется равновесием в редокс-системе  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$  и  $\text{O}_2$ .

### *Геохимические особенности золота как отражение его положения в таблице Д. И. Менделеева*

Как следует из вышеизложенного, золото обладает целым рядом уникальных свойств: среди металлов имеет наибольшую электроотрицательность, наибольшее сродство к электрону, наибольшую орбитальную плотность, ковкость и пластичность. Это элемент среди металлов, наиболее близкий к неметаллам по своим химическим свойствам, и в то же время по своим физическим свойствам — типичный металл.

Уникальность золота как химического элемента становится во многом понятной при внимательном рассмотрении и анализе его

местонахождения в периодической системе элементов Д. И. Менделеева (неразвернутый вариант): имея порядковый номер 79, оно занимает исключительное положение — располагается в самом нижнем левом углу таблицы (рис. 2). Ниже и несколько правее золота находится лишь один элемент — франций, с порядковым номером 87, но он в природных условиях практически не фиксируется. Франций — редчайший элемент из группы редких. Из всех химических элементов (исключая трансурановые) он самый неустойчивый. Период полураспада его наиболее устойчивого изотопа составляет всего 22 мин. Получают франций в ничтожных количествах, не поддающихся взвешиванию, искусственным путем в результате проведения ядерных реакций, в том числе при облучении (бомбардировке) золота ускоренными многозарядными ионами или протонами высоких энергий. По подсчетам, из  $5976 \cdot 10^{18}$  т земного вещества на долю франция приходится всего чуть больше 500 г.

Золото, являясь ближайшим верхним соседом франция по первой группе элементов, также характеризуется соответственно крайне низким содержанием в земной коре. Кларк его хотя и намного выше в сравнении с францием, но тем не менее остается очень невысоким — порядка 4 мг/т. Кларк же всех других металлов, расположенных в таблице Д. И. Менделеева ближе франция, т. е. с порядковым номером менее 87, намного выше — в 20-1000 раз. При этом самые низкие кларки имеют металлы, являющиеся самыми близкими соседями золота по таблице — серебро, платина и ртуть, расположенные соответственно в одной подгруппе — выше золота и левее и правее его — в одном ряду с золотом. Именно кларки этих трех металлов примерно в 20 раз превышают кларк золота. Все же остальные металлы, в том числе таллий, свинец и висмут, имеют кларки на 2-3 и более порядка больше, чем золото.

Этим объясняется сравнительно редкая распространенность золоторудных месторождений и, главное, относительно низкие содержания в них золота. Так, по сравнению с молибденом, вольфрамом и оловом промышленные содержания золота меньше в среднем в тысячу раз, в сравнении со свинцом и цинком — в десять тысяч раз. Этим прежде всего, а также сложностью геологического строения золоторудных месторождений и обычно крайне неравномерным распределением в них металлов объясняются высокие цены на золото и использование его в качестве общепризнанного валютного металла.

№ по- сле- ды	VIII																	
	I	II	III	IV	V	VI	VII	(H)										0
I	1 1,007 водород																	2 4,003 гелий
II	3 6,941 литий	4 7,014 бериллий	5 9,012 бор	6 12,011 углерод	7 14,007 азот	8 15,999 кислород	9 18,998 фтор											10 20,183 неон
III	11 22,989 натрий	12 24,304 магний	13 26,981 алюминий	14 28,086 кремний	15 30,974 фосфор	16 32,06 сера	17 35,453 хлор	18 39,948 аргон										19 39,948 аргон
IV	19 39,098 калий	20 39,098 кальций	21 39,098 скандий	22 72,64 титан	23 90,92 ванадий	24 50,94 хром	25 55,845 марганец	26 55,845 железо	27 58,93 никель	28 58,93 кобальт	29 58,93 никель	30 58,93 никель	31 58,93 никель	32 58,93 никель	33 58,93 никель	34 58,93 никель	35 58,93 никель	36 85,34 криpton
V	37 85,468 рубидий	38 85,468 рубидий	39 85,468 рубидий	40 72,64 германий	41 90,92 ванадий	42 50,94 хром	43 55,845 марганец	44 58,93 железо	45 58,93 никель	46 58,93 кобальт	47 58,93 никель	48 58,93 никель	49 58,93 никель	50 58,93 никель	51 58,93 никель	52 58,93 никель	53 58,93 никель	54 131,29 ксeнон
VI	55 132,905 цезий	56 137,327 барий	57 138,905 лантан	58 175,053 гафний	59 175,053 тантал	60 183,84 вольфрам	61 183,84 рений	62 183,84 осмий	63 183,84 иридий	64 183,84 родий	65 183,84 палладий	66 183,84 палладий	67 183,84 палладий	68 183,84 палладий	69 183,84 палладий	70 183,84 палладий	71 183,84 палладий	72 183,84 палладий
VII	87 223,019 франций	88 223,019 франций	89 223,019 франций	90 223,019 франций	91 223,019 франций	92 223,019 франций	93 223,019 франций	94 223,019 франций	95 223,019 франций	96 223,019 франций	97 223,019 франций	98 223,019 франций	99 223,019 франций	100 223,019 франций	101 223,019 франций	102 223,019 франций	103 223,019 франций	104 223,019 франций

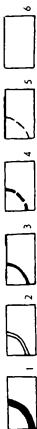


Рис. 2. Положение золота в таблице Д.И. Менделеева (развернутый вариант) и характер связи его с различными элементами.

Степень связи элементов с золотом: 1 - очень тесная, 2 - тесная, 3 - умеренная, 4 - умеренно слабая, 5 - слабая, 6 - очень слабая



При крупных запасах месторождения золота могут являться рентабельными для эксплуатации по простейшим флотационно-гравитационным схемам обогащения уже при содержаниях 2-3 г/т. При благоприятных горно-технических условиях и технологических свойствах руд, пригодных для избирательного выщелачивания металла, отрабатываются месторождения и с более низкими содержаниями — 0,5-1,5 г/т. По мере дальнейшего технического прогресса в эксплуатацию, несомненно, будут вовлекаться объекты и с более низкими концентрациями золота, особенно при комплексной переработке руд.

Золоторудные месторождения в свете сказанного — редко встречающиеся образования, в которых концентрация основного полезного компонента в определенном объеме возрастает по сравнению с обычным кларковым фоном не менее чем в сотни-тысячи раз за счет исключительно благоприятного для рудоконцентрирования сочетания совокупности различных факторов — геохимических, структурно-тектонических, палеогеологических, метаморфических или магматических. Успешные поиски и оценка месторождений золота требуют, очевидно, большого искусства, умелого использования и знания всех этих факторов.

В периодической системе элементов Д.И. Менделеева золото находится в одной I группе со щелочными металлами — Na, K, Rb, Cs — и как последний по своим физическим свойствам является типичным металлом. Однако по положению в группе оно существенно отличается от щелочных металлов: располагается не в главной, а в побочной подгруппе, совместно с медью и серебром. Соответственно и его химические свойства существенно иные. Обусловлено это тем, что наружный электрон атома золота (как меди и серебра) находится гораздо ближе к ядру и, следовательно, сильнее притягивается к нему. По этой же причине ионы золота гораздо легче восстанавливаются, т. е. не отдают, а присоединяют электроны. Различиями в строении электронных слоев элементов основной и побочной подгрупп вызваны и существенные отличия в валентности золота и щелочных металлов.

Исходя из положения в таблице Д.И. Менделеева становится понятным также исключительное многообразие геохимических свойств золота: оно одновременно является сидерофильным, халькофильным и литофильным элементом. Резко проявлены у него также галогенофильные, гидрофильные и особенно биофильные свойства.

Хорошо выражены и атмофильные (нейтральные) свойства золота, определяющие его “самородность”. Все это обуславливает “космополитизм” золота – способность образовывать промышленные концентрации в итоге весьма разнообразных реакций и геологических процессов. Не случайно исследователи ранее относили золото по геохимическим особенностям к различным классам или группам: В.М. Гольдшmidt – к халькофильному классу, В.И. Вернадский – к благородным металлам, Е. Садецкий-Кардош – к сидерофильной группе, американские исследователи – к биофильным элементам, А.И. Перельман – к халькофильным металлам и т. д.

*Сидерофильные свойства золота* хорошо известны и вполне понятны исходя из его расположения в периодической таблице элементов: в ней золото соседствует с платиной (порядковый номер платины 78, золота – 79) – элементом VIII группы с ярко выраженными сидерофильными свойствами. Впервые обстоятельно сидерофильные свойства золота были показаны Ю.Г. Шербаковым [121], посвятившим этому вопросу детальные исследования. Золото как в рассеянном состоянии, так и в рудных концентрациях явно тяготеет к темноцветным и рудным минералам и горным породам (осадочным, метаморфическим, магматическим), содержащим в существенных количествах железо. Кларк его для железосодержащих минералов и пород явно более высокий, чем для слабожелезистых и лишенных железа. Особенно высокорезультативными оказались работы последних лет по оценке золотоносности железистых кварцитов. Установлено, что они практически постоянно содержат существенные концентрации сингенетического золота и новообразованные, регенерированные, часто рентабельные для извлечения. Золоторудные месторождения в железистых кварцитах, в первую очередь раннедокембрийские (AR – PR<sub>1</sub>), занимают в настоящее время одно из важных мест в золотодобыче многих зарубежных стран. Выделены в связи с этим золоторудные месторождения золото-джеспилитовой формации. Они нередко являются весьма крупными по запасам, особенно карбонатно-сульфидной фации [54]. Характерные примеры – месторождения Морро-Велью, Пассажем и Рапосос на Бразильском щите, Копперхед и Хилл-50 – на Западно-Австралийском щите, Сентрал-Патрисиа – на Канадском щите.

На территории России золотоносность железистых кварцитов изучена еще слабо или очень слабо, выполнен относительно небольшой объем поисковых работ. Повышенные содержания золота уста-

новлены в железистых кварцитах Кривого Рога и Михайловского рудника Курской магнитной аномалии (до 1,5 г/т в отдельных пробах, редко – выше), а также на юге Сибирской платформы в Якутии (участок Лемочинский) и в Амурской области (участок Хорогочи), где содержания пока оказались невысокими, но по отдельным редким пробам достигают 10-15 г/т. Железистые кварциты Буреинского массива (месторождение Кимканское и др.) специально на золото вообще не оценивалось. В нескольких отобранных штучных пробах повышенные содержания золота не обнаружены. Однако в железистых кварцитах соседней провинции Хейлунцзян Китая, аналогичных по возрасту, известно отработанное золоторудное месторождение со средним содержанием золота порядка 1,5 г/т. Повышенные содержания характерны для гидроксидов железа, магнетита и сульфидов железа. Отмечены повышенные содержания золота (до 1,4 г/т) и в металлической фазе железных метеоритов [121].

В разрабатываемых зарубежных месторождениях золото-джеспилитовой формации средние содержания золота весьма различны – от 1,5 до 10-15 г/т.

*Халькофильные* свойства золота менее заметны исходя из положения его в таблице Менделеева, и не случайно в связи с этим взаимоотношения золота непосредственно с серой нередко противоречивы. Более характерна ассоциация золота с железосодержащими сульфидами, поскольку для рудообразования наиболее предпочтительны условия, проявляющиеся одновременно повышенным содержанием железа и серы (сульфидов). Поэтому лучше характеризовать золото как сидерохалькофильный элемент. Непосредственно в таблице Менделеева связь золота с серой выражается характером свойств его ближайших “соседей” по вертикали и горизонтали – серебра и ртути. Оба они типичные халькофилы. Не случайна и связь золота с сульфидами, давно учитываемая при поисках и прогнозировании месторождений золота.

*Галогенофильные* свойства золота давно известны и используются при его растворении. Однако при формальном рассмотрении местонахождения золота в таблице Менделеева они не видны. Фтор, хлор, бром, йод пространственно значительно удалены от золота. Как отражение этого характерно отсутствие минералов золота, содержащих галогены. Галогениды золота – наиболее легко растворимые его соединения [3]. В геологических образованиях тесная связь золота с фтором проявляется довольно часто, но имеет скрытый

характер. Как уже отмечалось, наличие фторопатита в золоторудных месторождениях — нередкое явление. Установлены случаи корреляционной связи с фтором [22, 78].

*Биосфильные* (органофильные) свойства золота выражены интенсивно и проявляются в его тесной связи с различными органическими образованиями. Характерно наличие металлоорганических соединений. выявляется все большая значимость золота в жизнедеятельности различных растительных и животных организмов. Углеродистые толщи — генераторы наиболее крупных по запасам месторождений золота.

Непосредственно из таблицы Менделеева важная роль углерода в геохимии золота также особенно не заметна. Однако она становится понятной и, более того, ее можно предсказать, если принять во внимание геохимические свойства углерода и золота, способность различных соединений золота легко восстанавливаться углеродом.

*Литофильные* свойства золота, как правило, не выражены. Тесная ассоциация его с кварцем обуславливается, по существу, не химическими, а кристаллофизическими и кристаллохимическими свойствами золота и геля кремнезема, повышенной способностью последнего захватывать, транспортировать и удерживать коллоидальное золото и гидроксидные соединения его типа  $\text{Au}(\text{OH})$  и  $\text{Au}(\text{OH})_2$ .

*Гидрофильные* свойства типичны для золота и вытекают из положения его в I группе таблицы Менделеева. Проявляются они в повышенной растворимости его в воде, что установлено экспериментально [73]. В растворенном состоянии одновременно может присутствовать несколько форм золота — катионное, анионное и коллоидное, — также различные гидрооксокомплексы [73, 3]. Роль их в рудообразовании может быть весьма существенной — как в гипогенных, так и в поверхностных условиях.

Атмосфильные (нейтральные) свойства золота вытекают из “благородности” золота как химического элемента и являются определяющими в понимании его геохимии, условий концентрированного осаждения и распределения в различных горных породах и минералах. Проявляются они также и в высокой летучести золота. В различных горных породах и минералах золото в подавляющей массе присутствует в виде электронейтральных частиц различных размеров — от мельчайших тонкодисперсных до крупных самородков, массой несколько килограммов.

### *Родственные золоту элементы и парагенетические ассоциации*

Исходя из вышесказанных особенностей золота более обосновано можно подойти к установлению его связи с другими элементами и к определению степени родства этих связей.

*Серебро.* Золото совместно с медью и серебром образуют IV группу металлов. В соответствии с этим с медью и серебром у золота наиболее тесные геохимические связи, и три данные элемента почти постоянно в природных образованиях ассоциируют друг с другом. При этом самая тесная связь у золота с серебром. Серебро – наиболее родственный золоту элемент, его “родной брат”. Это обусловлено тем, что атомы золота и серебра ближе прочих между собой по термическим, структурным, размерным, энергетическим и иным показателям [62, 78]. Постоянно самородное золото и золотоносные руды содержат серебро: в виде самостоятельных самородных выделений, атомарных частиц и изоморфной примеси либо в форме серебросодержащих минералов. Самородное золото и руды золота без примеси серебра, хотя бы незначительной, в природных условиях не встречаются. Серебро является основной примесью, содержащейся в самородном золоте. Проба самородного золота определяется в решающей мере именно содержанием серебра.

Аналогичным образом золото является постоянной примесью, содержащейся в тех или иных количествах в самородном серебре, рудах и месторождениях серебра. Между содержанием золота и серебра как на месторождениях золота, так и на месторождениях серебра устанавливается обычно устойчивая корреляционная зависимость (не обязательно прямолинейная, положительная), особенно в пределах отдельных блоков и участков, характеризующихся стабильными или близкими к ним условиями рудоотложения. Это позволяет, зная содержание одного компонента, прогнозировать концентрацию другого. При этом в зависимости от величины абсолютного содержания золота (или серебра) коэффициент корреляции может иметь положительное либо отрицательное значение и разную абсолютную величину. При низких и умеренных содержаниях золота связь между золотом и серебром обычно прямая, положительная. При высоких и очень высоких (ураганных) содержаниях золота часто обратная – отрицательная. В связи с этим рекомендуется определять ее по различным классам содержаний отдельно.

В зависимости от резкого преобладания в рудах золота или серебра месторождения благородных металлов подразделяются на золотые и серебряные, в которых соответственно резко преобладает Au или Ag. Широко распространены золото-серебряные месторождения, в которых обычно важное значение имеют оба этих металла. По существу, в природных условиях устанавливается единый непрерывный ряд месторождений от собственно золотых к серебряным через золото-серебряные. Характерный пример — золото-серебряные месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, недавно детально рассмотренные в монографии Н.А. Шило с соавторами [116] и ранее неоднократно освещавшиеся в работах Н.А. Шило, А.А. Сидорова, В.Г. Моисеенко, В.Г. Хомича, В.И. Гончарова, М.М. Константинова, Р.Б. Умитбаева, М.С. Сахаровой и многих других геологов. Аналогичны и золото-серебряные месторождения в вулканогенных образованиях Монголо-Охотского субширотного пояса. Месторождения этих поясов лишь довольно условно могут быть разделены на золотые (Балей, Тасеевское, Многовершинное, Юрьевское, Покровское, Бамовское, Кубака), золото-серебряные (Хаканджа, Карамкен) и серебряные (Джукатское). Аналогичным образом устанавливается практически единый непрерывный ряд самородных образований этих двух металлов: от почти монометалльного высокопробного золота до самородного серебра с ничтожной примесью золота.

Однако при этом постоянно следует иметь в виду, что “чисто” золотых и серебряных месторождений в природе не бывает. Обязательно кроме одного благородного металла, в том числе резко преобладающего, содержится второй. Прием его абсолютное и относительное содержание даже при незначительном изменении условий минералообразования (изменения глубины залегания рудовмещающих структур, состава и пористости вмещающих, подстилающих или перекрывающих пород, степени их метасоматической проработки, рассланцевания и пр.) могут резко измениться. Это на первый взгляд тривиальное положение, к сожалению, в практике работ не всегда учитывается. В связи с чем отбираемые при оценке месторождений пробы нередко анализируются только либо на золото, либо на серебро. В результате это приводит к пропуску блоков или отдельных участков с повышенным биметалльным оруденением. Прежде всего данное положение характерно для близповерхностных вулканогенных месторождений. Соотношение между золотом и сереб-

и в них наиболее изменчиво ввиду резких градиентов Р-Т-Х условий рудообразования. Нередко месторождение, считающееся собственно золотым, при переходе на фланги либо в другие породы или другие горизонты становится золото-серебряным.

Показателем этого же явления служит и характер изменения пробы золота в пределах одного месторождения и даже рудного тела и горизонта. Постоянно в пределах одного и того же участка и даже одного и того же штуфа отдельные золотины незначительно либо существенно отличаются по содержанию золота и серебра. Нередко различный состав имеют разные участки золотин. Причины, определяющие региональные и особенно локальные изменения вариации пробы золота, множественны. Наряду с Р-Т-Х условиями минералообразования большое влияние оказывают, несомненно, явления перекристаллизации и регенерации — как правило, неоднократно проявляющиеся на месторождениях золота различных возрастов и генетических типов, прежде всего древних металлогенических эпох абиссальных и умеренных глубин.

Широко распространенное деление близповерхностных месторождений на собственно золотой, золото-серебряный и серебряный “геохимические” типы, предложенное М.М. Константиновым [61], следует понимать лишь в смысле указания того, какой металл, присутствующий на месторождении, на современном этапе играет главную роль в стоимостном отношении. Фактически же эта классификация не отражает абсолютное содержание серебра и золота в рудах и реальное соотношение между ними. К золото-серебряным месторождениям относятся месторождения, в которых золото и серебро содержатся не в равных количествах, а когда отношение  $Ag$  к  $Au$  менее  $1/20$ . При отношении серебра к золоту более  $1/20$  месторождения относятся к золотым, независимо от содержания серебра. Разумеется, такую классификацию нельзя считать строго выдержанной в геохимическом плане. Она скорее экономическая, нежели геохимическая. Все эти месторождения целесообразно относить к одной золото-серебряной формации или к одному золото-формационному ряду, как это, например, уже сделано в упоминаемой монографии [116].

Концентрация серебра в самородном золоте и рудах и соотношение между золотом и серебром являются функцией многих переменных, главные из них: палеотемпература и давление в рудообразующей системе, состав поступающих растворов и вмещающих

пород, степень метаморфизма руд. Обычно, но не всегда содержания серебра в рудах и в самородном золоте возрастают по мере уменьшения Р (глубины) и Т системы. Аналогичным образом сказывается чаще всего и повышенное количество карбонатных пород,  $S_{\text{ср.}}$  и сульфидов. Процессы перекристаллизации, переотложения и регенерации, развивающиеся в условиях наложенного или синрудного метаморфизма (регионального, локально-дислокационного, контактового термального), приводят, как правило, к значительному возрастанию пробы золота, к уменьшению в нем примеси серебра и других элементов, прежде всего ртути. Эти же процессы могут приводить и к общему уменьшению в рудах серебра, вплоть до его полного выноса. Способствуют возрастанию пробы самородного золота повышенное содержание в рудных телах кварца, особенно крупнокристаллического послесульфидного, сурьмы, фторапатита и хлоридов, фиксируемых в составе газовой-жидких включений в кварце, в том числе в виде кристалликов галита.

Можно полагать, что повышенные концентрации серебра в молодых близповерхностных месторождениях по сравнению с древними обусловлены не только различиями первичных геохимических условий рудоотложения, но и различной интенсивностью проявления наложенных процессов регенерации и метаморфизма. Прежде всего это касается месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации, в которой серебро встречается в виде самостоятельных минералов и в самородной форме. В случае вхождения серебра в виде примеси в состав других минералов оно удерживается сильнее и миграция его происходит слабее.

В среде, богатой хлором и фтором, серебро более реакционно-способно, чем золото, а в среде, богатой серой, — золото. В связи с этим золото и серебро в процессах минералообразования с участием хлора и фтора разделяются между собой [78]. При обилии хлора сродство к сере больше у золота, а в среде, обогащенной фтором, с серой ассоциирует серебро. Характерный пример — свинцово-цинковые рудопроявления на Буреинском массиве, подобные флюоритсодержащие месторождения Прибайкалья (им. Барвинского, Таборное и др.) и Якутии (Сардана). Они относительно обогащены серебром, но имеют низкие содержания золота.

**Медь.** Располагается в IV группе, как и золото, но на большем от него удалении, чем серебро, сразу же над серебром. Исходя из этого следует ожидать, что медь также должна иметь тесное, но более



слабое, чем серебро. геохимическое сродство с золотом. Иными словами, по силе геохимического родства с золотом медь должна стоять сразу же за серебром, т. е. занимать "второе" место. Фактические данные подтверждают такое заключение.

Как показывают многочисленные анализы, примесь меди в самородном золоте более обычна, чем предполагалось ранее. Она присутствует в самородном золоте месторождений различных генетических типов, в том числе скарновой, медно-порфировой, метаморфогенно-гидротермальной и плутоногенной золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций. Наиболее высокие содержания меди (1-20%) в самородном золоте характерны для месторождений, развитых среди осадочных и особенно магматических пород с повышенным содержанием меди. Золото-медные, золото-медно-никелевые и скарновые медьсодержащие золоторудные месторождения обычно характеризуются повышенной примесью меди в самородном золоте.

Известны и играют важную роль в золотодобыче месторождения золото-медной формации и золотосодержащие медные, в том числе собственно золото-медные, золото-медно-колчеданные и медно-порфировые.

Медьсодержащие минералы, прежде всего халькопирит, часто в повышенных количествах содержат золото. Присутствие золота (сотые-десятые доли граммов на тонну и выше) характерно для медно-колчеданных, медно-порфиновых и скарновых месторождений меди. Золото совместно с серебром отмечается также в месторождениях меди, представленных формацией медистых песчаников и сланцев, типа мансфельдских. Особенно высокие содержания золота (до 5 г/т и выше на блок) характерны для медно-никелевых месторождений норильского типа и медно-скарновых месторождений типа Турьинских на Урале и Бисби в США.

Повышенные содержания меди в опробуемых минерализованных зонах и отдельных телах, равно как и наличие первичных и вторичных геохимических ореолов меди, следует в связи с этим оценивать как положительное, хотя и необязательное явление при поисках и оценке золоторудных месторождений. Между содержанием меди и золота в рудах и месторождениях часто устанавливается прямая корреляционная связь, свойственная прежде всего месторождениям медно-порфировой и медно-колчеданной формаций. Сульфидный медьсодержащий концентрат, получаемый на обога-

тельных фабриках, в том числе на месторождениях не только золота, но и олова, вольфрама, железа, свинца, цинка и других металлов, практически постоянно содержит золото в количествах, рентабельных для промышленного извлечения при металлургической плавке, независимо от генетического типа месторождения и состава рудных компонентов.

В то же время следует иметь в виду, что медь, хотя и обладает большим геохимическим сродством с золотом, но эта связь не является очень тесной и обязательно прямой положительной. Высокие содержания меди и золота обычно пространственно разобщены. Медь занимает существенно иное положение в таблице Менделеева по сравнению с золотом. Связь ее с золотом на целый период (применительно к таблице) слабее, чем у серебра. В соответствии с этим геохимические особенности золота и меди существенно отличны, повышенные концентрации меди не обязательно сопровождаются и повышенными содержаниями золота, равно как и повышенные (по сравнению со среднефоновыми) содержания золота далеко не повсеместно сопровождаются повышенными количествами меди. В ряду вертикальной околорудной геохимической зональности золото и медь обычно занимают различное положение: медь — более нижнее по сравнению с золотом и особенно с серебром. В пределах золоторудных полей и месторождений известны кварцевые жилы и зоны со значительным и высоким содержанием халькопирита (до 30-40%), но не характеризующиеся повышенным содержанием золота по сравнению с аналогичными жилами обычной малосульфидной формации, развитыми на этих же участках. Такие случаи, в частности, наблюдались нами в Приамурье, Приохотье, Ленском золотоносном районе и других регионах. Нужна, очевидно, совокупность многих факторов, в том числе не только геохимических, определяющая совместное отложение повышенных концентраций меди и золота. Совместные повышенные концентрации меди и золота свойственны прежде всего вулканогенным медно-колчеданным месторождениям и магматогенным медно-никелевой формации.

Ртуть, как и золото, находится в девятом ряду шестого периода таблицы Менделеева. Более того, она непосредственно следует за золотом (порядковый номер ее в таблице 80), т. е. по горизонтали является ближайшим "соседом" золота и, казалось бы, должна иметь очень тесную связь с ним. Однако по электронному строению атомов, в отличие от золота, серебра и меди, ртуть входит не в IV группу, а в

Второй пример — золотоносный пояс, обрамляющий юг Сибирской платформы, включая Енисейский кряж, Западное, Северо-Западное Прибайкалье и Патомское нагорье [30]. Основное золотое оруденение здесь верхнедокембрийского — нижнепалеозойского возраста, представлено кварцевыми жилами “древней” глубинной малосульфидной формации и зонами золото-сульфидной вкрапленности сухоложского типа. Проявления и рудопроявления ртути располагаются по периферии этого трансрегионального пояса на расстоянии 50–100 км от его золотоносной части.

Аналогичная зональность в распределении золота и ртути намечается в Верхнем Приамурье и в Нагольном кряже, где основное золотое оруденение обусловлено герцинской металлогенической эпохой.

В менее глубинных условиях может наблюдаться пространственное совмещение ртутной и золоторудной минерализаций, приводящее к совместному нахождению значительных количеств ртути и золота. Как пример — Алай-Кокшаальская тектоническая зона южного Тянь-Шаня. Однако и в этом случае проявляется пространственная разобщенность основных концентраций золота и ртути: наиболее значительные проявления ртутного оруденения находятся в восточной части рассматриваемой зоны, а золотого — в западной. Наблюдается и совместное нахождение минералов ртути и золота. Самородное золото отмечается на ртутных месторождениях, в том числе в зернах киновари. С удалением от золоторудных проявлений содержания золота в киновари закономерно снижаются. Ртутные и золоторудные месторождения образуют в рассматриваемом регионе ряд золото-киноварных рудных формаций: кварцево-карбонатно-золото-селеново-киноварную, баритово-кварцево-карбонатно-золото-селеново-киноварную, кальцитно-золото-селеново-киноварную и барито-доломито-гидрослюдисто-золото-селеново-киноварную.

*Таллий* — ближайший “родственник” ртути, и если последнюю по положению в таблице Менделеева можно характеризовать как “родную сестру” золота, то таллий — “двоюродный брат”: порядковый номер его 81, у ртути — 80, у золота — 79. В соответствии с этим можно ожидать наличие довольно тесной геохимической связи золота с таллием. Фактические данные, особенно последних лет, подтверждают это. Ярче всего эта связь проявляется на близповерхностных месторождениях типа Карлин с повышенными содержаниями ртути. Содержания таллия на месторождениях собственно Карлин, Аллигатор-Ридж и Северный Моккасин соответственно в 19,5,

5,6 и 178 раз больше, чем в неминерализованных породах, а отношение  $K/Pt$  информативно при поисках золоторудных месторождений, в том числе погребенных. Оно существенно уменьшается в минерализованных породах в сравнении с неминерализованными [45]. Это же свойственно для  $Rb/Pt$  отношения. Установлена необычайно тесная корреляция содержаний таллия и золота при биогеохимических методах поисков: коэффициент корреляции достигает 0,91. При этом концентрация таллия оказалась в среднем в 9,2 раза выше, чем концентрация золота [45].

*Элементы платиновой группы* (платина, палладий, рутений, родий, осмий, иридий). Тесная геохимическая связь золота с элементами платиновой группы несомненна: по порядковому номеру в таблице Менделеева платина является ближайшим "соседом" золота. Но надо признать, что это, казалось бы, очевидное тесное сродство золота с металлами платиновой группы ранее недооценивалось, да и в настоящее время большинством геологов все еще не в полной мере учитывается.

Показательна в этом отношении проблема металлоносности углеродистых сланцев, содержащих многие месторождения золота, в том числе крупные и весьма крупные (Майское, Нежданниковское, Маломыр, Голец Высочайший, Сухой Лог, Олимпиадинское, Мурунтау, Косманачи, Бакырчик, Амантай Тау, Кумтор и др.). В последнее время получен целый ряд данных, указывающих на значительное содержание в них платины (до 1,5-8,5 г/т) и осмия (0,3-4,2 г/т) в тесной ассоциации с золотом.

При этом важно подчеркнуть, что помимо платиноидов в тонкодисперсной форме (резко преобладают), уже привлечших к себе внимание, но трудноизвлекаемых, в рассматриваемых месторождениях (или на их флангах) присутствуют выделения и крупнозернистых платиноидов, накапливающиеся в россыпях совместно с золотом. Такие платиноиды уже установлены в золотоносных россыпях практически во всех местах развития терригенно-углеродистых толщ (вплоть до значительных концентраций), в том числе в Ниманском, Кербинском, Унья-Бомском золотоносных районах Приамурья, Лангерийском золотоносном районе о-ва Сахалин, в Ленском золотоносном районе (прииск "Светлый" и др.), во многих золотоносных районах Приамурья, Приохотья, Якутии и Прибайкалья. В коренном залегании проявления такой платиноидной минерализации пока еще не обнаружены. Можно полагать, что они будут, скорее всего, выявлены в участках, потенциально наиболее благоприятных для по-

отложения и концентрирования платиноидов (как и золота) — в местах повышенной гипергенной или метаморфогенно-гидротермальной проработки пород и сопутствующего метасоматоза.

Тесная пространственно-временная и геохимическая связь золота и платиноидов в углеродистых толщах несомненна. Особенно хорошо она выражена для палладия и золота: коэффициент корреляции достигает  $+0,8 \div +0,95$  [56]. Повышенные первичные концентрации платиноидов и золота имеют, безусловно, один и тот же генезис. Для золота в настоящее время он большинством геологов признается как осадочно-гидротермальный или метаморфогенно-гидротермальный, хотя первоначально и рассматривался как магматогенно-гидротермальный. Применительно же к платиноидам ситуация на сегодняшний день иная. Из-за все той же “инерционности мышления” (на которую мы обращали внимание во Введении) и отдавая дань магматогенной концепции, большинство геологов связывает их с мафит-ультрамафитовым интрузивным магматизмом. Типичны в этом отношении представления, развиваемые А.Ф. Коробейниковым [65]. Однако можно полагать, что платиноиды, как и золото, отлагались в процессе осадконакопления из подводных эксгаляций и гидротерм. Показатель этого — установление нами наиболее высоких содержаний Pt (до 8-10 г/т) в конкрециях гидротермально-осадочного пирита среди таких толщ. Источником платиноидов для них явились, скорее всего, глубинные термы, а также различные породы, слагающие ложе бассейнов осадконакопления, в том числе мафитовые и ультрамафитовые, из которых они их выщелачивали и отлагали на дне бассейнов подобно процессу формирования осадочно-гидротермальных колчеданных месторождений. То есть связь платиноидов с мафит-ультрамафитовыми породами в терригенно-углеродистых формациях может быть, но она не прямая генетическая, а опосредованная.

Вообще же надо признать, что платиновое оруденение, отмечающееся в углеродистых толщах, еще не привлекло к себе должного внимания, хотя и начало активно изучаться (А.Ф. Коробейников, Н.П. Лаверов, Г.И. Митрофанов и др.). В работах, посвященных прогнозной оценке тех или иных территорий на платиноиды, золото-платиновый тип оруденения в углеродистых толщах, как правило, не прогнозируется. Между тем по аналогии с золотом можно надеяться, что в будущем, самом ближайшем, он окажется главным, наиболее важным в практическом отношении. Для платиноидов, как и неславно для золота, будут обнаружены и получат признание биофиль-

ные свойства — сильно выраженная связь с органическим веществом, особенно содержащим серу, мышьяк, золото.

Платина и элементы ее группы, кроме месторождений золото-углеродистой формации, характерны, естественно, и для месторождений золота других типов. Повышенные содержания их свойственны прежде всего золотосодержащим медно-никелевым месторождениям пентландит-пирротин-кубанит-халькопирит-пиритового состава, особенно для сплошных сульфидных руд, генетически связанных с основными и ультраосновными породами. Значительные количества платины отмечаются и в собственно золотых месторождениях — скарновой золото-медной формации, а также в золотосодержащих месторождениях этой формации. При этом часто фиксируется прямая корреляционная связь между содержанием меди, золота и платины. Платина, палладий, осмий, родий отмечаются также в золотосодержащих медно-порфириновых месторождениях. В медистых битуминозно-углистых сланцах (цехштейн) типа Мансфельда (Польша) содержания платины достигают 10-370 г/т, палладия — 10-120 г/т, иногда 1000 г/т, серебра — 2-1100 г/т и золота — от 10 г/т до 2 кг/т.

Отмечено присутствие платиноидов в промышленных концентрациях и в гидротермальных близповерхностных кварцевых жилах с золото-серебряным оруденением. Характерный пример — месторождение Ватерберг (ЮАР), где кварцевые жилы мощностью до 20 м прослеживаются на 2-3 км в фельзитовых туфах и содержат платиновые минералы, главным образом платину, в виде включений коллоидной структуры (размером до 0,6 мкм) в гребенчатом кварце и халцедоне в ассоциации с гематитом и другими окислами. Платиноиды присутствуют в железистых кварцитах, а также в золотосодержащих медистых песчаниках Восточной Сибири. Медного пояса Южной Африки и в других регионах. В свою очередь золото практически постоянно содержится в существенных количествах в месторождениях платины. Так, в месторождениях ЮАР (Бушвельдская провинция) при среднем содержании платины 3-6 г/т золота содержится 0,1-0,2 г/т. С 1926 по 1978 г. здесь добыто 969 т платины и попутно 38,7 т золота.

Основным минералом — носителем платины и палладия чаще всего являются халькопирит и пирит. Эти же сульфиды характеризуются чаще всего и повышенным содержанием золота. В ассоциации с платиноидами кроме меди и самородного золота наблюдаются теллуриды золота и серебра — гессит, калаверит, сивьянит. Отмеча-

ется и самородное серебро. Ассоциации  $Au+Pt+Ir+Os$  и  $Au+Ag+Cu+Pt+Ti$  устойчивые. Обращает на себя внимание также повышенная обогащенность платиноидами высокоуглеродистых гидротермальных брекчий из зон разломов рудных тел, развитых среди углеродистых сланцев. Так, на месторождении Мурунтау в графитовых тектонитах, секущих золоторудные тела, по данным четырех проб содержание платины составило 13,61 г/т, палладия — 8,74 и осмия — 4,22 г/т [56]. В то же время во вмещающих углеродистых алевролитах и филлитах нижнего бесапана по данным 10 проб: палладия — 0,3 г/т, осмия — 0,29 г/т и платины — 0,61 г/т. На золоторудном месторождении Кумтор в метасоматитах с графитом содержание платины составило 1-2 г/т, палладия — 0,9-5,0 г/т при содержании золота 0,4-13,5 г/т. В керогене польских медистых сланцев платины до 700, иридия и палладия до 400 г/т [127].

Повышенные содержания платиноидов в связи с органикой свойственны, как известно, и древним ураноносным и золотоносным конгломератам типа Витватерсранда. Платиноиды здесь присутствуют главным образом в виде осмия, платинистого иридия, сперрилита, бреггита, куперита. Отмечается иридиистое и платинистое золото. Совместно с золотом и платиноидами руды Витватерсранда содержат также серебро, количество которого обычно в 20 раз ниже, чем золота. Содержание золота  $\delta$ -20 г/т, платиноидов — 0,03-0,003 г/т.

Платиноиды часто присутствуют и в обычных россыпных месторождениях золота в виде редких знаков или повышенных количеств, заслуживающих попутной добычи, в том числе не только в традиционных районах добычи платины, но и в регионах, где месторождения и даже проявления платиноидов вообще не известны. В зависимости от содержания платины выделяются россыпи: золотоносные — практически без платины, золотоносные — с незначительным количеством платины, золото-платиновые — с промышленным содержанием самородного золота и платины и платиноносные с примесью золота.

Значительные количества платиноидов отмечаются прежде всего в тех россыпях, в районах распространения которых известны массивы или дайки основных или ультраосновных пород (Урал, Приохотье — Кондер и др.). Однако, как уже отмечалось, во многих случаях (Якутия, Приамурье, Магаданская область, Восточная Сибирь и др.) платиноиды выявлены на площадях, сложенных угле-

родсодержащими осадочными и вулканогенно-осадочными формациями, где основные и ультраосновные породы не обнаружены. В этих случаях, как на Витватерсранде и в мансфельдских углеродсодержащих сланцах, платиноиды, вероятно, первично имели осадочную либо осадочно-гидротермальную природу, а впоследствии укрупнились и перераспределялись подобно золоту.

В целом можно констатировать, что платина и элементы ее группы весьма характерны для золоторудных месторождений, особенно углеродистой формации. Можно полагать, что по мере развития более детальных исследований и усовершенствования методики определения платиноидов список золоторудных месторождений, содержащих их в повышенных количествах, все более будет расширяться. Наибольшее внимание в этом плане должны привлечь золото-сульфидная минерализация в углеродистых толщах и халькопиритсодержащие золотоносные зоны различных формационных типов, в том числе уже обнаруженные и разведанные, развитые в различных регионах. При тщательном ревизионном опробовании в них могут быть выявлены повышенные концентрации платиноидов, рентабельные для попутного извлечения совместно с золотом. Дополнительного опробования на золото и платиноиды заслуживают и "обычные" колчеданные месторождения, развитые в углеродсодержащих толщах.

*Железо.* Геохимическое сродство золота с железом в настоящее время общепризнано и учитывается в практике прогнозирования и оценки золоторудных месторождений. Наибольшую роль в этом отношении сыграли работы Ю.Г. Шербакова [121]. Ввиду того что железо относится к числу элементов, широко распространенных в природе, связь золота с железом проявляется широко, легко обнаруживается и многообразна. Железосодержащие породы и минералы имеют, как правило, повышенные кларковые и новообразованные концентрации золота. Характерна избирательная приуроченность большинства золоторудных месторождений к железосодержащим породам: основным и ультраосновным, магматическим и осадочным, особенно углеродистым, содержащим железистые карбонаты. В железистых кварцитах нередко повышенные промышленные концентрации золота. В зеленокаменных поясах при прочих равных условиях наиболее золотоносны те части разрезов, которые наряду с мафитами и ультрамафитами содержат прослой, пачки или горизонты железистых кварцитов. Среди сульфидов обычно наиболее золото-



носны железосодержащие разности; железистые карбонаты более золотonosны в сравнении с магнезиально-кальциевыми и пр.

По особенностям строения атома золото и железо близки — относятся к d-элементам. Вместе с тем, несмотря на явное геохимическое сродство золота с железом, следует иметь в виду и существенные различия в геохимии железа и золота, что вытекает из их явного различного положения в таблице Менделеева. В ней железо значительно удалено от золота: порядковый номер его 26, а золота — 79. В типично железорудных месторождениях золото содержится, как правило, в незначительных или очень незначительных количествах, и неслучайно проблема золотоносности железистых кварцитов возникла в последние годы в связи с общим возросшим техническим уровнем и возможностями производства. Повышенные концентрации золота, отмечающиеся в железорудных месторождениях (например, на Курской магнитной аномалии), связаны с минеральными ассоциациями (обычно сульфидными), накладывающимися на предшествующие собственно железорудные. В золоторудных месторождениях высокие содержания железа очень редки, хотя и отмечаются (например, в золотомагнетитовых скарнах и скарноидах). Положительная корреляционная связь между содержанием в рудах золота и железа — редкое явление, хотя в магматических горных породах она довольно тесная с окисным железом (0,63).

*Мышьяк.* По положению в таблице Менделеева этот элемент значительно отличается от золота, однако в золоторудных месторождениях присутствует в различных количествах постоянно (в зависимости от их минерального состава) — от сотых-десятых долей процента до нескольких процентов. Трудно назвать конкретное месторождение золота, где бы отсутствовали ореолы мышьяка и мышьяк-содержащие минералы. Обусловлено это, можно полагать, в решающей мере повышенной летучестью мышьяка, как и золота, близостью их атомных и ионных радиусов и хорошо выраженными халькофильными свойствами того и другого. В геохимическом плане при поисках золоторудных месторождений мышьяк (помимо самого золота) — наиболее информативный и надежный показатель: практически месторождения всех золоторудных формаций так или иначе проявляются в виде его ореолов, хотя и в различной мере контрастных.

В зависимости от количества арсенопирита и(или) мышьяксодержащего пирита содержания мышьяка могут быть различными:

незначительно (в 1,3-2,0 раза), существенно (в 2-10 раз) или во много раз превышающими среднефоновые.

Многие месторождения золота (например, Мурунтау) были выявлены при заверке мышьяковых аномалий. В большинстве золоторудных месторождений наиболее золотоносный сульфид — арсениопирит. Характерны также повышенные содержания золота и для других мышьяксодержащих сульфидов — теннантита ( $Cu_3AsS_3$ ) и энаргита ( $Cu_3AsS_4$ ). Часто между содержанием золота и этих минералов в рудных зонах и жилах устанавливается положительная корреляционная зависимость. Примеры: месторождения Маломыр (Приамурье), Майское (Магаданская область), Нонинское (Буреинский массив), Бакырчик (Казахстан). Олимпиадинское (Енисейский край) и др.

Среди пиритов различных генетических типов обычно золотоносны те разности, которые обнаруживают присутствие мышьяка. Среди сульфосолей наиболее золотоносны мышьяксодержащие разности.

В то же время следует иметь в виду, что в отличие от элементов, геохимически более родственных золоту (серебро, медь, платина), повышенные и особенно высокие концентрации мышьяка далеко не всегда сопровождаются значительными количествами золота, превышающими среднефоновые. Более того, минеральные ассоциации с высоким содержанием арсениопирита обычно не золотоносны. Тесная связь мышьяка с золотом характерна для сульфидов ранних дожилых минеральных ассоциаций, сформированных в условиях дефицита кислорода, т. е. для тонкодисперсного раннего золота. Основное количество кварцевожильного золота, отлагающееся из растворов одним из последних (в соответствии с его положением в ряду напряжений Бекетова) в субаэральных условиях, кристаллизуется позже арсениопирита — в ассоциации с мышьяксодержащими сульфосолями, галенитом. Ранние жильные минеральные ассоциации, часто состоящие из повышенных количеств арсениопирита, не золотоносны либо слабо золотоносны. В свинцово-цинковых, оловянных, молибденовых, вольфрамовых и прочих месторождениях нередко встречающиеся повышенные концентрации арсениопирита обычно вообще не золотоносные либо очень слабо золотоносные.

*Сера.* Сера обычно всегда присутствует в месторождениях и рудопроявлениях золота — это следствие ее халькофильных свойств. Но содержание серы в рудах может быть различным: от сотых-десятых

долей процента до нескольких десятков процентов. При полном отсутствии сульфидов (например, в жильном кварце) золото не обнаруживается.

В то же время еще более, чем для мышьяка, проявлено отсутствие прямой положительной корреляционной связи между содержанием золота и серы — следствие большей удаленности последней в таблице Менделеева от золота. Между золотом и серой прямая положительная корреляционная связь отмечается (месторождения Маломыр, Сухой Лог, Голец Высочайший и др.), но редко — в локальных участках, структурно благоприятных для осаждения сульфидов и золота. Многие сульфиды, прежде всего пирит, еще большие “космополиты”, чем золото. Содержатся они, в том числе в высоких количествах, в различных геологических образованиях, независимо от наличия золота.

*Вольфрам.* Этот элемент до недавнего времени считался “чуждым” золоту [96]. Известное присутствие его в золоторудных месторождениях связывалось с наложенными стадиями или этапами минералообразования. К настоящему времени накоплен большой эмпирический материал, однозначно указывающий на то, что вольфрам типичен для многих золоторудных месторождений. Согласуется это и с положением вольфрама в таблице Менделеева: в ней он является ближайшим соседом металлов платиновой группы, тесное геохимическое сродство которых с золотом не вызывает сомнений.

При этом устанавливается любопытная особенность в распределении вольфрама: фиксируется он в существенных количествах не во всех рудопроявлениях и месторождениях золота, а, как правило, лишь в тех, которые имеют исходные породы, содержащие в значительных количествах кальций — известковистые сланцы, туфы и туффиты, плагиоклазсодержащие гранитоиды, вулканы среднего и основного состава, габброиды, различные плагиоклазиты. Кальций необходим для осаждения из растворов вольфрама в виде шеелита ( $\text{CaWO}_4$ ). Вольфрамит ( $\text{Mn, FeWO}_4$ ) и гюбнерит ( $\text{MnWO}_4$ ) отмечаются в золоторудных месторождениях, но очень редко.

Содержится шеелит в месторождениях золота различного генезиса, возраста и глубины формирования, в том числе в докембрийских зеленокаменных поясах, в близповерхностных мезо-кайнозойских вулканогенных месторождениях, в образованиях кремнисто-углеродистой формации метаморфогенного и полигенного генезиса и даже в грейзенизированных гранитах в ассоциации с золотом. Ос-

новой процесс, приводящий к высвобождению кальция и связыванию вольфрама в виде шеелита — декарбонизация и альбитизация плагиоклазов. Ассоциация кварц + альбит + шеелит + золото — парагенетическая. Отлагается шеелит в соответствии с этим преимущественно в эндо- и экзоконтактах кварцевых жил и прожилков. Минеральные выделения его часто довольно крупные, от 1-2 мм до нескольких сантиметров, но визуально (звиду внешней схожести шеелита с кварцем) трудно диагностируемые. В то же время они эффективно выделяются при коротковолновом ультрафиолетовом облучении.

Содержания шеелита в золоторудных месторождениях различны — от редких знаков до весовых концентраций в протолочках, рентабельных для извлечения, особенно попутно с золотом.

В Приамурье высокие концентрации шеелита в золотоносных кварцевых жилах, приводящие к образованию золото-шеелитовых россыпей, установлены во многих местах: в Тумнинском золотоносном районе, на Унгличканском и Харгинском (жила Шеелитовая) месторождениях, в пределах Токурского рудного поля (участок Иннокентьевский), на Березитовом рудном поле и на ряде других участков. Повышенные содержания шеелита характерны для таких крупных месторождений золота, как Мурунтау, Кумтор, Олимпиадинское, Березовское. В свою очередь повышенные содержания золота (до 1,5 г/т) отмечаются во многих месторождениях вольфрама, где последний представлен шеелитом. Характерный пример — крупное Лермонтовское месторождение в Приморском крае.

По мере возрастания степени изученности месторождений и полноты извлечения полезных компонентов повышенные количества шеелита обнаруживаются во все большем числе месторождений, включая и ранее традиционно считавшиеся только золотосодержащими. Характерный пример — Тумнинский золотоносный район Нижнего Приамурья. Здесь давно известны и даже отработывались кварцевые золотоносные жилы, оцененные как монометалльные. Но, оказывается, во многих из них присутствует в высоких количествах шеелит, рентабельный для попутного извлечения. Еще более показательный пример — докембрийские зеленосланцевые пояса Велигалли и Андхра-Прадеш юга Индии с известными еще с доисторических времен месторождениями Колар, Хьюти и Рамагири. Лишь относительно недавно [139] в этих поясах были установлены золотосодержащие кварцевые жилы с повышенным содержанием шеелита

в виде кристаллов размером до 4 см в диаметре, количество которых возрастает по мере приближения к боковым плагиоклазсодержащим метабазитам. Весьма характерным является то, что содержания вольфрама в почвах над шеелитоносными телами достигают здесь 6 г/т, а в обломках кварцевых пород — 0,4 г/т.

Важным фактором, указывающим на геохимическое сродство золота с вольфрамом, является повышенный кларк золота в шеелите и вольфрамите — 5-12 мг/т.

*Фосфор.* Этот элемент геохимически тесно связан через титан и марганец с железом и, следовательно, как и золото, обладает сидерофильными свойствами. В то же время он характерен для многих растительных и животных организмов, т. е. является типично биофильным элементом, что также свойственно и золоту. Установлены повышенные содержания золота в фосфоритах и Са-фосфатах. Фосфор, как и золото, тесно связан с кремнием (кремнистые фосфориты) и серой — своими “соседями” по таблице Менделеева.

В связи с этим присутствие в существенных количествах фосфора на золоторудных месторождениях, преимущественно в виде фтористого апатита и кальциевых фосфатов, — распространенное явление, хотя на первый взгляд и кажется довольно странным. Апатит, в частности, характерен для близповерхностного Многовершинного месторождения золото-серебряного формационного ряда. Геохимически он тесно ассоциирует также с золотом на Алданском щите в пределах Селигдарской фосфатоносной провинции. в связи с чем рекомендуется здесь для использования при оценке перспектив золотоносности [103]. Фосфорсодержащие минералы (апатит, курскиит-франколит, церулеолактит, сванбергит, бирюза) установлены на золото-серебряных месторождениях Кызылкумов и также рекомендуются в качестве поискового признака на золото-серебряное оруденение [125]. Установлены фосфаты в составе золотоносных кварцевых жил Якутии и Ленского золотоносного района. Более того, в этих районах намечается положительная корреляционная зависимость между содержанием золота в жилах и фосфора (апатита).

Источником фосфора являются вмещающие породы, из которых он мобилизуется при магматических, метаморфических и собственно метасоматических процессах.

*Сурьма* — элемент, довольно часто встречающийся в золоторудных месторождениях, но в существенных количествах лишь в относительно слабоэродированных рудных телах и минерализованных

зонах. Хорошо известен золото-сурьмяный тип месторождений, представленный антимонитовыми или кварц-антимонитовыми жилами (Сарылахское месторождение в Якутии, Ленинское в Верхнеселемджинском золотоносном районе, Дяппе в Нижнем Приамурье, Красногорско-Милешовская группа рудопроявлений и месторождений в Чехословакии и др.). Слабозолотоносные антимонитовые и кварц-антимонитовые жилы выявлены в пределах Софийского и Харгинского золотоносных узлов Среднего Приамурья, на Буреинском массиве в пределах Ерикского узла и на многих участках в Приморье.

Образование их связано с заключительными этапами гидротермальной деятельности. Содержание антимонита может достигать 60-95%.

Содержания золота в ассоциации с антимонитом обычно низкие (1-4 г/т) или очень низкие (десятые-сотые доли грамма на тонну). Высокие концентрации (10-15 г/т и более), свойственные месторождению Сарылах в Якутии, отмечаются редко, в отдельных жильных телах и зонах. Такие жилы, в частности, известны на Енашиминском (Олимпиадинском) месторождении Енисейского края и на Майском Магаданской области. В подавляющем же большинстве случаев массивные антимонитовые руды, слагающие гнездовые, линзовидные и жиллообразные тела или образующие зоны прожилково-вкрапленной минерализации, не золотоносны либо слабо золотоносны — следствие различного положения золота и сурьмы в таблице Менделеева (рис. 2).

В генетическом плане есть основания месторождения золото-антимонитовой формации связывать с мобилизацией сурьмы и золота из вмещающих толщ (расположенных на уровне локализации рудных тел или несколько глубже) при процессах метаморфизма и катагенеза. Последние обычно представлены терригенно-углеродистой формацией. На это, в частности, указывает специфичное расположение месторождений и рудопроявлений такого состава — в краевых частях регионально проявленных зональных метаморфических поясов, а также выявленная экспериментально И.Я. Некрасовым легкая растворимость золота в сурьмасодержащих растворах с образованием устойчивого комплекса  $H_2AuSbS_3$ . Этим можно объяснить и установленные случаи растворения низкопробного золота ранней генерации, ассоциированного с кварцем, сурьмянистыми растворами, с переотложением его в виде рудных столбов (с высокопробным золотом) в ассоциации с антимонитом.

Помимо наличия месторождений золото-антимонитозой формации (с высоким содержанием антимонита) геохимическая связь золота с сурьмой проявляется, кроме того, в развитии среди вулканогенных поясов близповерхностных золоторудных месторождений золото-сульфо-антимонитового типа [116]. Типичный представитель – месторождение Карамкен Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В отличие от золото-антимонитовых месторождений общее содержание сурьмы в таких месторождениях очень незначительное и представлена она в основном теннантитом. Формирование оруденения происходило в условиях не относительно низких градиентов  $P$  и  $T$ , как это свойственно месторождениям золото-антимонитовых руд с высокопробным золотом, а при резком падении давления и резком изменении окислительно-восстановительных условий.

В целом, как видно, связь золота с сурьмой отмечается, но она не слишком тесная и проявляется непостоянно.

*Молибден.* Этот элемент геохимически тесно связан с вольфрамом, а через него – с золотом. Однако, как видно из таблицы Менделеева, более удален от золота и, соответственно, менее тесно ассоциирует с ним. Связь молибдена с золотом проявляется также и благодаря его халькофильным свойствам, через медь и серу.

Золото в ассоциации с молибденом характерно прежде всего для медно-порфировых месторождений: медно-молибден-порфирового, молибден-медно-порфирового и золото-медно-порфирового типов. В собственно молибден-порфировых месторождениях существенные концентрации золота отмечаются, но значительно реже. В обычных малосульфидных кварцевожильных месторождениях (например, Белуха в Забайкалье, Умалта в Верхнебуреинском районе) золото не содержится или почти не содержится. В отдельных случаях оно присутствует, составляя десятые доли грамма на тонну, иногда – до 1,5–2,0 г/т, в виде самородных выделений, приводящих к образованию золотиносных россыпей, рентабельных для отработки. Характерный пример – Вершино-Шахтаминское месторождение молибдена в Забайкалье с повышенным содержанием сульфидов полиметаллической ассоциации, сопровождающееся золотиносными россыпями.

В собственно золоторудных месторождениях молибден (в виде молибденита) в заметных количествах, как правило, не устанавливается. В то же время он устанавливается в месторождениях, переходных по условиям образования между типично порфировой фор-

мацией и гипабиссальной глутоногенной. Характерные примеры — месторождения Пионер, Бургали и Бургаликан Умлекано-Огоджинского вулканогенного пояса в Приамурье.

Чаще всего присутствие молибденита в кварцевожильных золоторудных месторождениях связано с наложенными (по отношению к отложению золота) процессами.

**Прочие элементы.** Из прочих элементов наиболее родственны золоту *теллур* и *селен*. Оба этих элемента находятся, как молибден и вольфрам, в VI группе таблицы Менделеева и тесно связаны с серой. При этом довольно четко проявляется корреляционная зависимость между теснотой связи этих элементов (как и других) с золотом в зависимости от их положения в таблице Менделеева: чем ближе элемент к золоту в таблице, тем сильнее его геохимическая связь с ним. Они отмечаются в виде примеси в самородном золоте и, кроме того, образуют теллур- и селенсодержащие минералы (в первую очередь характерные для близповерхностных месторождений) — теллуриды и селениды. Известны месторождения золота с промышленными содержаниями теллура или селена. Соответственно выделяются золото-теллуrowый и золото-селеновый типы или подтипы месторождений.

При этом довольно четко проявляется различная степень геохимического родства золота с теллуром и селеном, вытекающая из их различного положения в таблице Менделеева (рис. 2). Селен имеет порядковый номер 34 и находится в 5-м ряду, теллур располагается в 7-м ряду, а порядковый номер его 52, т. е. он ближе к золоту. Теллур намного теснее связан с золотом, нежели селен. Золото-теллуrowые месторождения (Агинское на Камчатке, Голдфилд, Крипл-Крик и Киркленд Лейк в США, Калгурли, Кулгарди в Австралии, Тавуа и Акупан на островах Фиджи, Зодское в Армении, Нагиач, Сэкэрэмб в Румынии и др.) широко распространены и имеют важное значение. Золото-селеновые месторождения (Реджинг-Лебонг — Индонезия, Репаблик — США, Айзенберг — Западная Европа и др.), хотя и давно известны, но имеют намного меньшее значение. Повышенные концентрации золота, серебра и селена отмечаются в них (месторождение Репаблик: среднее содержание золота 41 г/т, серебра — 318 г/т, селена — 160 г/т), но быстро убывают с глубиной и выклиниваются [78].

**Уран** в ряде случаев имеет тесную парагенетическую связь с золотом.



В геохимическом плане золото и уран во многом сходны: обладают повышенной подвижностью при процессах седиментогенеза, катагенеза, метаморфизма и гранитизации, легко растворимы в гидротермальных системах, оба они явно тяготеют к терригенно-углеродистым толщам, часто образуя в них промышленные концентрации и пр. В связи с этим генетические типы месторождений золота и урана одинаково разнообразны и сходны, а геологические условия повышенных концентраций близки или однотипны.

Однако при этом следует признать, что в подавляющем большинстве случаев промышленные концентрации золота и урана пространственно разобщены между собой. Золото-урановые месторождения типа Витватерсранда в Южной Африке и Аллигейтор-Риверс в Австралии, в которых одновременно в повышенных количествах содержатся и золото, и уран (а часто фосфор), характерны для терригенно-углеродистых формационных образований, и то далеко не всегда. Решающую роль в них играют  $C_{\text{орг}}$  — активный осадитель золота и урана из водных растворов различного генезиса, а также биофильность золота и урана.

*Свинец и цинк* часто присутствуют в золоторудных месторождениях, но далеко не всегда. Во многих случаях они содержатся в количествах, не превышающих среднефоновые. Их можно рассматривать как элементы, имеющие “удаленную” геохимическую связь с золотом — главным образом через серу и железо. Наличие их, прежде всего свинца, в незначительных количествах (от сотых-десятых долей процента до 2-5%) следует рассматривать как положительный фактор при оценке той или иной минерализации на золото. Вместе с тем минеральные образования с высоким содержанием свинца и(или) цинка (полиметаллические руды) содержат золото, как правило, в низких концентрациях — не более 0,1-0,2 г/т. И только в редких случаях содержания золота могут быть относительно высокими — 4-6 г/т. очень редко — выше.

*Натрий и калий*, которым многими исследователями, начиная с А.Е. Ферсмана, придается большое значение в формировании месторождений золота, особенно близповерхностных и гипабиссальных, в том числе при установлении возможных форм переноса золота и состава растворов, играют, по нашему мнению, косвенную, опосредованную роль. Химический потенциал их в минералообразующих растворах и содержание в рудных телах определяются в решающей мере минеральным и химическим составом вмещающих пород (включая корневые части минерализованных зон), а также Р-Т ус-

ловиями минералообразования. Устойчивой геохимической связи их с золотом не обнаруживается. Коэффициенты корреляции даже в пределах различных участков одного и того же месторождения (с близкими или одинаковыми содержаниями золота) могут быть существенно различными: положительными или отрицательными, статистически значимыми или незначимыми. В ряду напряженности металлов Бекетова калий и натрий наиболее удалены от золота, занимая соответственно первое и второе места.

Вместе с тем калий и натрий являются, несомненно, важными индикаторами условий формирования как магматических комплексов, так и осадочных толщ. В соответствии с этим породы (осадочные и магматические) с различным их содержанием часто имеют различные значения для рудособразования. При прочих равных условиях наиболее благоприятно наличие гранитоидов, характеризующихся натриевым типом щелочности, представляющих собой продукты дифференциации базальтоидных магм. Это так называемые гранитоиды “пестрого” ряда диорит-плагиогранитной формации. Именно с ними обычно тесно связаны золоторудные месторождения и рудопроявления. Характерный пример – гранитоиды нижнеамурской серии в Нижнем Приамурье. С собственно калиевыми гранитами проявления золота ассоциируют намного реже.

В то же время золотое и особенно золото-серебряное оруденение в пределах вулканических поясов обычно ассоциирует с калиевыми магматическими образованиями. Характерно это, в частности, для Охотско-Чукотского вулканогена. В его пределах золото-серебряное оруденение ассоциирует с калиевыми риолитами, а собственно золотое – с андезито-дацитами и андезитами.

Сопровождение рудных полей золото-серебряных месторождений ореолами калия лежит в основе производительного аэрогаммаспектрометрического метода поисков.

Пачки углеродистых сланцев, несущих повышенную прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию, отличаются калиевым типом специализации – явным преобладанием калия над натрием. При преобладании натрия над калием золото-сульфидная минерализация в них отсутствует либо развита, но намного слабее [22].

*Олово* имеет довольно противоречивую и сложную связь с золотом [9]. В подавляющем большинстве случаев повышенные концентрации олова и золота пространственно разобщены между собой. Основные золотоносные провинции (Ленская, Саяно-Алтайская,

сейская, Среднеазиатская и др.) не содержат месторождений олова. В первую очередь это свойственно древним металлогеническим эпохам. В то же время в более молодых металлогенических провинциях, прежде всего мезозойских, может происходить частичное пространственное совмещение оловянной и золоторудной минерализаций.

Поведение олова и золота существенно различно в областях генерации растворов и рудообразования. Области генерации оловоносных и золотоносных растворов могут быть сближены, но рудо локализирующие участки, как правило, разобщены. По мере повышения градиентов Р-Т-Х рудообразующих систем пространственная сближенность оловорудных и золоторудных концентраций становится все более возможной, что и наблюдается в областях хорошо выраженной тектоно-магматической активизации (складчатое обрамление Буреинского и Колымского срединных массивов и др.). При этом золотое оруденение значительно предшествует развитию оловоносной минерализации.

### *Степень сродства самородного золота с различными элементами и минералами*

В силу отмеченных свойств золото, как видно, может находиться в парагенетической связи практически со всеми элементами. Это удивительно “космополитичный” элемент: “запрещенных” или “чуждых” для него элементов в природе нет. Вместе с тем, разумеется, частота встречаемости его с различными элементами и степень сродства с ними явно не одинакова, что целесообразно учитывать и использовать в практике поисковых и оценочных работ и при составлении различного рода металлогенических карт и обобщений.

Исходя из вышеизложенного и используя эмпирически накопленные данные, в общем виде можно наметить следующий ряд убывающей степени геохимической связи (сродства) элементов с самородным золотом для природных минеральных образований:

Ag, Cu, Pt(Ru, Rh, Pd), Fe(Ni, Co), C, S, As, Te(Se), Cl(F, Br, J), O, Hg, Tl, W, Si, P, U, Sb, Pb, Zn, Mn, Mo, Bi, Mg, K, Na, Ba, Ca.

Естественно, данный ряд следует рассматривать как обобщенный, генерализованный. Он отражает роль перечисленных элемен-

тов в формировании золоторудных месторождений (в порядке ее ослабления). Применительно к конкретному геолого-формационному типу месторождений и конкретной геологической ситуации положение элементов в приведенном ряду может несколько или существенно изменяться, свидетельствуя о специфике конкретного процесса рудообразования – мере отклонения его от некоей общей генерализованной закономерности, устанавливающейся эмпирически и присущей в целом процессу формирования золоторудных месторождений, независимо от генезиса.

По мере накопления новых данных предложенный ряд будет, можно полагать, претерпевать трансформацию. Наиболее дискуссионно на современном этапе положение элементов, выступающих в роли активных окислителей – O, Cl, F, Br, I. Роль их и геохимические свойства специфичны и значительно отличаются от других элементов.

Предложенный ранее Н.В. Петровской [96] ряд убывающей геохимической связи элементов с золотом имеет такую последовательность: Ag–Cu–Fe–Sb–Te–Bi–Pb–Hg–Zn. Как видно, он весьма существенно отличается от предлагаемого нами. Главное – ряд Н. Петровской не отражает тесное геохимическое сродство золота с органическим веществом, платиноидами и вольфрамом.

По мере ослабления интенсивности связи элементов названного нами ряда с самородным золотом намечаются 6 групп.

Первая – очень тесная связь: Ag, Cu, платиноиды, элементы группы железа, C<sub>орг.</sub>

Вторая – тесная связь: S, As, Te, Se, Cl, F, Br, I, O, Hg, Pt.

Третья – умеренная связь: W, Si, P, U, Sb.

Четвертая – умеренно слабая связь: Pb, Zn, Mn, Mo, Bi.

Пятая – очень слабая связь: K, Na, Ba, Mg.

Шестая – наименьшая связь: прочие элементы.

В графическом виде характер связи золота с основными геохимически близкими элементами отражен на рис. 3.

Обобщенный ряд рудных минералов по частоте их встречаемости (парагенной) в золоторудных месторождениях (от наиболее распространенных к наименее распространенным) намечается в следующем виде: пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, пирротин, различные сульфосоли, антимонит, теллуриды, пентландит, кубанит, самородное серебро, герсдорфит, миллерит, платиноиды, висмутин, молибденит, киноварь, самородная медь и др.

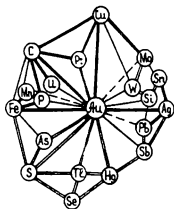


Рис. 3. Степень взаимосвязи золота и основных сопутствующих парагенных элементов. Сплошные утолщенные линии - очень тесная связь, двойные линии - тесная связь, тонкие линии - умеренные связи, тонкие прерывистые линии - умеренно слабые связи

Нерудные (“жильные”) минералы по мере уменьшения частоты встречаемости выстраиваются в следующий эмпирически устанавливаемый обобщенный ряд: кварц, магнезиально-железистые карбонаты (анкерит, железистый доломит, железистый кальцит, пистомезит, сидерит и др.), альбит, кальцит, серицит, адуляр, хлорит, апатит, тремолит-актинолит, антраксолит и др.

По мере уменьшения золотоносности и содержания золота в минералах золоторудных месторождений намечается следующий ряд: арсенопирит или пирит, сульфосоли меди (теннантит, тетраэдрит и др.), халькопирит, галенит, магнетит, пирротин, сфалерит, шеелит, кварц, магнезиально-железистые карбонаты, хлориты, адуляр, кальцит. При этом в арсенопирите и пирите содержания золота существенно выше в сравнении со средними содержаниями по рудному телу и составляют обычно несколько граммов—десятки граммов на тонну, в кальците и полевых шпатах, наоборот, — ниже среднего содержания. Содержания золота в жильном кварце обычно одни из наименее равномерных: от обычных кларковых (2-8 мг/т) до десятков граммов на тонну.

Крупные гнездовые выделения золота — самородки — преимущественно находятся в кварце без сульфидов или в ассоциации с их небольшим количеством — чаще всего с мелкокристаллическим галенитом, блеклыми рудами, магнезиально-железистыми карбонатами анкерит-сидеритового ряда или с органическим веществом типа антраксолита и включениями глинистых минералов вмещающих пород.

### *Сорбция золота*

Способность золота присутствовать в виде тонкодисперсных заряженных частиц (наряду с электронейтральными) и образовывать комплексные ионы различной валентности – общепризнанное явление. Очень хорошо выражена способность золота к созданию коллоидных растворов различной концентрации, в том числе высокой и очень высокой, как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. Известны разнообразные формы коллоидного золота, а его метаколлоидные образования широко распространены, прежде всего в близповерхностных образованиях, и описаны многими геологами, особенно детально и тщательно Н.В. Петровской [96]. В частности, метаколлоидные образования золота типичны для месторождения Многовершинное в Нижнем Приамурье, где хорошо наблюдаются, даже визуально, в пришлифовках и отдельных образцах в виде сфероидальных, округлых и укрупненных гнездовидных колломорфно-зональных выделений. Золото в них тесно связано с метаколлоидными выделениями кремнезема и сингенетических сульфидов в виде блеклых руд, пирита, халькопирита, галенита, сфалерита. Коллоидная форма осаждения золота для данного типа месторождений вообще является определяющей. В связи с этим можно ожидать, что сорбционные факторы в отложении золота и формировании его повышенных содержаний играют весьма существенную роль – значительно большую, чем для большинства других “обычных” металлов – железа, меди, свинца, цинка, олова, вольфрама и др. Экспериментальные и многочисленные геологические данные, накопленные эмпирическим путем, подтверждают такое заключение. Примеры этого весьма многочисленны и описаны в трудах В.И. Вернадского, Ф.В. Чухрова, В.М. Крейтера, М.Н. Альбова, Н.В. Петровской, С.Г. Бадалова, Л.А. Николаевой и других геологов.

Хорошими осадителями золота выступают многие природные образования. Прежде всего это сульфиды, гидроксиды железа и марганца, “рыхлые” слоистые силикаты подкласса Г с непрерывными слоями тетраэдров  $SiO_4$  в кристаллических структурах – группа монтмориллонита, подгруппа каолинита, в меньшей мере группа слюд, а также различные углеродсодержащие породы.

А.Г. Мироновым [79] на экспериментальном материале с использованием радиоизотопа  $^{195}Au$  показана сорбция золота в зоне гипергенеза слоистыми алюмосиликатами и гидроксидами – вер-

микулитом, монтмориллонитом, иллитом, каолинитом, гетитом, пиролюзитом. Сорбция происходит уже при концентрации золота в растворе  $10^{-8}$ – $10^{-9}$  г/л. При повышении содержания золота в растворе поглощение золота увеличивается. Из названных минералов максимальной сорбционной способностью (в кислой среде) обладают, по данным вышеназванного автора, гетит и монтмориллонит с наибольшей удельной поверхностью, а самая большая удельная сорбция присуща вермикулиту, имеющему высокие значения емкости ионного обмена.

Экспериментальные данные А.Г. Миронова подтверждают также ранее отмеченную М.С. Сахаровой и другими исследователями высокую способность сульфидов (пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, халькопирита и др.) осаждать золото в различных системах. Хорошим осадителем золота является также сам жильный кварц (особенно гель кремнезема), ввиду относительно высокой его пористости и трещиноватости. Установлено повышенное избирательное отложение золота на самородном железе, меди, ковелтине, борните, магнетите, лимоните и многих других минералах, как эндогенных, так и экзогенных, содержащих железо, медь, марганец, вольфрам. Особенно показательны в этом отношении неоднократно наблюдаемые случаи обрастания золотом железосодержащих минералов (окатанных или частично окатанных и, несомненно, обломочных) в золотоносных россыпях. Они, в частности, наблюдались нами в россыпях Кербинского, Тугуро-Чумиканского и Тумнинского золотоносных районов, в которых совместно с золотом довольно часто отмечаются шеелит и вольфрамит. Новообразованное самородное золото обрастает зерна этих минералов (окатанных или полукатанных) в виде губчатых тонкозернистых пористых образований, наблюдаемых под микроскопом. При нажимании пинцетом они легко рассыпаются на мелкие тонкодисперсные выделения. Любопытно, что наблюдаются такие новообразования золота в энергетически наиболее выгодных местах – в вершинах и на ребрах кристаллов обломочных минералов.

В последние годы получен особенно большой объем новых данных, подтверждающих высокую сорбционную способность органического вещества по отношению к золоту [26, 43; и др.]. В различных органических образованиях установлены повышенные содержания золота (наряду с платиноидами, молибденом и рядом других элементов). Не случайно в связи с этим терригенно-углеродистые отложения, особенно представленные тонкозернистыми

глинистыми калиевого типа фациями, содержащими пирит и арсенопирит, характеризуются высоким кларком золота в этих отложениях. Более того, странно, если бы это было не так: в этих отложениях одновременно "работают" три наиболее активных осадителя золота: 1)  $C_{\text{орг}}$ , 2) сингенетичные железосодержащие сульфиды (преимущественно арсенопирит, пирит), 3) глинистое вещество (глинистые минералы), присутствующее в больших количествах.

Сорбционная емкость органического вещества по отношению к золоту существенно (в несколько раз) уменьшается по мере усиления степени его метаморфизации. Это же устанавливается и по отношению к другим активным сорбентам золота — глинам, оксидам и гидроксидам железа, марганца, гелю кремнезема и другим: по мере их старения сорбционная емкость падает.

Так, при стационарных потенциалах при  $20^{\circ}\text{C}$  на шунгите согласно экспериментальным данным [116] осаждается в 3 раза больше золота, чем на природном графите. В метаморфогенном ряду торф — антрацит сорбционная емкость  $C_{\text{орг}}$  по имеющимся данным составила (в г/т на 1%  $C_{\text{орг}}$ ): для торфа — 2,9; для гумусового и сапропелевого углей — 2,6; для коксовых углей — 0,8 и для антрацита — 0,5 [30].

Устанавливаются обе формы сорбции золота: адсорбция (поверхностное поглощение) и абсорбция (объемное). Применительно к ранним (дожилым) сульфидам, содержащим раннее тонкодисперсное золото, определяющей является абсорбция. Поглощение золота происходит в течение всего времени их кристаллизации, но наиболее интенсивное — в начальные этапы. Свидетельством этого является характер распределения золота в таких сульфидах. Самые высокие содержания отлагаются в центральных зонах роста кристаллов (пирита, арсенопирита и др.). К их краям содержания золота не увеличиваются, а, наоборот, существенно уменьшаются. Выделения золота преимущественно округлых форм, мелкие и очень мелкие, не контролируются видимыми трещинками. Характерные примеры — месторождения Нонинское на Буреинском массиве, Маломыр, Майское, Сухой Лог и другие, развитые в осадочных и вулканогенно-осадочных углеродсодержащих толщах.

Именно этому типу сульфидов и золота более всего отвечает ряд сульфидов, ранее намеченный М.С. Сахаровой и И.К. Лобачевой [99] по мере понижения величины их осаждающего потенциала: пирит, халькопирит—арсенопирит—пирротин—галенит. Исходя из имеющейся современной суммы эмпирических данных этот ряд



ранних сульфидов по убывающей способности осаждать золото более правомерно рассматривать в следующем виде: арсенопирит—пирит—теннантит, халькопирит, тетраэдрит—пирротин—галенит—сфалерит.

Определяющей, как видно, является степень геохимического родства с золотом слагающих сульфиды элементов.

Для поздних сульфидов, кристаллизующихся позже жильного кварца в условиях высокой активности кислорода (в позднещелочную стадию в понимании С.Д. Коржинского), определяющими в осаждении золота являются адсорбционные явления: самородное золото обрастает сульфиды, располагается в них по секущим трещинкам, на вершинах углов и ребрах кристаллов. Тонкодисперсное сингенетичное сульфидам золото играет весьма подчиненную роль. Этому типу образований более всего отвечает ряд сульфидов, намеченный А.Г. Мироновым [79] по степени уменьшения количества сорбированного золота: галенит—сфалерит—арсенопирит—пирротин—халькопирит—пирит.

Исходя из реальных фактических данных этот ряд сульфидов (по мере уменьшения их осаждающей способности) наиболее правомерен в следующем виде: блеклые руды — мелко- и тонкокристаллический галенит—халькопирит—пирит—арсенопирит—сфалерит—крупнокристаллический галенит—антимонит—пирротин.

Сорбционная емкость и общая способность сульфидов (как и других минеральных образований) осаждать золото определяются совокупным влиянием различных факторов. Это, несомненно, итог их комплексного воздействия. Так, наиболее высокая (среди сульфидов) способность арсенопирита осаждать золото обусловлена большим геохимическим сродством с золотом сразу трех элементов, образующих этот минерал — Fe, As, S. Пирит состоит только из двух элементов — S и Fe. Соответственно и способность его осаждать золото более слабая. Галенит, к примеру, содержит уже только один элемент, тесно связанный с золотом, — серу. Свинец, входящий в его состав, в сравнении с железом и мышьяком менее "родственен" золоту. Соответственно галенит в сравнении с пиритом и особенно арсенопиритом обычно еще менее золотоносен. Но любопытно, что эти факторы играют определяющую роль только применительно к раннему золоту и ранним дожилтым сульфидам, т. е. к явлениям абсорбции. Для адсорбционных процессов степень геохимического сродства золота с минералообразующими элементами уже не имеет определяющего значения. Решающую роль играют электростатические и кристаллофизические явления.

### *Выводы*

1. Золото занимает уникальное положение в таблице Менделеева (развернутый вариант): располагается в самом нижнем левом углу. В соответствии с этим оно характеризуется полярными (диаметрально противоположными) свойствами по отношению к другим химическим элементам, занимающим в таблице подобное, крайнее угловое положение — по отношению к водороду, располагающемуся в верхнем левом углу таблицы, и по отношению к радону и гелию, занимающим соответственно места в правом нижнем и в правом верхнем углах таблицы.

Особенно хорошо проявляется “полярность” свойств золота в сравнении с водородом. Водород, как известно, в свободном состоянии встречается в природе в незначительных количествах, главным образом в верхних слоях атмосферы, и в то же время весьма распространен в виде соединений. Золото, как следует из вышеизложенного, наоборот, встречается в природе в основном в свободном самороднометалльном виде. Соединения его (теллуриды, селениды, металлоорганические комплексы и др.) известны, но по отношению к общему количеству золота в природе не имеют существенного значения и не очень устойчивы, особенно металлоорганические.

Водород (как радон и гелий) — газ, золото — металл, твердое вещество. Водород — самый распространенный элемент в Солнечной системе и один из широко распространенных в земной коре. Золото — элемент, наименее распространенный в земной коре и один из наименее распространенных в Солнечной системе [43]. Водород — самый легкий элемент, самородное золото в природе — один из наиболее тяжелых минералов. Тяжелее него только самородные платиноиды. Ядро водорода (протон) является тем “кирпичиком”, из которых построены все остальные элементы. Золото же в подавляющем большинстве случаев “не желает” даже входить в состав минералов в виде изоморфной примеси, а присутствует в форме самородных частиц (электронейтральных или заряженных).

Контрастно проявляются свойства золота и в сравнении с другими полярными по отношению к нему в таблице Менделеева элементами, в том числе с радоном. Радон — элемент, характеризующийся максимальной степенью рассеяния для земного вещества, — 1-1,3 атома в 1 см<sup>3</sup>; золото же обладает максимально выраженной способностью создавать природные локальные концентрации — са-

мородки, массой до нескольких десятков килограммов. Коэффициент концентрирования его в природных образованиях один из самых высоких.

2. Золото — во многом необычный и уникальный элемент: по физическим свойствам типичный металл, по химическим — металл, наиболее близкий к неметаллам. Оно способно вступать во взаимодействие как с металлами, так и с неметаллами, давать непрерывные ограниченные твердые растворы, соединения различных составов и различной структуры. Это вызвано особенностями строения его электронной оболочки — высокими значениями потенциала ионизации и сродства атома к электрону, обуславливающими в совокупности высокое значение электроотрицательности.

В связи с этим в обычных условиях (когда время измеряется часами, сутками или несколькими десятками лет) золото очень слабо окисляется (трудно отдает свои электроны) и, соответственно, является очень слабым восстановителем. Это обуславливает (хотя и не всегда) его инертность, “благородность”, широко используемую в различных отраслях производства.

В то же время в природных геологических процессах, где время измеряется по меньшей мере десятками—сотнями лет, а во многих случаях — десятками тысяч лет и еще большими периодами, положение существенно иное. Золото может образовывать различные соединения, прежде всего комплексные, с хлором, фтором, серой,  $S_{\text{сер.}}$  мышьяком, кислородом и рядом других элементов. Это обуславливает его широкую миграцию, приводящую к рассеиванию или концентрированию его в виде месторождений.

3. Свойства золота как химического элемента, вытекающие из положения его в таблице Менделеева и обусловленные особенностями строения электронных оболочек и размерами ионных радиусов, исключительно разнообразны: халькофильные, сидерофильные, литофильные, биофильные, галогенофильные, гидрофильные, нейтральные (атмофильные). Выраженность и роль этих свойств золота в природных условиях практически одинакова или почти одинакова. Отдать предпочтение какому-либо одному или двум не представляется возможным. Все они могут играть важную роль в природных явлениях. Это определяет “космополитизм” золота: многообразие процессов и условий, способных приводить к формированию его месторождений; присутствие в повышенных количествах в различных горных породах и минералах. Это же обуславливает и многообразие

растворителей и транспортеров золота, комплексных соединений и особенно разнообразие минеральных парагенезисов. Золото удивительно “мирно” уживается с различными элементами. В месторождениях в повышенных количествах ассоциируют с золотом как типично литофильные элементы (кремний, вольфрам, калий), так и типично халькофильные (сера, мышьяк, сурьма), сидерофильные (марганец, железо, платиноиды), биофильные (углерод, фосфор) и галогенофильные (хлор, фтор).

4. Геохимическая “двойственность” и полярность в поведении золота – характерные его особенности. С одной стороны, это высокоустойчивый благородный металл, который практически не растворяется в различных кислотах и инертен по отношению к многообразным окислителям, с другой – растворяется в воде, во многих кислотах, в том числе слабых органических, и вступает в соединения с кислородом, фтором, хлором, бромом, серой, образует сульфоконплексы, металлоорганические соединения.

Другой показатель – размеры самородных выделений, степень их диспергирования. С одной стороны, это мельчайшие частицы (присутствующие, например, в сульфидах), не видимые под электронным микроскопом, с другой – крупные и весьма крупные самородки, массой в десятки килограммов.

5. В связи со способностью золота хорошо поляризоваться для него характерны разнообразные комплексные ионы и соединения, коллоидально-дисперсные и ионные формы самородных выделений и как следствие ярко выраженная способность сорбироваться многими минералами (сульфидами, слюдами, гидроксидами, магнетитом и др.) и прочими геологическими образованиями: глинами, илами,  $S_{орг}$ . Это, можно полагать, играет весьма важную роль как при седиментогенном накоплении золота в осадочных и вулканогенно-осадочных формациях, так и при последующем отложении золота из различных гидротерм.

6. Устанавливается важная роль серы и кислорода в поведении золота и формировании его месторождений. В субмаринных условиях при восстановительном режиме, избытке серы и дефиците кислорода формируется золото-сульфидное оруденение колчеданного типа с тонкодисперсным сингенетичным золотом. Захватывается оно сульфидами путем абсорбции, и время отложения его не подчиняется ряду напряженности металлов Бекетова. В субаэральных условиях при дефиците серы и избытке кислорода золото кристаллизу-

ется одним из последних в соответствии с рядом напряженности Бекетова. Тесная ассоциация его с сульфидами обусловлена в основном явлениями адсорбции.

7. Необычные свойства золота как химического элемента находят отражение в характере его устойчивых природных образований — минералов. Отмечается любопытный парадокс: широкий диапазон подвижности и большой спектр его химических соединений и в то же время присутствие в природе в основном только в одной минеральной форме — в виде самородного золота. Прочие минералы — представленные соединениями золота с другими элементами (а их 22 по Н.В. Петровской [96]) — встречаются редко или очень редко. Химические соединения золота с различными элементами многочисленны, но короткоживущие в узком диапазоне условий. В этом смысле золото отличается от всех других элементов, в том числе от серебра, платины и особенно от железа, меди и других металлов, для которых характерно большое количество различных минеральных форм.

Свободная кристаллизация самородного золота происходит, можно полагать [9], в обстановке резкого падения давления, соответствующего образованию колломорфного кварца,  $\alpha$ -тридимита. Напрашивается в связи с этим предположение: самородное золото активно кристаллизуется (укрупняется) на эпигенетических этапах развития рудных жил и метасоматических зон, когда высвобождение его из минералов-носителей находит благоприятные тектонические условия в виде контракционных трещин, друзовых пустот и прочих полостей и участков относительно пониженного давления.

В таком понимании могут найти новое объяснение многие факты необычного поведения золота — его преимущественная тонкодисперсность в горных породах и минералах (в том числе в раннем пирите и арсенипирите) и в то же время наличие крупных и весьма крупных самородков в трещинных образованиях — жилах и прожилках; структуры распада твердых растворов, нередко с увеличением объема, и прочие особенности распределения [9].

Первичное основное состояние золота — тонкодисперсные самородные включения в интерстициях по микротрещинам и в кристаллических решетках минералов, имеющих дефекты; сорбционные образования на гранях роста минералов-хозяев и другие виды, как правило, нехимических связей. Определяющую роль в природных процессах играют не только и не столько химические свойства золота как элемента, а его физические и кристаллофизические свойства.

Поэтому, строго говоря, видимо, не вполне корректно частое сонахождение (ассоциацию) золота с серой, железом, жильным кварцем интерпретировать как наличие у него соответственно халькофильных, сидерофильных и литофильных химических свойств. В большей мере это, скорее всего, обусловлено физическими свойствами золота как элемента — стабильностью его атомной структуры. И, может быть, золото вообще не стоит относить ни к халькофильным, ни к сидерофильным, ни к литофильным элементам. Это атмосферный и, как указывал В.И. Вернадский, “всюдный” элемент. Будущие исследования позволят более точно определиться в этом вопросе. Во всяком случае, следует иметь в виду, что отнесение его к группе сидерофильных—литофильных элементов условно, но в то же время удобно для познания закономерностей нахождения в природных образованиях.

### Глава 3. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ (КЛАРКИ) ЗОЛОТА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ

*Всякое статистически значимое отклонение от кларка в ту или иную сторону причинно обусловлено и тем самым пригодно для широкого использования в прикладных целях.*

Чл.-корр. АН СССР Л.Н. Овчиников

**З**нание стандартных средних содержаний (кларков) золота для различных разновидностей пород и минералов имеет, как известно, большое значение. Оно позволяет, в частности, выделять наиболее благоприятные для рудообразования породы и метасоматические процессы, выявлять источники золота, причины и закономерности формирования его месторождений и даже говорить о их возможных запасах.

К настоящему времени в связи с широким внедрением в практику работ высокочувствительных нейтронно-активационных и спектрохимических методов анализов накоплено большое число частных определений, характеризующих различные породы и минералы по содержанию золота. Однако, к сожалению, приходится констатировать, что подавляющая часть анализов, опубликованных в литературных источниках (как отечественных, так и зарубежных), не является достаточно надежной. Особенно это касается определений, выполненных спектрохимическим методом. Они достоверны лишь в от-

дельных частных случаях: при проведении жесткого постоянного контроля на основе использования стандартных эталонных проб, проанализированных многократно в авторитетных лабораториях.

В подавляющем же большинстве случаев содержания золота, установленные этим методом, намного ниже фактических – нередко на целый порядок. Показательный пример – опубликованные данные по содержанию золота в зонально-метаморфизованных осадочных породах Патомского нагорья Восточной Сибири [94]. Согласно этим анализам (которые использовались и цитировались многими как реальные) кларки золота на уровне десятых долей миллиграмма на тонну, т. е. на порядок ниже обычных. Фактически же, как было установлено нами при более детальном опробовании и выполнении анализов нейтронно-активационным и более тщательно спектрохимическим методом, содержания золота здесь (как и в других регионах) в таких породах на уровне обычных кларковых – 1-6 мг/т [22, 33]. Подобных примеров можно привести массу.

Как мы убедились в итоге более двадцатилетних работ по определению кларков золота, нередко ошибки (систематические и случайные) и при определении золота нейтронно-активационным методом, что также зачастую не учитывается при интерпретации получаемых данных.

Приходится, к сожалению, констатировать, что используемые ныне методы определений кларковых содержаний золота – как нейтронно-активационный, так и особенно спектрохимический – таят в себе большие возможности для ошибок. Малейшие упущения и неточности в процедуре выполнения анализа приводят к грубым погрешностям. Такими некорректными данными буквально переполнена геологическая литература.

В бывшем СССР достаточно надежны результаты анализов ядерно-физических лабораторий Томского НИИ ядерной физики и ЦНИГРИ (Тульский филиал), что установлено в разные годы Ю.Г. Щербаковым, Г.Н. Аношиным, Э.Е. Раковским и согласуется с неоднократными анализами наших эталонных проб, которые мы выполняли в этих лабораториях. В то же время вызывающими во многих случаях сомнения являются результаты анализов Ташкентской ядерно-физической лаборатории.

Опираясь в основном на результаты двух первых названных лабораторий и других, достаточно авторитетных зарубежных, мы провели систематизацию и обобщение всех имеющихся отече-



ственных и доступных зарубежных данных, не вызывающих особого сомнения, характеризующих кларки золота. Использовались результаты только нейтронно-активационных определений и лишь в очень редких случаях – спектрохимических. Во внимание брались породы или минералы, лишенные каких-либо наложенных и аутометасоматических изменений. Основные исходные данные, которые учитывались, приведены в виде таблиц-приложений 1-17, рассчитанные средние содержания (кларки) – в табл. 1-5. Учтено в общей совокупности более 60 тыс. частных определений по различным регионам СССР и зарубежных стран. Это в первую очередь анализы А.Ф. Коробейникова, В.А. Буряка, Г.Н. Аношина, Ю.Г. Шербакова, В.Г. Моисеенко, В.Н. Долженко, И.К. Давлетова, А.В. Кокина, Б.В. Гавриленко, Б.А. Блюмана, Э.М. Спиридонова, А.И. Грабежова, В.В. Уварова, Л.З. Палея, К. Ведепоя, Е. Винсента, Дж. Крокета, Д. Готфрида, Р. Бойля и многих других.

*Средние содержания (кларки) золота  
в главных разновидностях магматических пород*

Полученные нами данные (табл. 1) существенно уточняют рассчитанные в 1962 г. А.П. Виноградовым [41] и наиболее близки к полученным в 1990 г. Л.Н. Овчиниковым [90], но от последних также значительно отличаются: по Л.Н. Овчиникову кларк золота (мг/т) для ультрамафитов - 6, для базитов - 3,5, для диоритов и гранодиоритов одинаков - 2,8, для гранитов - 2,7.

Главное, как видно, – устанавливается последовательное, довольно плавное уменьшение средних содержаний золота в магматических породах по мере уменьшения их основности: от 7 мг/т в ультрабазитах до 2,6 мг/т в гранитах через 5,0 мг/т в базитах (габброидах), 4,1 мг/т – в диоритах и 3,4 мг/т – в гранодиоритах.

Уменьшение средних содержаний золота в породах происходит на фоне понижения в них количества железа, хрома, магния и возрастания калия, вольфрама, урана, а также кремния и кислорода, главным образом в виде кварца. Между содержаниями золота и кислорода устанавливается хорошо выраженная отрицательная корреляционная связь (рис. 4), равно как между золотом и кварцем – обогащенным кислородом соединением кремния. По мере увеличения количества общего кислорода и кварца в

Таблица 1

Средние содержания (кларки) золота и коррелирующих с ними элементов в главных разновидностях магматических пород

Породы	Кларки						
	Расчетные	Приняты по Л.Н. Овчиникову, % (масс)					
		Au, мг/т	O	F	Cl	Fe	Si
Ультраосновные	7,0	43,1	$1 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	9,35	20,0	0,02
Основные	5,0	44,0	$4 \cdot 10^{-2}$	$8,0 \cdot 10^{-2}$	8,56	23,25	0,80
Диориты	4,1	46,5	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	5,36	27,1	1,71
Гранодиориты	3,4	48,0	$5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	3,07	31,1	2,52
Граниты	2,6	48,7	$8,2 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	1,56	34,23	3,97

Породы	Кларки					
	Приняты по Л.Н. Овчиникову, % (масс)					
	Mg	U	Bi	W	Pb	Ta
Ультраосновные	21,8	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$
Основные	4,55	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$
Диориты	2,15	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$
Гранодиориты	0,99	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$
Граниты	0,22	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$

магматических породах кларковые содержания золота устойчиво уменьшаются.

Одновременно возрастает величина отношения  $K_2O/Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  и сумма  $K_2O + Na_2O$ , уменьшается величина отношения  $FeO/Fe_2O_3$  и  $Na_2O/K_2O$ . Уменьшается в составе рудных минералов по мере перехода от ультраосновных разновидностей пород к основным общее количество сульфидов, особенно пирита, пентландита и пирротина, и наоборот, возрастает содержание магнетита.

Все это вполне определенно указывает на тесную зависимость кларков золота в магматических породах от величины кислородного потенциала  $Eh$  — окислительных условий, характеризующих их становление: по мере возрастания абсолютного значения  $Eh$  содержания золота уменьшаются. На это же указывает наличие обратной корреляционной связи между средним содержанием в магматических породах Au и фтора, хлора, брома — наиболее распространенных в природе после кислорода активных окислителей.

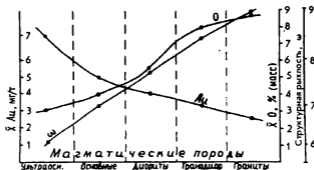


Рис. 4. Графики изменения кларковых содержаний золота (Au, мг/т), кислорода (O<sub>2</sub>, % (масс)) и структурной рыхлости (ω) в магматических породах различной основности

Обращает также на себя внимание наличие четкой обратной корреляционной связи между значениями кларка золота и величинами средних значений удельных объемов элементарной ячейки минералов, слагающих магматические породы. Эти значения, отражающие кристаллохимические параметры, приведены в табл. 2. Приняты они по А.А. Беусу [11] в расчете на один ион кислорода.

Граниты, имеющие наиболее низкий кларк золота, сложены, как видно, наименее плотными минералами и наиболее легкими элементами.

И последнее, на что следует обратить внимание. Приведенные в табл. 1 кларки золота представляют собой усредненные данные для указанных разновидностей пород. Это совсем не означает, что различные фациальные типы указанных пород (гранитов, например) строго одинаковы или близки между собой. Применительно к гранитам обычно устанавливается, что кларковые содержания золота в них постепенно возрастают по мере уменьшения возраста и глубины становления — от 1.0 мг/т в самых нижних корневых частях до 5–6 мг/т в самых верхних. Дело в том, что процесс интродуирования магматического расплава обуславливает насыщение его летучими компонентами — транспортерами золота. Кроме того, как будет отмечено особо в гл. 11 наст. работы, намечается общая эволюционная направленность в изменении кларковых содержаний золота для гранитоидов, как и для осадков.

Автохтонные мигматиты и плагиограниты, сложенные кислыми разностями плагиоклазов, явно обеднены золотом в сравнении с

Таблица 2

*Химические коэффициенты и физические параметры магматических пород, коррелирующие со средними содержаниями (кларками) золота:*

Порода	$\bar{X}_{Au}$	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$		$\frac{K_2O}{Na_2O}$
		Рассчитано по [66]	Рассчитано по Р. Дэли	Рассчитано по [66]
Ультраосновные	7,0	2,6	2,31	0,07
Основные	5,0	2,28	1,88	0,37
Диориты	4,1	2,28	1,39	0,50
Гранодиориты	3,4	1,78	1,52	0,80
Граниты	2,6	1,42	0,84	1,16

Порода	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$	$K_2O+Na_2O$ , вес. %	Ср. объемы элементарной ячейки минералов в куб. ангстремах по [66]	Средняя плотность по [33]
	Рассчитано по [66]			
Ультраосновные	0,004	0,10	18,6	3,255
Основные	0,05	3,30	20,3	2,976
Диориты	0,10	5,08	20,7	2,839
Гранодиориты	0,17	6,79	21,2	2,716
Граниты	0,31	7,80	21,6	2,667

интрузивными разностями этих же образований и(или) содержащими более основные плагиоклазы.

*Средние содержания (кларки) золота в породообразующих и рудных минералах*

Рассчитанные нами значения кларков, приведенные в табл. 3, подтверждают вышеотмеченные гетерогенные свойства золота, прежде всего его тесную связь с железом и серой. Магнетит и особенно сульфиды характеризуются наиболее высокими кларковыми содержаниями золота. Благодаря хорошо выраженной атмофильности частные значения имеют большой разброс и определяющим является присутствие золота в виде самородных частиц — от мельчайших микроскопических до крупных, наблюдаемых визуально.

Таблица 3

Средние содержания (кларки) золота (мг/т) в главных породообразующих и рудных минералах (вне месторождений)

Минерал	Среднее значение $\bar{X}$	Разброс частных значений	
		обычно	в частных случаях
Кварц	2,3	2,0-4,5	0,1-11,0 и более
Калишпаты	2,6	1,7-4,5	0,2-10,6
Плагиоклазы (различной основности)	3,6	2,0-4,0	0,6-6,3
Биотит	5,6	4,0-7,5	1,5-380
Мусковит	3,4	2,0-10,0	0,4-204
Роговая обманка	6,0	2,3-10,0	0,9-21,5
Пироксены	5,2	2,5-7,0	0,1-34,0
Оливин	6,0	3,0-3,0	2,0-14,0
Магнетит	11,5	5,0-25,0	0,5-1750
Пирит	150,0	50-500	10-50000 и более
Пирротин	30,0	10-400	8-30000
Ильменит*	8,0	5,0-11,0	2,2-40,4
Гематит*	6,0	4,5-12,0	4,4-22,9
Кальцит	1,0	0,5-1,6	0,4-3,0
Анкерит*	2,5	1,5-4,0	1,0-12,0
Сидерит*	7,0	3,0-10,0	1,5-15,0
Хлорит	5,0	3,0-7,0	1,6-209,0
Гранаты	3,0	2,2-8,0	0,9-12,5
Апатит*	4,7	2,0-8,0	1,5-15,0
Эпидот	5,5	4,5-7,0	2,0-20,0
Сфен	7,5	6,5-12,5	3,9-24,6
Циркон	20,0	16,0-22,0	15,0-952,0

\* Ограниченное число анализов.

Весьма важное значение имеют сорбционные процессы, обусловившие повышенные содержания золота в слюдах — мусковите, биотите, хлорите. Эти содержания существенно превышают те, которые можно было ожидать исходя из собственно химических свойств золота, в первую очередь сидерохалькофильных.

Как и в магматических породах, в целом проявляется (но менее четко) положительная корреляционная связь золота в составе минералов с железом и магнием и отрицательная — с кремнием и кислородом. Как следствие наиболее низкие содержания золота свойственны кварцу (2-3 мг/т) и карбонатам, лишенным железа, — кальциту (1,0 мг/т). При этом для кварца эти содержания “завышены”

благодаря высокой сорбционной способности геля кремнезема. Если бы эти факторы не влияли, то кларк золота для кварца был бы, вероятно, еще более низким: на уровне 0,8-1,2 мг/т — если судить по отдельным частным значениям.

Низкий кларк золота для кальцита обусловлен его химическим составом: он сложен двумя элементами (углеродом и кальцитом), которые оба имеют высшую степень окисления ( $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ ), а железо и магний в виде изоморфной примеси отсутствуют или содержатся в очень незначительных количествах. Характерно также отсутствие в парагенезисе с кальцитом, вошедшем в подсчеты по определению кларков, пирита и органического вещества.

Приведенные в табл. 3 содержания золота характеризуют минералы осадочных, метаморфических и магматических пород вне пределов эотермальных месторождений. В пределах месторождений средние содержания золота и особенно их дисперсия резко возрастают. Свойственно это всем минералам, но прежде всего сульфидам, магнетиту и слюдам. Большое влияние оказывает также генезис минерала, что хорошо видно на примере пирита (табл. 4). Осадочно-диагенетические разности его постоянно имеют низкие содержания — в среднем 0,06 г/т, при частных значениях — от сотых долей грамма до 2 г/т. В то же время гидротермальные разности, в том числе осадочно-гидротермальные, часто имеют высокие содержания — до нескольких десятков граммов на тонну и даже более. Очень низкие содержания, свойственные осадочно-диагенетическим сульфидам, для них не характерны. Кислые плагиоклазы имеют более низкие кларки (порядка 1-3,5 мг/т) в сравнении со средними и основными (2-7 мг/т). Пирротин низкотемпературной моноклинной сингонии более золотосодержащий (20-500 мг/т) в сравнении с высокотемпературным гексагональным (10-30 мг/т и более) и пр.

Как и для магматических пород, для минералов проявляется, но менее четко, зависимость кларков от Eh условий минералообразования: по мере возрастания абсолютных значений Eh они обычно уменьшаются. Характерный пример — минералы железа, в которых оно в различной мере окислено, особенно в ряду пирит — магнетит — гематит. В пирите железо не окислено, в магнетите — не полностью окислено, в гематите — полностью окислено. В соответствии с этим и кларки золота: для пирита — 150 мг/т, для магнетита — 11,5 и гематита — 6 мг/т.

Основной фактор, осложняющий эту закономерность, — сорб-

Таблица 4

*Средние содержания (кларки) золота (г/т) в пиритах различных генетических типов*

Тип пирита	Среднее содержание $\bar{X}$	Разброс содержаний, (в скобках — в редких случаях). R
<b>Осадочно-диагенетический</b>	0.06	0,03-0.06 (0.008-2.0)
<b>Гидротермально-осадочный</b>		
В том числе:	0,4	0,1-60.0
в пределах золоторудных месторождений	10.0	0.2-60.0 (0.1-350.00)
за пределами месторождений	0,2	0.1-5.0 (0,05-10,0)
<b>Раннеметаморфический</b>	0.10	0.01-3,0
<b>Метаморфогенно-гидротермальный</b>	0.50	0.05-50,0
В том числе:		
в пределах месторождений	25.0	0.2-50.0
за пределами месторождений	0.20	0.05-5.0
<b>Магматогенно-гидротермальный</b>	1.0	0.1-500
В том числе:		
в пределах золоторудных месторождений	10.0	0.2-80.0 (0.05-800)
за пределами месторождений	1.0	0.001-10.0
В среднем (с учетом распространенности различных разновидностей)	0.15	0.008-500 г, т и более

ционная способность минералов. Глинистые минералы (каолинит и др.) и слюды, обладающие высокой сорбционной емкостью, могут иметь отдельные высокие содержания золота и при кристаллизации их в условиях повышенных значений Eh.

### *Средние содержания (кларки) золота в осадочных породах*

Средние содержания золота в осадочных породах изменяются в том же интервале, что и в магматических, — от 1 до 7 мг/т (табл. 5). Это обстоятельство оказалось несколько неожиданным и весьма любопытным. Оно указывает, видимо, на некие общие глобальные закономерности распределения золота в горных породах земной коры — осадочных и магматических, хотя первоначально ожидалось, что в осадочных породах разброс кларковых содержаний окажется более значительным. Действительно, более высокие концентрации золота

Таблица 5

Средние содержания (кларки) золота (мг/т) в различных разновидностях осадочных пород

Порода (осадок)	$\bar{x}$	Разброс значений R	
		обычно	в частных случаях
Известняки (без сульфидов, в том числе сингенетичных)	1,1	0,8-1,5	0,4-3,0
Известковистые сланцы	1,5	0,8-2,5	0,5-3,5
Мраморы	1,9	1,8-0,6	0,1-2,5
Хлорит-серицитовые сланцы и алевросланцы, глинистые сланцы	2,5	1,5-3,5	1,0-6,0
Углеродсодержащие сланцы, алевросланцы "черносланцевой формации" без вкрапленности сульфидов	2,7	1,0-5,0	1,0-7,0
Аналогичные углеродсодержащие сланцы, алевролиты с рассеянной вкрапленностью пирита	2,7	2,0-200	1,0-2000
Песчаники без вкрапленности сульфидов с рассеянной вкрапленностью сингенетичных сульфидов	2,5	1,0-8,0	1,0-20,0
Алевролиты (обычные, серые)	3,0	1,5-8,0	1,0-200,0
Тонкозернистые существенно кварцевые сланцы и песчаники	3,0	1,0-6,0	1,0-15,0
Тонкозернистые существенно кварцевые сланцы и песчаники	2,0	1,0-4,0	0,5-6,0
Кварциты, пиритоносные песчаники	3,0	4,0-8,0	2,0-25,0
Глины, суглинки (вне золоторудных месторождений)	3,3	0,8-200	0,2-200
Галечники, конгломераты	3,0	3,0-200	2,0-10000 и более

наблюдаются в осадочных образованиях, но редко — в галечниках и иногда в крупнозернистых песках. Однако это уже отложения другой экономической категории и другой степени концентрирования, подобно рудным или околорудным повышенным концентрациям в магматических породах.

Самый высокий кларк имеют углеродистые алевросланцы, содержащие рассеянную вкрапленность сульфидов (обычно пирита) — 6,8 мг/т, а самый низкий — известковистые сланцы и особенно известняки, лишенные  $C_{\text{орг}}$ , железа и сульфидов. В них среднее содержание золота 1,5 и 1 мг/т соответственно.

Таким образом, и в магматических, и в осадочных породах наиболее низкие концентрации золота имеют крайние члены эволюционных химических рядов — граниты среди магматических образований и известковистые (карбонатные) породы —



среди осадочных. Не случайна в связи с этим нередко наблюдающаяся пространственная ассоциация ультрамафитов, карбонатных пород и углеродистых пачек повышенной золотоносности в виде так называемых углеродисто-мафитовых поясов, привлекающих в последнее время все большее внимание при прогнозировании золотых и золото-платиновых месторождений.

С этих же позиций может найти и более полное объяснение эмпирически установленная закономерность в расположении продуктивных углеродистых пачек, содержащих золотые и золото-платиновые месторождения, – обязательное наличие в рудовмещающем разрезе всей триады осадочных отложений: кремнекислых песчаников, алевросланцев и известняков. Это прежде всего свидетельство глубокой дифференциации, необходимой для высвобождения золота и несколько более позднего или синхронного отложения его в виде рудных или беднорудных (“околорудных”) концентраций осадочным или осадочно-гидротермальным путем.

Обращает также на себя внимание присутствие золота в неметаморфизованных осадочных образованиях в виде двух различных форм – кластогенной и хемогенной. При этом доля кластогенного золота возрастает по мере увеличения крупности осадков (практически до 100% в безуглеродистых хорошо отсортированных конгломератах), а доля хемогенного, наоборот, возрастает по мере уменьшения их зернистости до 90-95% и более в углеродистых пиритносных сланцах. В соответствии с этим суммарный график распределения кларков золота для осадочных образований различного гранулометрического состава имеет двумодальный характер (рис. 5). Наиболее высокие содержания свойственны обычно галечникам и конгломератам, глинам и илам (более низкие – алевrolитам, супесям и суглинкам), т. е. крайним членам гранулометрического ряда отложений. Но золото в них различное: преимущественно кластогенное в песчаниках и хемогенное – в глинистых и углеродистых отложениях, особенно сульфидоносных.

Устанавливается не менее четко, чем для магматических образований, зависимость величины кларков золота от степени окисленности отложений. Углеродистые фации, содержащие пирит и арсенопирит, накапливающиеся в восстановительных условиях, имеют наиболее высокий кларк золота, прибрежные и континентальные существенно кварцевые пески, песчаники и алевросланцы, характеризующиеся высокой степенью окисленности, имеют один из наименее низких кларков золота.

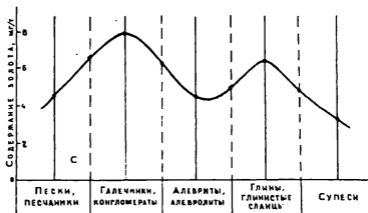


Рис. 5. Кларковые содержания золота в осадочных породах различной зернистости

Существенное осложняющее влияние могут оказывать сорбционные свойства осадков. Они могут обусловить повышенные содержания золота и в отложениях, образующихся при повышенном значении Eh — континентальных глинах, опаловидных кремнистых отложениях и др.

### Выводы

Исходя из вышеизложенного и дополнительно анализируя приведенные в табл. 1-5 данные, можно сделать следующие основные выводы.

1. Средние содержания (кларки) золота в горных породах и минералах находятся в соответствии с гетерогенными свойствами золота как химического элемента. Наиболее важное значение имеют сидерофильные и халькофильные свойства и как следствие содержание железа в минерале, а сульфидов и железа — в породе.

2. В осадочных и магматических породах сульфиды и магнетит выступают основными аккумуляторами повышенных содержаний золота. В бессульфидной фракции пород (как и фракции без магнетита) содержания золота обычно низкие и близки между собой в различных разновидностях пород. Наиболее существенное осложняющее воздействие оказывают сорбционные свойства пород и ми-

нералов, а также содержание  $C_{\text{опр.}}$ , глинистых и слюдястых минералов, обладающих по отношению к золоту высокой сорбционной емкостью.

3. Для магматических и осадочных пород и различных минералов намечается устойчивая обратная корреляционная зависимость между величиной кларка золота и степенью окисленности слагающих их химических элементов. Наиболее четко эта зависимость проявляется для магматических пород, наименее контрастно — для осадочных из-за высокой осложняющей сорбционной способности  $C_{\text{опр.}}$  глин и глинистых минералов.

4. Как следствие для различных пород (осадочных и магматических) и минералов между величиной кларка золота и содержанием кремния и кислорода устанавливается обычно обратная корреляционная зависимость и положительная — с содержанием феррических элементов, прежде всего железа.

5. Ввиду совокупного влияния на величину содержания золота в породе и минерале многих факторов, по-разному проявляющихся в конкретных условиях, дисперсия распределения частных значений содержаний, как правило, весьма значительная (как в породах, так и в минералах). Частные значения могут в несколько раз превышать кларки и не быть обусловленными ошибкой анализа или методикой отбора проб. Основная причина этого — атмофильные свойства золота, ярко выраженная способность его присутствовать в виде электрозаряженных или нейтральных самородных частиц различных размеров, в том числе значительных и крупных.

## Глава 4. ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

*Насколько мало мы знаем путей растворения золота, настолько же много известно путей его осаждения.*

Академик С.С. Смирнов

**Б**ольшой объем эмпирически накопленных к настоящему времени данных показывает, что в формировании золоторудных месторождений важное значение могут иметь различные процессы: седиментогенеза, катагенеза, метаморфизма, гидротермально-метасоматические, магматические и пр. В связи с этим целесообразно рассмотреть поведение золота при этих процессах. Для этого нами были собраны и обобщены более 20 тыс. кларковых содержаний золота различных типов осадков и сопутствующих им осадочных, метаморфических и метасоматических производных. Помимо личных анализов (более 5 тыс.) использованы многочисленные опубликованные данные Ф.П. Кренделева, Н.М. Никитина, А.П. Ясырева, Л.Г. Богдасовой, Г.Н. Аношина, Р.Д. Мельниковой, Н.А. Рослякова, Я.Э. Юдовича, А.В. Кокина, А.Д. Ножкина, В.А. Гавриленко, Н.В. Вилора, И.В. Коновалова, А.В. Коробицына, Дж. Крокета, Л. Хаскина, А. Гразия, Д. Вейсберга и многих других.

Учитывались также, естественно, в качестве исходных “базовых” кларки золота

для основных типов осадочных и магматических пород, рассчитанные в гл. 2 наст. работы.

*Поведение золота и сопутствующих элементов  
в условиях литификации и метаморфизма осадков*

Кларковые содержания Au в обычных глинистых сланцах и в различных углеродистых породах, лишенных сульфидов, низкие (1-5, редко 6-7 мг/т). В то же время в осадочно-диагенетических сульфидах, присутствующих в этих породах, содержание Au постоянно выше (0,03-0,60 г/т). Валовое содержание Au в породах с учетом сингенетических сульфидов находится в прямой зависимости от количества сульфидов, составляя 3-8, редко 10-15 мг/т. В осадочно-гидротермальных и вулканогенно-осадочных сульфидах концентрации Au могут быть вообще резко повышенными (5-30 г/т и выше). Соответственно содержание Au в породах с таким пиритом может достигать 3-6 г/т. В метаморфогенных сульфидах зеленосланцевой фации метаморфизма содержание Au возрастает по мере усиления метаморфогенно-метасоматических преобразований. Одновременно уменьшается содержание золота во вмещающих породах [73, 96].

Все это определенно говорит о том, что в осадочной породе золото не распределяется во всей ее массе равномерно, а концентрируется в основном в пирите. Аналогичную роль может выполнять арсениопирит и в меньшей мере другие сульфиды, иногда магнетит. При этом концентрирование золота в пирите (как и в других феррических минералах) происходит начиная с самых ранних этапов седиментации и продолжается при последующих процессах катагенеза, метаморфизма и метасоматоза.

В эволюционно развивающемся ряду: нелитифицированный осадок → слабометаморфизованная порода → высокометаморфизованная порода намечается общая для различных литогенных рядов тенденция – уменьшение содержания Au по мере усиления степени литификации и метаморфизации осадков (табл. 6, 7). Сопоставление содержания Au в ряду: глинистые илы → глина → глинистый сланец (без сульфидов) → метаморфизованный глинистый сланец (без сульфидов) показывает последовательное уменьшение содержания Au в среднем от 8 мг/т в илах, 5,2 – в глинах до 3,2 – в мета-

Таблица 6

Содержания золота (мг/т) в основных типах осадков и их литогенетических аналогов (по работе [30])

Тип осадков	Степень метаморфизации пород	
	Нелитифицированные илы	Уплотненные, диагенезированные осадки (глины и пр.)
Глинистые пелитовые и алевропелитовые морские и континентальные, в том числе глубоководные эксгалативные	<u>8,0(0,5-50,0 и более)</u> 443	<u>5,3(0,2-200 и более)</u> 335
Известковистые морские, в том числе биогенные	<u>7,5(0,7-57)</u> 124	<u>7,2(0,8-150)</u> 221
Кремнистые (опаловые) морские вулканогенные и за счет термальных источников	<u>12,8(5-8000 и более)</u> 83	<u>9,1(5-2150 и более)</u> 115

Примечание. Здесь и в табл. 7 осадки и породы с визуально наблюдаемыми сульфидами при подсчете средних содержаний исключались. В числителе приведены средние содержания, в знаменателе - число анализов. В скобках указаны установленные пределы колебаний содержаний, мг/т.

Таблица 7

Содержания золота (мг/т) в основных типах осадков и их метаморфических аналогов (по работе [30])

Тип осадков	Степень метаморфизации пород	
	Зеленосланцевая фация	Амфиболитовая и более высокотемпературная фации метаморфизма
Глинистые пелитовые и алевропелитовые морские и континентальные, в том числе глубоководные эксгалативные	<u>3,8(1,0-9,5)</u> 4350	<u>2,2(0,7-7,5)</u> 2874
Известковистые морские, в том числе биогенные	<u>2,1(0,5-10)</u> 645	<u>1,1(0,5-4,5)</u> 538
Кремнистые (опаловые) морские вулканогенные и за счет термальных источников	<u>7,5(3-2000)</u> 252	<u>5,6(2,1-500)</u> 517

Таблица 8

*Содержания Au в растворах, отжимаемых из морских осадков, в условиях возрастания давлений; составлено по работе [68]*

Характер осадков	Содержание Au, $\text{п} \cdot 10^{-9}$ г/л		
	во вмещающей осадки морской воде (среднее значение)	в отжимаемых из осадков водах при давлении, $\text{кг/см}^2$	
		300	2500
Бурый фораминиферовый ил	1,1	4,2	36,0
Темно-зеленый терригенный осадок	1,1	1,8	4,3
Красный фораминиферовый ил	1,1	5,3	58,0
Светло-желтый фораминиферовый ил	1,1	12,6	16,9
Среднее значение	1,1	5,98	28,8

пелитах низких и 2,2 мг/т — высоких ступеней метаморфизма. Аналогично изменяется концентрация Au в известковистых отложениях — от 7,5 мг/т в нелитифицированных морских осадках до 1,1 мг/т в кристаллических известняках.

В то же время, основываясь на фактических и экспериментальных данных [68], можно заключить, что содержание Au в иловых и поровых водах, отжимаемых из этих же осадков, наоборот, возрастает по мере усиления метаморфизма осадков — от  $1,1 \cdot 10^{-9}$  г/л в морской воде и  $5,9 \cdot 10^{-9}$  г/л в иловых растворах до  $28,8 \cdot 10^{-9}$  г/л (или 0,03 мкг/л) в метаморфогенных растворах, отжимаемых в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма (при  $P = 2500 \text{ кг/см}^2$ ) (табл. 8).

В итоге намечается важный вывод, позволяющий подойти к пониманию источников металлов в осадочных толщах: *между содержанием Au в твердой фазе литифицируемого и метаморфизируемого осадка и в его поровом растворе устанавливается обратная зависимость* (рис. 6).

По своей концентрации (0,03 мкг/л) растворы, отжимаемые из углеродсодержащих осадков в P-T условиях, соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма, практически отвечают концентрации Au (0,04 мкг/л), установленной в современных рудообразующих термальных источниках [39], из которых отлагаются осадки с содержанием Au от 0,5 до 85 г/т, т. е. имеют концентрацию, доста-

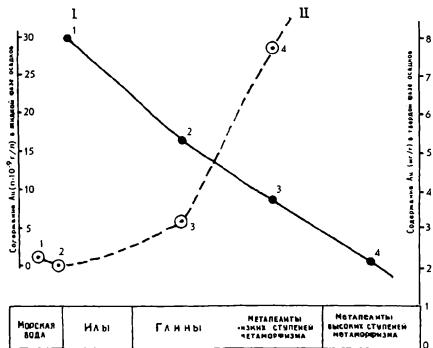


Рис. 6. Графики изменения содержания золота в твердой и сосуществующей жидкой фазе осадков (пород) по мере возрастания степени их метаморфизма (по работе [26]). I - кривая изменения содержания  $Au$  ( $\mu\text{г}/\text{г}$ ) в твердой фазе осадков; II - кривая изменения содержания  $Au$  ( $\mu\text{г}/\text{г}$ ) в жидкой фазе осадков (пород)

точную для рудообразования. В частных случаях содержание  $Au$  в поровых водах метаосадка может достигать еще более высоких значений [30]:  $360 \cdot 10^{-9}$  г/л, или 0,36 мкг/л. — в осадочных породах Русской платформы и 3–52 мкг/л — в Донецком бассейне среди углеродсодержащих отложений. В этих водах установлено, кроме того, повышенное количество  $Ag$  (0,26–2,1 мкг/л).

Имеющиеся в литературе неоднократные сообщения об инертном или неопределенном поведении золота в условиях метаморфизма осадочных отложений высказываются, как показывает анализ исходных данных, в двух основных случаях: 1) когда сравниваются между собой не одни и те же по первичному составу и стратиграфическому положению породы, 2) когда выполненное количество анализов незначительное, статистически малопредставительное.



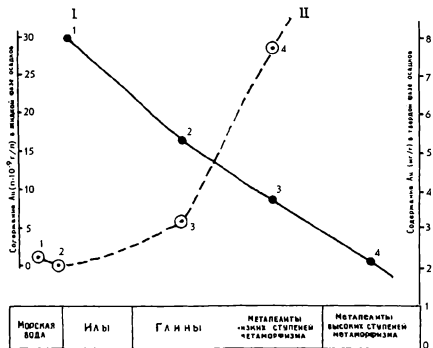


Рис. 6. Графики изменения содержания золота в твердой и сосуществующей жидкой фазе осадков (пород) по мере возрастания степени их метаморфизма (по работе [26]). I - кривая изменения содержания  $Au$  ( $\mu\text{г/г}$ ) в твердой фазе осадков; II - кривая изменения содержания  $Au$  ( $\mu\text{г/г}$ ) в жидкой фазе осадков (пород)

точную для рудообразования. В частных случаях содержание  $Au$  в поровых водах метаосадка может достигать еще более высоких значений [30]:  $360 \cdot 10^{-9}$  г/л, или 0,36 мкг/л. — в осадочных породах Русской платформы и 3–52 мкг/л — в Донецком бассейне среди углеродсодержащих отложений. В этих водах установлено, кроме того, повышенное количество  $Ag$  (0,26–2,1 мкг/л).

Имеющиеся в литературе неоднократные сообщения об инертном или неопределенном поведении золота в условиях метаморфизма осадочных отложений высказываются, как показывает анализ исходных данных, в двух основных случаях: 1) когда сравниваются между собой не одни и те же по первичному составу и стратиграфическому положению породы, 2) когда выполненное количество анализов незначительное, статистически малопредставительное.

Таблица 9

*Характер изменения кларковых содержаний золота (мг/т) в осадочных породах по мере усиления степени их прогрессивного зонального метаморфизма (по работе [30])*

№ п/п	Район, наименование исходных пород	Зона метаморфизма		
		I	II	III
Восточная Сибирь, патамская серия, верхний протерозой, Хомолхинская свита				
1	Углеродистые филлитовидные алевролиты	3,2(50)	3,0(50)	1,75(27)
2	Углеродистые алеврофиллиты	1,4(13)	2,2(30)	1,10(13)
3	Песчаники	3,2(53)	3,1(27)	2,50(20)
4	Кварцитовидные песчаники	4,9(94)	5,8(82)	2,50(34)
5	Углеродистые алевролиты	6,2(30)	6,4(87)	2,50(41)
6	Углеродистые алевросланцы	3,1(286)	3,6(321)	1,30(226)
7	Углеродистые метапелиты алангской свиты	7,7	13,0	7,2
8	Углеродистые метапелиты алюхтинской свиты	5,7	11,5	5,1
9	Известковистые туфопесчаники алангской свиты	9,3	21,2	9,1
Балтийский шит, ранний докембрий				
10	Углеродистые сланцы верхней зоны	7(10)		1,5(14)
Западная Сибирь				
11	Верхний протерозой, углеродистые алевросланцы	9,6(131)	9,4(24)	5,6(46)
Таймыр				
12	Поздний докембрий, углеродистые алевросланцы харитоновской серии	2,8(27)	1,17(25)	1,21(25)
Алтае-Саянская складчатая область, метапелиты				
13	Тунгулакский комплекс	3,8(10)	4,2(19)	2,7(33)
14	Южно-чуйский комплекс	3,2(7)	2,0(14)	2,4(26)
15	Сангиленский комплекс		2,9(12)	1,6(23)
Дальний Восток				
16	Углеродистые метапелиты	3,5(30)	1,6(20)	2,2(20)
17	Углеродистые метакремни	4,1(4)	1,3(7)	2,05(5)

Примечание. Здесь и в табл. 10 опробование производится в условиях непрерывного проследивания пластов по простиранию. В скобках указано количество проб. Зоны метаморфизма: I - зеленосланцевая, II - эпидот-амфиболитовая, III - амфиболитовая.

В последнем случае при формально-статистическом подходе для одной отдельно взятой разнородности пород различия в содержании Au для разных зон действительно могут оказаться статистически незначимыми. Однако если выполнить большое число анализов или рассматривать не отдельные породы, а более полную и представительную совокупную выборку, то различия оказываются статистически значимыми закономерными.

Нами произведен учет практически всех известных данных, характеризующих кларковые содержания золота непрерывно прослеженных по простиранию пластов или пачек осадочных пород из низкотемпературной зеленосланцевой фации метаморфизма до амфиболитовой, в том числе по Патомскому нагорью (север Иркутской области), Западному Саяну, Енисейскому кряжу, Таймыру, Приамурью, Таджикистану, Кольскому полуострову, Туве. Как видно из табл. 9, во всех регионах, где производилось последовательное прослеживание пластов пород по простиранию вкрест положения изоград метаморфизма, устанавливается единая общая закономерность — более низкое содержание Au в амфиболитовой фации по сравнению с зеленосланцевой, в том числе и в тех районах, где эти различия по отдельным разнородностям пород были определены как “статистически незначимые”.

Аналогичное поведение Au устанавливается и в metabазитах, часто присутствующих в виде пластовых и секущих тел среди углеродистых толщ (табл. 10). Метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации кислые магматические породы также имеют более низкие содержания (1–2,5 мг/т по сравнению с их неметаморфизованными аналогами (2,0–5,0 мг/т). В целом, по данным Е.А. Зверевой (1977 г.), среднее содержание Au в метаморфических осадочных породах амфиболитовой и гранулитовой фации различных регионов СССР (использовано 638 проб) также оказалось более низким по сравнению с содержанием Au в породах зеленосланцевой фации (1210 проб) — соответственно 3,97 и 6,53 мг/т.

Все это вполне определенно говорит о выносе золота в условиях высокотемпературного метаморфизма, как и отмечалось нами ранее [15, 17; и др.].

Что касается различий в содержаниях Au между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями, то они не всегда одинаковы и достаточно четко выражены. Можно говорить лишь о слабо выраженной тенденции к незначительному обогащению эпидот-амфи-

Таблица 10

*Характер изменяющихся кларковых содержаний золота (мг/т) в базитах по мере нарастания степени их прогрессивного зонального метаморфизма (по работе [30])*

Наименование исходных пород	Зона метаморфизма		
	I	II	III
Алтае-Саянская складчатая область			
Тунгулакский комплекс	3.1(9)	3.1(10)	2.0(33)
Сангиленский комплекс	-	4.2(6)	1.2(4)
Дальний Восток			
Диабазовый порфирит	4.05(18)	3.6(22)	1.6(8)
Метабазиты эльгинского горизонта	4.0(10)	1.3(7)	2.0(5)
Балтийский щит			
Диабазы пильгуйярвинской вулканической подсистемы	6.6(11)	5.8(11)	1.4(12)
Андезитовые порфириты южной зоны	5.3(19)	2.4(12)	1.8(14)
Габбро-диабазы в пильгуйярвинской вулканической подсистеме	2.0(11)	1.4(6)	
Западная Сибирь			
Метабазальты	4.1	2.5	1.5
Среднее значение	4.24	3.04	1.64

болитовой зоны по сравнению с зеленосланцевой. Если принять во внимание избирательную приуроченность оруденения к зеленосланцевой фации, то это указывает на мобилизацию Au в данной фации в постметаморфический регрессивно-гидротермальный этап.

Как видно из табл. 9, 10, различия в содержании Au разных зон метаморфизма в абсолютных значениях незначительные, по существу ниже наблюдаемых природных дисперсий его распределения в породах и на уровне ошибок самих анализов. Не случайны в связи с этим и имеющиеся высказывания об инертном поведении золота в условиях метаморфизма.

В металлогеническом (рудообразующем) отношении процессы метаморфизма, очевидно, можно принимать во внимание, лишь если учитывать большие массы пород, вовлекаемых в метаморфические преобразования. Следует также иметь в виду, что из метаморфизу-

емых пород в высокотемпературных зонах выносятся далеко не все золото [26]. Свидетельство этого – нередко фиксируемые его повышенные содержания (до 5-10 мг/т и выше) в таких зонах, прежде всего при наличии повышенного количества магнезиально-железистых силикатов, магнетита или сульфидов (пирротина, халькопирита), являющихся концентратами золота и прочно “удерживающих” Au даже в условиях высоких температур и давлений. Анализ имеющихся данных позволяет заключить, что испытывает миграцию в первую очередь золото, находящееся в осадках в хемогенной форме в тесной ассоциации с  $C_{орг.}$  в виде металлоорганических соединений, а также электрозаряженное сорбированное органикой и глинистыми минералами. Частично выносятся золото, находящееся в тонкодисперсной форме в сульфидах, при дисульфидизации и диссоциации последних. Кластогенное электронейтральное золото, особенно крупных размеров, характеризуется повышенной устойчивостью.

Как видно из табл. 6. 7. основное количество золота (40-70%) высвобождается из осадков в условиях литогенеза и раннего метаморфизма. Исходя из этого установленная в различных регионах бывшего СССР и зарубежных стран избирательная приуроченность месторождений золота именно к слабометаморфизованным толщам (преимущественно цеолитовой и слюрит-серцитовой фаций) может найти довольно удовлетворительное объяснение.

Подобно золоту в условиях литификации и метаморфизма осадков ведут себя многие элементы. Так, согласно экспериментальным данным при литификации карбонатных осадков в раствор переходит до 60% стронция, содержащегося в твердой фазе. За счет этого содержание его в метаморфогенных растворах может достигать 5-6 г/л при 0.008 г/л в морской воде, т. е. увеличиться более чем в 1000 раз. Содержание Pb может достичь 12 мг/л, Zn – 38 и Cu – 3 мг/л, т. е. увеличиться по сравнению с морской водой соответственно в 450000, 3800 и 100 раз и достичь тем самым, подобно золоту, концентрации, наблюдающейся в современных рудогенерирующих термальных источниках [30]. В стадию позднего катагенеза и начального метаморфизма содержания металлов в поровых растворах, как установлено экспериментально, могут достигать 10-20 мг/кг и более, а общая минерализация 300 г/л. Концентрируются прежде всего элементы (Pb, Zn, Cu, V, Au, P и др.), накапливающиеся прижизненно и в условиях аэробного окисления в повышенных коли-

Таблица 11

*Характер изменения сорбционной емкости  $C_{\text{орг.}}$  ( $z/m / 1\% C_{\text{орг.}}$ ) по отношению к Au-глинистому комплексу) по мере усиления степени его метаморфизма (по работе [30])*

Тип $C_{\text{орг.}}$	Степень метаморфизма					
	I	II	III	IV	V	VI
$C_{\text{орг.}}$ оруденелых алевроданцев с золото-сульфидной минерализацией		73	61	53	50	47
$C_{\text{орг.}}$ вмещающих алевроданцев	115	66	63	54	53	41

**Примечание.** Степень метаморфизма: I - слабый катагенез, II - цеолитовая зона, III - самая слабая, IV - начальная, V - средняя, VI - высокотемпературная степень хлорит-серицитовой зоны.

веществах в органическом веществе и в глинистых минералах за счет их высокой биогенной и сорбционной емкости.

В условиях средне- и высокотемпературного метаморфизма концентрация метаморфогенных растворов, судя по экспериментальным данным и непосредственным измерениям, еще более возрастает и может достигать больших значений [26 и др.]. Помимо металлов и металлоидов в поровых и метаморфогенных растворах резко возрастает количество различных газов, прежде всего углекислоты, образующейся в условиях раннего метаморфизма и катагенеза главным образом за счет окисления  $C_{\text{орг.}}$ , а в условиях среднего и особенно высокотемпературного метаморфизма — за счет диссоциации карбонатов и в меньшей мере за счет  $C_{\text{орг.}}$ . В больших количествах образуются газообразные углеводороды и другие газы ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2$ ) за счет термического разложения  $C_{\text{орг.}}$ , общей десорбции пород и диссоциации сульфидов. В итоге поровые растворы трансформируются в высокоминерализованные флюиды.

Этим самым устанавливается принципиально важная закономерность, позволяющая подойти к пониманию источников золота для эндогенного оруденения, развитого в осадочных толщах, прежде всего в углеродистых: *по мере усиления степени литификации и метаморфизации толщ осадков содержание металлов в их твердой фазе (если исключить минеральные новообразования) во много раз понижается, а во флюидной, наоборот, возрастает* (рис. 6).

Касаясь основных причин, обуславливающих это явление, можно отметить следующее. В ранний литогенетический этап высоко

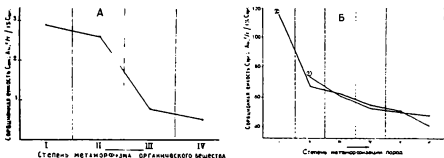


Рис. 7. Характер изменения сорбционной емкости  $C_{орг}$  по отношению к золоту (цианистому комплексу) по мере нарастания степени метаморфизма (по работе [22]).

А - изменение сорбционной емкости  $C_{орг}$  в ряду торф-антрацит. I - торф, II - гумусовые и сапропелевые угли, III - коксовый уголь, IV - антрацит. Б - изменение сорбционной емкости пород (1) и руд (2), содержащих  $C_{орг}$ . Степень изменения  $C_{орг}$ : I - слабый катагенез, II - цеолитовая фация, III - катагенез, IV - начальная ступень хлорит-серицитовой фации, V - средняя ступень хлорит-серицитовой фации, VI - высокотемпературная ступень этой фации

бождение Au и сопутствующих компонентов из твердой фазы осадков и переход их в иловые и поровые растворы происходят в основном за счет уплотнения, биохимического разложения и резкого уменьшения сорбционной емкости  $C_{орг}$  глинистых минералов и в целом всего осадка. Так, в условиях диагенеза и эпигенеза разрушается не менее 10-25%  $C_{орг}$ . Основная масса  $C_{орг}$  (92-98%), сносимого с суши и продуцируемого в океане, разлагается еще раньше — в процессе накопления осадка за счет надонного и раннедиагенетического окисления  $C_{орг}$ , приводя к переходу в растворенное состояние накапливающихся в нем Au и других элементов (табл. 11, рис. 7).

Как уже отмечалось в гл. 1 наст. работы, при рассмотрении роли сорбционных процессов сорбционная емкость  $C_{орг}$  довольно существенно уменьшается по мере усиления степени его метаморфизации. Установлено это экспериментально и согласуется с геологическими данными, полученными по многим районам.

Общеизвестно уменьшение сорбционной емкости глин, глинистых минералов и слюд по мере усиления их метаморфизации.

Важную роль, несомненно, играли, кроме того, подводные конседиментационные эксгаллятивно-гидротермальные и вулканогенные процессы, поскольку значительное проявление их в период накопления и литификации углеродистых осадков к настоящему времени доказано, в том числе и применительно к миогеосинклинальным

провинциям [26]. Эти же процессы оказали решающую роль и на первичную специализацию углеродистых осадков и степень обогащенности их металлами платиновой группы (МПГ), Au, As, Ni, Co, Mn, P и рядом других элементов. На это, в частности, указывает тот факт, что повышенные концентрации Au ( $>10-15$  мг/т) в углеродистых сланцах, лишенных наложенных процессов, отмечаются лишь в тех случаях, когда среди сингенетичных сульфидов помимо преобладающих слабозолотоносных осадочно-диагенетических разностей отмечаются вулканогенно- или гидротермально-осадочные разности с повышенными ( $>0,5-1$  г/т) содержаниями Au и МПГ.

В условиях средне- и высокотемпературного метаморфизма в качестве основных факторов концентрирования растворов выступают:

1) дальнейшее термическое разложение  $C_{\text{орг}}$  с переходом в раствор содержащихся в нем металлов, различных газов и сложных углеводородов (в углеродистых породах содержание  $C_{\text{орг}}$  изменяется в среднем от 1,5-6% в зеленосланцевой фации до 0,5-1,5% в амфиболитовой);

2) общая десорбция различных минералов, в том числе гидроксидов и слоистых силикатов;  $C_{\text{орг}}$  по отношению к Au и другим металлам (табл. 11, рис. 7);

3) диссоциация сингенетичных и метаморфических карбонатов (в первую очередь магнезиально-железистых), сульфидов (в первую очередь киновари, антимонита, марказита, пирита, арсенопирита), преобразование гидрослюд и ряда других минералов;

4) возрастание растворимости Au и других элементов в условиях возрастания потенциала кислорода P-T системы;

5) уменьшение изоморфной и механической емкости пород и минералов по отношению к Au и другим металлам по мере нарастания степени метаморфизма вмещающих пород (рис. 8).

Показательно в этом отношении поведение наиболее распространенного сульфида — пирита. В условиях нарастания метаморфизма он перекристаллизовывается, замещается пирротином и частично магнетитом, что приводит к высвобождению золота и серы. Так, в углеродистых толщах Ленского золотоносного района Восточной Сибири путем непрерывного прослеживания углеродистых пластов установлено, что содержание сингенетичного пирита в зеленосланцевой фации составляет 0,1-2,0%, а в амфиболитовой фации в этих же пластах содержание пирротина, возникшего за счет



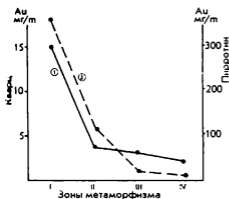


Рис. 8. Графики изменения содержания золота в пирротине (1) и жильном кварце (2) по мере усиления степени метаморфизма вмещающих пород. Зоны метаморфизма: I - хлорит-серпичитовая, II - биотит-хлоритовая, III - эпидот-амфиболитовая, IV - амфиболитовая

дисульфидизации пирита, повсеместно ниже — 0,2-0,01%. В итоге выносятся не менее 1-2 тыс.т серы из 1 км<sup>3</sup> пород. Одновременно существенно уменьшается содержание Au: от 0,01-30 г/т в пирите до 8-14 мг/т в пирротине, возникшем за счет пирита. В других регионах (Дальний Восток, Якутия) устанавливается диссоциация арсенопирита, сингенетичного толщам, и последовательное уменьшение в нем количества Au.

Все это вполне определенно позволяет говорить о том, что содержания Au, S<sub>пр</sub>, CO<sub>2</sub>, S, As, как и ряда других компонентов, фиксируемые в метасадочных породах, не отвечают первичным седиментогенным. Безусловно, это более низкие, "отработанные" концентрации, изофациальные по отношению к P-T-X условиям литогенеза и метаморфизма. Все "избыточные" по отношению к этим условиям количества золота, различных газов и металлов перешли из твердой фазы осадков в состав поровых вод и флюидов, т. е. в состав жидкофлюидной фазы.

Для горючих газов и нефтеобразующих углеводородов данное положение давно общепризнано и не вызывает сомнений, однако применительно к Au и другим металлам еще только начинает привлекать внимание. Низкие содержания Au (1-5 мг/т), фиксируемые в лишенных сульфидов и кварцевых прожилков углеродистых сланцах, обычно интерпретируются как первичные, седиментогенные, недостаточные для рудообразования. В действительности, как следует из всего вышеизложенного, этот факт может говорить и об обратном — о выносе Au из этих пород и расходовании его на образование рудных тел.

При этом в сульфидоносных разностях углеродистых осадков высвобождаемое при рассмотренных процессах Au практически может не испытывать значительных перемещений. Оно сразу же "захватывается" сульфидами (осадочными и (или) метаморфическими — в зависимости от этапа преобразования пород) и перераспределяется совместно с ними. Показатель этого — постоянно повышенное (на порядок и более) содержание Au в сульфидах по сравнению с вмещающими породами, в том числе в сульфидах осадочного, метаморфогенного и гидротермально-метасоматического генезиса. По мере развития процесса регенерации, перераспределения и новообразования сульфидов содержание Au в них, как отмечалось выше, возрастает, а в боковых окружающих породах, наоборот, уменьшается — от 3–8 мг/т вокруг осадочно-диагенетических разностей в литифицированных осадках до 1–3 мг/т вокруг метаморфогенно-гидротермальных и гидротермально-метасоматических, развивающихся в породах зеленосланцевой фации метаморфизма. Между содержанием Au в пиритах и в боковых породах, прежде всего непосредственно в зальбандах сульфидных скоплений, намечается обратная корреляционная связь. Коэффициент корреляции изменяется от 0,10–0,2 для осадочно-диагенетических образований до 0,3–0,5 для гидротермально-метасоматических. Аналогичная обратная корреляционная связь проявляется между содержанием в пиритах и в боковых породах других элементов, прежде всего сидеро-, халькофильных — Fe, Ni, Co, Cu, As и других геохимически близких золоту.

В слабосульфидизированных разностях осадков высвобождаемое Au может мигрировать на значительные расстояния. Концентраторами его в этом случае выступают кварцевые жилы и прожилки, которые могут быть автохтонными либо аллохтонными по отношению к золотогенерирующим толщам.

#### *Поведение золота в условиях дислокационного метаморфизма и гидротермально-метасоматических преобразований пород*

В условиях дислокационного метаморфизма углеродистых и прочих пород также устанавливается миграция Au. Содержание его

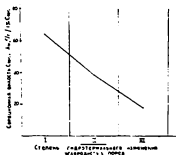


Рис. 9. График изменения сорбционной емкости  $C_{ср.}$  по мере усиления гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород (по работе [26]).

Степень изменения: I - слабая (самые внешние зоны метасоматизма), II - умеренная, III - значительная и интенсивная

снижается в участках повышенного рассланцевания, сопровождающегося серицитизацией, от 2-8 мг/т в исходных алевросланцах до 1-3 мг/т в измененных несulfидоносных. В случае новообразования сульфидов суммарное содержание Au, наоборот, возрастает пропорционально интенсивности сульфидизации.

Аналогичные изменения фиксируются при интенсивном рассланцевании и других пород (в том числе базитов, диоритов, гранодиоритов и гранитов), сопровождающемся разложением магнезиально-железистых силикатов с развитием хлорита, серицита и особенно магнезиально-железистых карбонатов. Содержание золота в рассланцованных диабазах, порфиритах и динамосланцах может в отдельных случаях в 1,5-2 раза уменьшаться по сравнению с исходным. Однако появление новообразованного пирита, как и в случае со сланцами, ведет к возрастанию количества золота.

При собственно гидротермально-метасоматических преобразованиях пород эбиссальных и гипабиссальных фаций изменения в содержании Au по существу те же, но интенсивнее проявлены. Вынос Au отмечается в тех частях метасоматической колонки, в которых происходит разложение магнетита, пирротина и железосодержащих минералов исходных пород, сопровождающееся образованием кварца, серицита, магнезиально-железистых карбонатов и кальцита при отсутствии пирита. Вынос Au осуществляется также за счет общего значительного уменьшения ("выгорания")  $C_{ср.}$  пород, выражающегося в их осветлении и уменьшении на фоне этого сорбционной емкости  $C_{ср.}$  по отношению к Au (рис. 9). Для слабоизмененных углеродистых сланцев сорбционная емкость  $C_{ср.}$  (г/т на 1%  $C_{ср.}$ ) составила 63, для умеренно измененных - 39 и для интенсивно изме-

Таблица 12

Содержание Au (мг/т) в породах различной степени окисляемости гидротермально-метасоматического изменения верхнего (числитель) и нижнего (знаменатель) структурных горизонтов. Восточная Сибирь, верхний протерозой, палеомская серия, докембрийская и хемалтинская свиты (по работе [30])

Порода	Характер изменения пород			Значительно и интенсивно измененные
	Исходные неизменные	Слабо и очень слабо измененные	Умеренно измененные	
Алепосланцы	$\frac{3,34(114)}{3,28(216)}$	$\frac{5,82(45)}{2,26(147)}$	$\frac{11,02(102)}{1,75(117)}$	Во много раз выше в сравнении с исходным
Песчанки	$\frac{3,99(159)}{5,29(81)}$	$\frac{3,70(187)}{3,55(57)}$		То же

Примечание. В скобках указано количество проб.

Таблица 13

Кларковые содержания золота (мг/т) в ряду последовательно образующихся продуктов гранитизации (по работе [30])

Район	Исходные кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма	Зона гранитизации			Палингено-метасоматические антохионы и слабо гипершенные анатектиты
		Метасоматические гранитизированные породы	Автохтонные продукты метасоматической гранитизации		
Восточная Сибирь	$\frac{3,7(1,0-5,6)}{571}$	$\frac{2,45(1,0-4,3)}{191}$	$\frac{1,85(0,5-3,5)}{125}$	$\frac{2,42(1,0-6,5)}{526}$	
Западная Сибирь	$\frac{4,0(1,2-7,9)}{32}$	$\frac{3,70(2,0-5,6)}{5}$	$\frac{2,71(1,1-4,8)}{8}$	$\frac{14,45(1,1-36,0)}{4}$	
Якутия	$\frac{9,2(2,2-38,5)}{34}$	$\frac{7,9(2,0-17,0)}{17}$	$\frac{1,97(0,96-4,7)}{8}$	$\frac{10,8(1,5-29,0)}{13}$	
Белорусский кристаллический массив	$\frac{4,35(2,3-7,1)}{185}$	$\frac{2,2(0,9-3,9)}{12}$	$\frac{3,0(1,9-3,6)}{46}$	$\frac{12,1(1,8-30,0)}{8}$	

Примечание. В числителе - в скобках - R, в знаменателе - количество проб.

ненных - 18 [26]. При этом устанавливаются существенные отличия в поведении золота различных структурных горизонтов. Показательный пример — Ленский золотоносный район (табл. 12).

На самых нижних горизонтах минерализованных зон Au заметно выносятся из внешних и средних частей метасоматической колонки, представленных слабо и умеренно осветленными породами, характеризующимися почти полным разложением осадочных и раннеметаморфических сульфидов, железосодержащих оксидов и силикатов. Новообразования представлены редкими маломощными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками, повышенным количеством серицита, кальцита, Mg-Fe-карбонатов. Сульфиды, если и образуются, то в очень незначительных количествах. В то же время из значительно и интенсивно измененных пород этого же горизонта, характеризующихся существенным развитием сульфидов, Au не выносятся, а привносится в них (табл. 13).

На средних и особенно верхних структурных горизонтах содержание Au значительно уменьшается по сравнению с первичным лишь в наиболее слабо измененных породах, характеризующихся замещением магнезиально-железистых силикатов серицитом и отсутствием новообразованных сульфидов. В основной же массе измененных пород отмечается возрастание содержания Au (до 0,1-0,5 г/т, редко более) по мере возрастания интенсивности околожильной сульфидизации.

В близповерхностных месторождениях, для которых характерны метасоматиты пропилитового ряда, вынос золота обычно хорошо выражен и свойствен фациям, не содержащим сульфиды. При содержании 4-7 мг/т в исходных породах в пропилитах золото составляет 1-2 мг/т.

В целом, как видно, полученные фактические данные по содержанию золота в разных зонах метасоматических колонок, свидетельствующие о выносе его, согласуются с вышеприведенными данными по кларковому содержанию золота: фемические минералы, имеющие повышенный кларк золота (пирротин, магнетит, магнезиально-железистые силикаты), замещаются явно менее золотоносными минералами (кварц, карбонаты, альбит, серицит). Было бы непонятным, если бы такое изменение в содержании золота не фиксировалось.

### *Поведение золота при процессах ультраметаморфизма и гранитообразования*

Приуроченность подавляющего большинства “золотогенерирующих” гранитоидов к породам, характеризующимся повышенным кларком золота, в настоящее время не вызывает сомнений. Особенно большой вклад в обоснование этих представлений внес Ю.Г. Щербаков [121, 122]. Однако объяснение данной эмпирически установленной закономерности не получило еще общепризнанного правильного объяснения. Широко распространены представления Ю.Г. Щербакова и других исследователей, согласно которым это обусловлено обогащением гранитного расплава золотом вмещающих пород, что в конечном итоге и приводит к избирательному формированию на постмагматическом этапе месторождений именно среди таких пород. Вместе с тем имеющиеся фактические данные по этому вопросу не подтверждают такое объяснение и позволяют отметить следующее.

В различных регионах проявляется единая общая закономерность: содержание золота в палингенно-метасоматических автохтонных и слабоперемещенных гранитах как калиевого, так и натриевого состава ниже, чем во вмещающих гранитизируемых породах. Это вполне определенно указывает на вынос Au в процессе гранитизации. Как отмечалось в работах [23, 30] и видно из табл. 13, *вынос Au происходит в ранний метасоматический этап, предшествующий плавлению*. Показатель этого — наиболее низкое содержание Au в ранних продуктах гранитизации — автохтонных метасоматических и палингенно-метасоматических мигматитах, гнейсо-гранитах и гранит-пегматитах.

В связи с этим Au гранитизируемых пород не может накапливаться в образующемся гранитном расплаве и, следовательно, не может приводить к постмагматическому (магматогенному) золотому оруденению по схеме предварительного обогащения магм золотом гранитизируемых пород. В гранитный расплав переходит лишь небольшая часть золота, содержащегося в исходных гранитизируемых породах. Оно отгоняется из пород раньше образования расплава. Экспериментальные и геологические данные подтверждают этот вывод: анатектические и прочие интрузивные граниты орогенного этапа, развитые в осадочных толщах, преимущественно метаморфизуют золоторудные тела, пересекают их.

Аналогичным образом ведут себя S, As, Ni, Co, Fe, МПГ и основная масса других сидерофильных и халькофильных элементов. Именно по этой причине анатектические граниты снискали себе славу “нерудоносных”.

Развитое в ряде случаев среди осадочных толщ золотое оруденение, находящееся в тесной ассоциации с гранитами и накладывающееся на них, в отличие от преобладающего догранитного существенно иное. Для него характерна тесная пространственно-временная связь с более поздними — позднеорогенными гранодиоритами и гранитоидами иной — габбро-диорит-плагиигранитной формации. В отличие от догранитного оруденения, представленного в основном золото-сульфидной и золото-кварц-сульфидной прожилково-вкрапленной формациями при подчиненной роли мало-сульфидных кварцевых жил, это оруденение кварцевожильное мало- и умеренно сульфидной формации. Именно только для этого типа оруденения есть серьезные основания связывать существенное количество золота с магматическим расплавом. В пользу этого свидетельствует повышенный кларк Au в таких гранитоидах (4-15 мг/т), наличие золота в протоочках гранитов, тесная пространственно-временная связь с ними оруденения, развитие последнего не только среди углеродистых, но иных толщ, в том числе среди самих гранитоидов.

Вынос золота при гранитизации происходит на фоне возрастания величины отношения  $K_2O/Al_2O_3$ . Как было показано ранее [22], это же устанавливается и при региональном метаморфизме.

### *Поведение золота при процессах пегматитообразования и интродуирования магматических расплавов*

Как видно из табл. 13, в гранитах, образующихся из расплава (палингено-метасоматических автохтонных и слабоперемешанных анатектических), содержания золота в целом существенно более высокие в сравнении с автохтонными метасоматическими их разновидностями, возникшими в этих же толщах, но без достижения расплава. Это вполне определенно указывает на то, что образование гранитного расплава сопровождается накоплением в нем некоторой части золота совместно с летучими компонентами. При этом содержания

золота возрастают по мере интродирования расплава и накопления в нем летучих. Показатель этого — наиболее высокие содержания золота в апикальных частях интрузий и в их наиболее интродированных фашиальных разностях, в так называемых “малых интрузиях”. Последние по этим же причинам наиболее часто подвержены аутометасоматической березитизации. По данным Е.А. Зверевой [57], обобщившей результаты анализов по содержанию золота в магматических породах различных регионов, среднее содержание золота для кислых пород глубинных фаций составило 3,99 мг/т, для гипабиссальных — 5,23 и для излившихся — 6,03 мг/т. Аналогичные выводы намечаются и по другим данным [52, 64].

Устанавливается последовательное возрастание содержаний золота и в пегматитах по мере перехода от автохтонных метасоматических разностей к интрузивным через палингенно-метасоматические [30]. В метаморфогенно-метасоматических плагиоклазовых пегматитах содержания золота самые низкие — на уровне 1,6–2,1 мг/т, в палингенных автохтонных плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых — до 2,5 мг/т, в палингенных микроклинных и микроклин-плагиоклазовых — до 2,8 мг/т. В дальнейшем при аутометасоматических процессах с развитием мусковита в ассоциации с кварцем (в виде так называемого кварц-мусковитового замещающего комплекса) содержания золота еще более возрастают — до 3,2 мг/т и выше.

В данном случае характерно, что при образовании как интрузивных гранитов, так и пегматитов вынос золота при кристаллизации магматического расплава не устанавливается. По отношению к золоту магматическая система оказывается закрытой или квазизакрытой. Даже в мономинеральном тщательно отобранном кварце замещающего комплекса, в котором содержания золота, казалось, должны были быть низкими или очень низкими, они фактически достигали (по отдельным пробам) 10 мг/т, а в мусковите даже наблюдались мелкие золотины при расщеплении его по спайности.

Все это свидетельствует в пользу того, что коровые граниты (гранитные расплавы) на постмагматическом этапе своего развития вряд ли могут выступать в роли существенного источника золота для его эндогенных месторождений. *Высвобождение золота при процессах гранитообразования происходит и в значительных количествах, но раньше образования гранитного расплава.* Последний, наоборот, это навмпливает по мере интродирования.



В то же время по данным работы [57] для основных и ультраосновных магматических пород намечается иная тенденция — уменьшение кларковых содержаний золота по мере перехода от глубинных фаций (в среднем 7,87 мг/т) к гипабиссальным — 0,33 мг/т). Это свидетельствует в пользу выступления основных и ультраосновных расплавов в роли реальных первичных источников золота, приводящих к обогащению им различных осадков и магматических пород и в конечном итоге — к формированию его месторождений.

Результаты исследований М.Н. Годлевского, Л.В. Разина и других геологов степени золотоносности в различной мере дифференцированных базит-гипербазитовых образований норильского типа подтверждают такое положение.

Такая же закономерность наблюдается и применительно к МПГ.

### *Поведение золота в условиях контактового метаморфизма*

Полученные данные, особенно последних лет, показывают, что метаморфизованные месторождения золота встречаются довольно часто — значительно чаще, чем это было известно ранее. Целый ряд месторождений, которые рассматривались как “обычные” неметаморфизованные, при детальном изучении оказываются метаморфизованными, и значительно.

Таким, в частности, по данным Н.А. Ершовой и Э.М. Спиридонова [104], является давно известное Кочкарское золото-сульфидно-кварцевое с теллуридами месторождение. Западная часть его метаморфизована в условиях фации роговообманковых роговиков. Пропилиты и листвениты превращены в “табачки”. Хлорит и мусковит замещены биотитом; развиты порфиробласты плагиоклаза с обратной зональностью; характерны в виде новообразований роговая обманка, диопсид, пирротин, двойные теллуриды и сульфотеллуриды Pb-Bi.

Метаморфизованным при давлении порядка 5-6 кбар является и не менее известное месторождение Колар в Индии. На это указывает почти чисто углекислый состав флюидов в жильном кварце этого месторождения, установленный В.Б. Наумовым и другими [104], широкое развитие роговой обманки, диопсида и ряд других признаков.

Интрарудный метаморфизм проявлен на Многовершинном

Интенсивно метаморфизованным в условиях гранат-биотитовой ступени контактового метаморфизма является золото-кварцевое месторождение Эльдорадо в Енисейском крае. Месторождение Сухой Лог подвержено контактовому метаморфизму хлорит-серицитовой ступени под влиянием массива Константиновских гранитов. Подобные и более слабые контактово-метаморфические изменения испытали многие месторождения Якутии и Приамурья (Юрско-Бриндакитская группа, Токур, Агние-Афанасьевское и др.).

Преобразования самородного золота, связанные с воздействием контактового метаморфизма, выражаются в следующем:

1) изменяется размерность золотин — преимущественно увеличивается в условиях низко- и среднетемпературного термального метаморфизма и уменьшается при наложении высокотемпературного метаморфизма и в зонах интенсивного катаклаза;

2) изменяется внутренняя структура золотин — зерна, слагающие золотины, приобретают ориентировку, возникают двойники прорастания, “линии трансляции”, регенерированные клежки и прожилки, происходит раскристаллизация мелкозернистых и метаколлоидных выделений, характерных для близповерхностных месторождений;

3) резко возрастает количество генераций золота и других минералов. намечается не менее двух групп их, различающихся по времени кристаллизации и внутреннему строению и пробности, — первичная эндогенная и вторичная метаморфогенная;

4) появляются новообразованные кварцевые прожилки и иногда жилы с переотложенным золотом и сульфидами;

5) первичный характер распределения золота и сопутствующих полезных компонентов в основном сохраняется либо изменяется, но незначительно; структурно-тектоническое положение рудных тел также сохраняется практически неизменным;

6) изменяется пробность самородного золота — в целом она возрастает при увеличении общей дисперсии частных значений по отдельным золотинам и их частям.

При этом следует иметь в виду, что величина изменения пробности золота (Пр. Au) за счет наложенного метаморфизма зависит помимо Р-Т условий метаморфизма еще от совокупности целого ряда факторов, в том числе от первичного содержания в породах и рудах  $C_{\text{орг}}$ , сульфидов, кварца, сурьмы, а также от общих геохимических особенностей вмещающих пород и метаморфизма, его газовой

и флюидного режимов. В общем случае эта зависимость может быть представлена в следующем виде:

$$\text{Пр. Au} = K_1 \cdot K_2 \frac{P \cdot T \cdot X_{\text{SiO}_2} \cdot C_{\text{Sb}}}{X_{\text{C}_{\text{орг}}} \cdot \varphi_{\text{S}} \cdot \varphi_{\text{S}_2}}$$

где  $K_1$  — постоянная величина, определяемая первичной пробностью золота и общим химическим составом метаморфизируемых пород и руд;  $K_2$  — постоянная величина, определяемая геохимическими особенностями метаморфизма, в том числе его флюидным режимом;  $P$ ,  $T$  — температура и давление метаморфизма;  $X_{\text{SiO}_2}$  — содержание свободного кремнезема (кварца) в метаморфизируемых рудах и породах,  $X_{\text{C}_{\text{орг}}}$  — содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$ ;  $\varphi_{\text{Ag}}$ ,  $\varphi_{\text{Sb}}$ , и  $\varphi_{\text{S}}$  — потенциалы химической активности серебра, сурьмы и серы соответственно в условиях метаморфизма руд.

Как видно из формулы, повышенное содержание в рудах кварца и сурьмы способствует (наряду с возрастанием  $P$ ,  $T$ ) увеличению пробности золотин. В то же время повышенные содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  и сульфидов (серы) оказывают обратное воздействие.

Существенное влияние на пробность золота, кристаллизующегося в условиях контактового метаморфизма, оказывает, кроме того, содержание серебра в метаморфизируемых рудах и вмещающих породах. Повышенное количество его в последних (карбонатные осадочные породы, магнезиально-кальциевые метасоматиты, калиевые вулканы) и в исходных метаморфизируемых рудах не способствует возрастанию пробности новообразованного метаморфогенного золота. Приобретая подвижность в условиях метаморфизма, оно, наоборот, может приводить (в тех случаях, когда не связывается с сульфидами) к образованию низкопробных высокосеребристых золотин или регенерационных и новообразованных каемок вокруг существовавших золотин.

Характер изменения содержаний золота и платины в условиях термального контактового метаморфизма осадочных толщ под воздействием гранитных интрузий виден из табл. 14, составленной нами по результатам работ, выполненных совместно с И.В. Коноваловым и В.Н. Шаровым. Как и при региональном метаморфизме, происходит вынос золота в условиях высокотемпературных фаций, но надо признать, что фиксируется он далеко не во всех случаях. Главный

ско-Бриндакитская группа – Якутия, Эльдорадо – Енисейский край и др.).

### *Поведение золота в условиях гипергенеза*

Поведение золота при гипергенных процессах, которые мы понимаем по Е. Ферсману как происходящие в коре выветривания и биосфере Земли, давно привлекает внимание в связи с отработкой и поисками золотоносных россыпей и вторичных обогащенных золотом руд. К настоящему времени оно довольно хорошо изучено. Особенно большой вклад внесли М.Н. Альбес, В.М. Крейгер, Ю.П. Ивенсен, Н.В. Нестеров и Н.А. Росляков. Установлена высокая растворимость и подвижность золота при этих процессах, обусловленная в решающей мере присутствием кислорода – активного окислителя самого золота и особенно содержащих его сульфидов и других железосодержащих минералов.

При их окислении и разрушении происходит высвобождение золота и миграция его преимущественно на небольшие расстояния, в виде различных комплексных соединений и тонкодисперсных частиц – электроразряженных и нейтральных. Следствие этого – широкое распространение коллоидального золота и миграция его в коллоидной форме. Характерна и гравитационная миграция частиц золота, в том числе крупных и весьма крупных, приводящая к накоплению его в “головке” рудных тел и минерализованных зон, в элювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях с образованием россыпей, нередко весьма богатых.

Общезвестно наличие в ряде случаев в зоне окисления подзоны вторичного обогащения, в которой содержания золота выше в 2-5 раз, чем в первичных рудах. Прежде всего это характерно для золотосодержащих сульфидных залежей (месторождения Дегтярское, Первомайское, Сибайское, Учалинское на Урале и др.). В ряде случаев вторичное обогащение наблюдается и в кварцевых жилах умеренно сульфидной и малосульфидной формаций – месторождения Ворошиловское, Харгинское, Токурское Амурской области и др.

Увеличение содержаний золота отмечается также в зоне окисления прожилково-вкрапленных руд “углеродистой” и углеродисто-карбонатной формаций. Так, на месторождении Голец Высочай-

ший (Ленский золотоносный район) содержания золота при опробовании зоны прожилково-вкрапленной минерализации в канавах оказались в среднем в 4,5 раза выше, чем в первичных рудах (2-15 г/т и выше в зоне окисления вместо 0,1-3 г/т в первичных рудах). При этом золото сконцентрировалось в виде элювиальной россыпи (ранее отработанной, весьма богатой) и в "головке" разрушенных ксренных пород (за счет гравитационного проседания золотин).

На Олимпиадинском месторождении золото-сульфидной вкрапленности в известковистых терригенно-углеродистых породах (Енисейский кряж) содержание золота в зоне окисления слабовыветренной коры выветривания, развитой до глубин в несколько сот метров, оказалось в среднем в 2 раза выше, чем в первичных рудах, и составило около 9 г/т. Существенно также, что в окисленных рудах золото в основном свободное, самородное, доступное для извлечения по простейшим схемам кучного выщелачивания, в то время как в первичных рудах — "упорное" тонкодисперсное в сульфидах (в основном в арсенопирите).

Важное, все возрастающее промышленное значение имеют площадные и линейные коры выветривания, в том числе древние, нередко содержащие промышленные месторождения золота. Типичные примеры — месторождения Карлин, Куранах.

Вместе с тем следует иметь в виду, что зона (подзона) вторичного золотого обогащения наблюдается далеко не на всех месторождениях и не во всех случаях. Наличие ее свойственно в первую очередь для месторождений с тонкодисперсным золотом, расположенных в соответствующих климатических зонах, и то не всегда. Характерные примеры — Нонинское золото-сульфидное месторождение на Буреинском срединном массиве, Маломырское прожилково-вкрапленное углеродистой формации - в Верхнеселемджинском золотоносном районе Амурской области и Юрско-Бриндакитская группа высокозолотоносных кварцевых жил — в Якутии. На всех этих месторождениях, разнотипных по минеральному составу и условиям образования, содержания золота вблизи поверхности и на глубине практически одинаковы. Зона вторичного золотого обогащения практически не развита.

Представления, настойчиво развивавшиеся Н.В. Нестеровым, об образовании ранее отработанных и ныне успешно обрабатываемых повышенных концентраций золота в кварцевожилвных золоторудных месторождениях вследствие ведущей роли процессов гипер-

Таблица 14

*Характер изменения кларковых содержаний золота и платины (мг/т) в условиях термального контактового метаморфизма (Ленский золотоносный район, контактовые роговики в зоне влияния Дзеддикарского массива)*

Породы	Зона метаморфизма							
	I		II		III		IV	
	Au	Pt	Au	Pt	Au	Pt	Au	Pt
Песчаники	<u>4.6</u>	<u>8.5</u>	<u>4.8</u>	<u>9.0</u>	<u>2.90</u>	<u>7.10</u>	<u>1.90</u>	<u>4.20</u>
кварцитовидные	150	20	120	20	70	25	80	20
Алевролиты	<u>5.2</u>	<u>7.7</u>	<u>5.1</u>	<u>6.80</u>	<u>3.00</u>	<u>6.70</u>	<u>2.60</u>	<u>7.30</u>
	180	15	110	10	60	10	60	5
Филлиты	<u>4.8</u>	<u>7.9</u>	<u>4.7</u>	<u>8.0</u>	<u>2.80</u>	<u>7.70</u>	<u>2.20</u>	<u>5.5</u>
	140	10	60	10	100	30	70	20

Примечания. Зоны метаморфизма: I - исходные регионально метаморфизованные в условиях хлорит-серпентитовой фации, II-IV - зоны контактового метаморфизма (II - биотитовая, III - андалузитовая, IV - кордиеритовая). В числителе приведены среднеарифметические содержания, в знаменателе - число анализов.

влияющий фактор - степень обводненности метаморфогенной системы.

Одновременно намечается и уменьшение содержания платины. При этом прослеживались непрерывно по простирацию одни и те же пласты пород, а изограды контактового метаморфизма занимали секущее положение по отношению к простирацию толщ. В анализ входили только пробы, лишенные наложенных регрессивно-гидротермальных изменений. Аналогичные данные - уменьшение содержания золота в зоне высокотемпературных контактовых роговиков - установлены в одном из рудных полей Киргизии В.Н. Долженко при изучении кларковых содержаний золота в углеродисто-кремнистых отложениях под воздействием контактового метаморфизма амфибол-роговиковой фации.

Экспериментальные данные, полученные В.Г. Моисеенко, М.А. Калиткиной, И.Н. Масляничкиным, В.М. Крейтером, И.Н. Плаксиных, позволяют говорить о том, что в условиях высокотемпературного метаморфизма (более 600°) процессы дезинтеграции золота явно преобладают над укрупнением. Как справедливо подчеркивалось В.Г. Моисеенко [80, 84], процессы укрупнения золота и его концентрирования происходят, видимо, только в условиях низких и средних ступеней метаморфизма.

Все это указывает на то, что зоны высокотемпературных контактовых роговиков можно рассматривать как области преимущественного выноса золота, а сопряженные зоны средне- и особенно низкотемпературных метаморфических фаций — как области возможного отложения и концентрирования золота. Общегеологические данные свидетельствуют в пользу такого заключения: золоторудные месторождения главным образом располагаются в обрамлении гранитоидных массивов, на небольшом или значительном удалении от них, преимущественно на расстоянии не менее 5-10 км (в плане). Особенно заметно это выражено в тех случаях, когда гранитоидные массивы крупных размеров по условиям образования являются слабоперемещенными — аэтохтонно-аглохтонными. При небольших массивах (штоках) золотое оруденение может находиться даже в зоне приконтактовых роговиков. Характерные примеры — Ниманский и Верхнеселемджинский золотоносные районы, Нижнее Приамурье (Агние-Афанасьевский и Дяппенский золотоносные узлы). Северо-Енисейский золотоносный район в целом (месторождение Советское и др.).

Что касается степени сохранности золотого оруденения, подвергающегося воздействию контактового метаморфизма, то здесь главную роль играют условия развития контактового метаморфизма, прежде всего флюидный режим. В условиях высокой концентрации летучих (прежде всего в карбонатных породах) активно развиваются контактово-метасоматические преобразования пород, и золото может существенно перераспределяться с образованием вторичных повышенных концентраций. Но такие условия для собственно контактового метаморфизма не характерны. Определяющим для него, как известно, является незначительное количество летучих ("сухость" системы). В связи с этим контактово-метаморфическое воздействие на метаморфизируемые золотоносные рудные тела выражается в основном в изменении пробности, размерности и внутренней структуры золотин. Первичный характер распределения золота обычно не изменяется либо изменяется, но слабо, включая конфигурацию и положение "рудных столбов". Перераспределение золота если и происходит, то ограничивается размерами рудных тел, т. е. является внутрижильным, внутрипластовым. Свидетельство этого — контактово-метаморфизованные месторождения золота, в том числе названные с повышенными и высокими содержаниями золота (Кочкарское — Урал, Колар — Индия, Многовершинное — Нижнее Приамурье, Юр-

ско-Бриндакитская группа — Якутия, Эльдorado — Енисейский край и др.).

### *Поведение золота в условиях гипергенеза*

Поведение золота при гипергенных процессах, которые мы понимаем по Е. Ферсману как происходящие в коре выветривания и биосфере Земли, давно привлекает внимание в связи с отработкой и поисками золотоносных россыпей и вторичных обогащенных золотом руд. К настоящему времени оно довольно хорошо изучено. Особенно большой вклад внесли М.Н. Альбез, В.М. Крейтер, Ю.П. Ивенсен, Н.В. Нестеров и Н.А. Росляков. Установлена высокая растворимость и подвижность золота при этих процессах, обусловленная в решающей мере присутствием кислорода — активного окислителя самого золота и особенно содержащих его сульфидов и других железосодержащих минералов.

При их окислении и разрушении происходит высвобождение золота и миграция его, преимущественно на небольшие расстояния, в виде различных комплексных соединений и тонкодисперсных частиц — электрозаряженных и нейтральных. Следствие этого — широкое распространение коллоидального золота и миграция его в коллоидной форме. Характерна и гравитационная миграция частиц золота, в том числе крупных и весьма крупных, приводящая к накоплению его в “головке” рудных тел и минерализованных зон, в элювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях с образованием россыпей, нередко весьма богатых.

Общеизвестно наличие в ряде случаев в зоне окисления подзоны вторичного обогащения, в которой содержания золота выше в 2-5 раз, чем в первичных рудах. Прежде всего это характерно для золотосодержащих сульфидных залежей (месторождения Дегтярское, Первомайское, Сибайское, Учалинское на Урале и др.). В ряде случаев вторичное обогащение наблюдается и в кварцевых жилах умеренно сульфидной и малосульфидной формаций — месторождения Ворошиловское, Харгинское, Токурское Амурской области и др.

Увеличение содержаний золота отмечается также в зоне окисления прожилково-вкрапленных руд “углеродистой” и углеродисто-карбонатной формаций. Так, на месторождении Голец Высочай-



ший (Ленский золотоносный район) содержания золота при опробовании зоны прожилково-вкрапленной минерализации в канавах оказались в среднем в 4,5 раза выше, чем в первичных рудах (2-15 г/т и выше в зоне окисления вместо 0,1-3 г/т в первичных рудах). При этом золото сконцентрировалось в виде элювиальной россыпи (ранее отработанной, весьма богатой) и в "головке" разрушенных ксеренных пород (за счет гравитационного проседания золотин).

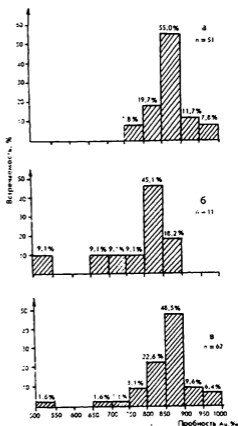
На Олимпиадинском месторождении золото-сульфидной вкрапленности в известковистых терригенно-углеродистых породах (Енисейский край) содержание золота в зоне окисления слабовыраженной коры выветривания, развитой до глубин в несколько сот метров, оказалось в среднем в 2 раза выше, чем в первичных рудах, и составило около 9 г/т. Существенно также, что в окисленных рудах золото в основном свободное, самородное, доступное для извлечения по простейшим схемам кучного выщелачивания, в то время как в первичных рудах — "упорное" тонкодисперсное в сульфидах (в основном в арсенопирите).

Важное, все возрастающее промышленное значение имеют площадные и линейные коры выветривания, в том числе древние, нередко содержащие промышленные месторождения золота. Типичные примеры — месторождения Карлин, Куранах.

Вместе с тем следует иметь в виду, что зона (подзона) вторичного золотого обогащения наблюдается далеко не на всех месторождениях и не во всех случаях. Наличие ее свойственно в первую очередь для месторождений с тонкодисперсным золотом, расположенных в соответствующих климатических зонах, и то не всегда. Характерные примеры — Нонинское золото-сульфидное месторождение на Бугейском срединном массиве, Маломырское прожилково-вкрапленное углеродистой формации - в Верхнеселемджинском золотоносном районе Амурской области и Юрско-Бриндакитская группа высокозолотоносных кварцевых жил — в Якутии. На всех этих месторождениях, разнотипных по минеральному составу и условиям образования, содержания золота вблизи поверхности и на глубине практически одинаковы. Зона вторичного золотого обогащения практически не развита.

Представления, настойчиво развивавшиеся Н.В. Нестеровым, об образовании ранее отработанных и ныне успешно обрабатываемых повышенных концентраций золота в кварцевожильных золоторудных месторождениях вследствие ведущей роли процессов гипер-

Рис. 10. Гистограммы дробности самородного золота Нонинского месторождения золото-сульфидной формации (Бурейский срединный массив). По работе [38], а - новообразованное гипергенное золото в окисленных рудах, б - первично типогенное золото, в - обобщенная гистограмма (суммарная выборка), характеризующая золото месторождения в поверхностных выборках (траншеях), n - количество определений



генеза не всегда обоснованы. Можно назвать очень большое число месторождений (Многовершинное в Приамурье, Агинское на Камчатке, Догалдынская жила в Бодайбинском районе и др.), в которых богатые рудные “столбы” имеют несомненно гипогенную природу. Хотя, разумеется, возможность образования зоны вторичного золотого обогащения нельзя исключать и следует учитывать на всех этапах геологоразведочных и золотодобывчных работ.

Помимо обогащения вторичным золотом процессы гипергенеза приводят, естественно, и к обратному явлению — значительному выщелачиванию золота в самой верхней части зоны окисления. Вследствие этого данные опробования по поверхностным выработ-

кам часто показывают резко заниженные результаты, что может приводить к неверной отрицательной оценке промышленных объектов. Такие случаи в геологической практике отмечались неоднократно, и их, разумеется, необходимо учитывать.

Существенное влияние гипергенных процессов сказывается на пробности самородного золота. В зоне окисления оно “облагораживается” за счет активного растворения и выноса входящих в его состав элементов-примесей. Пробность может увеличиться на 10-30 ед. (рис. 10). В россыпях пробность золота постоянно возрастает по мере удаления от коренного источника.

Характерно также укрупнение золотин в зоне окисления, частичная их регенерация.

В целом же, как видно, гипергенные процессы подтверждают изложенные в гл. 1 и 2 наст. работы представления о важной роли кислорода в формировании месторождения золота, о его повышенной растворимости в условиях высокого кислородного потенциала. Однако образующиеся растворимые соединения золота неустойчивы, легко разрушаются при наличии восстановителей, в роли которых выступают широко распространенные в зоне окисления глинистые минералы, оксиды и гидроксиды железа и марганца — лимонит, ярозит, гетит, гидрогетит, псиломелан и др. В связи с этим миграция золота в виде растворимых химических соединений ограничивается, как правило, небольшими расстояниями. Перенос же золота в виде дисперсных частиц в коллоидальной форме и в виде довольно крупных самородных золотин, приводящих к образованию аллювиальных россыпей, может осуществляться, как известно, на большие расстояния.

### *Геодинамические условия миграции золота*

Геологические условия процессов, приводящих к мобилизации и миграции золота, разнообразны, как следует из вышеизложенного. Согласно представлениям Н.З. Евзиковой, Г.В. Ицксон и Ю.И. Бакулина [9], все их многообразие сводится к реализации двух сосуществующих полярных тенденций — последовательного структурного уплотнения и разуплотнения среднего атомного объема вещества ( $w$ ). Структура самородного золота одна из наиболее рыхлых. Более рыхлыми являются висмутин, антимонит, галенит, станнин, сфалерит. Самородное серебро, халькопирит, молибденит

имеют близкие значения  $w$ . Но если большинство металлов, образуя электрически заряженные ионы, при изоморфизме имеют более или менее прочные связи с минералами-хозяевами, то золото, являясь в большинстве случаев электрически нейтральным, замещает вакансии в дефектах кристаллов, адсорбируется на поверхностях, гранях роста или образует другие непрочные связи. Кроме того, как указывалось, золото характеризуется минимальной энергией связи с другими элементами и минералами.

Поэтому практически любое воздействие на минерал — носитель золота (особенно развивающееся в условиях сжатия) приводит к его высвобождению и переходу в новое состояние — либо в другой минерал, либо в подвижную фазу, а кристаллизация золота как самородного металла характерна для обстановок разуплотнения.

Процессы литификации, регионального, контактового и дислокационного метаморфизма развиваются в условиях геодинамического сжатия, последовательного образования все более плотных ассоциаций минералов. Как следствие происходит вынос золота и переход его в подвижные фазы, которые начинают новый цикл рассеяния. Рудообразование (отложение золота) наступает тогда, когда наблюдается инверсия геодинамического режима, возвращающая в систему мобилизованные компоненты, в том числе рудные. Геологические подтверждения этому повсеместны: во всех складчатых поясах золотое оруденение приурочено к интенсивно дислоцированным толщам — зонам сжатия (рассланцевания), а в их пределах — к локальным областям растяжения (к трещинным структурам).

При этом многократно наблюдается смена сжатия относительным растяжением (разуплотнением), что обеспечивает высокую концентрацию рудообразующих растворов и тем самым снимает, как уже было показано [9], один из проблемных вопросов теории гидротермального рудообразования — необходимость поступления больших количеств рудообразующих растворов.

В зонах динамотермального метаморфизма при достижении сжатия амфиболитовой фации и выше релаксация напряжений ведет к палингенному гранитообразованию, а постепенное падение напряжений вызывает диафторез.

Исходя из таких представлений диафториты — это несостоявшиеся граниты [9]. Если же этот процесс идет в условиях формирования гранулитовой фации метаморфизма, образуются “сухие”, безрудные граниты и диафториты. В то же время при новообразова-

ниях амфиболитовой и более низкотемпературных фаций возникают рудогенерирующие метаморфогенно-гидротермальные системы. К производным таковых можно отнести месторождения золота Афанасьевского, Харгинского и Софийского гнейсовых куполов Селемджино-Кербинской золотоносной зоны, а также месторождения диафоритовой формации (по В.Д. Мельникову).

Исходя из такого механизма формирования рудоносных систем их продуктивность зависит от количества мобилизованного золота (интенсивности сжатия) и времени инверсии режима, возвращающего рудообразующие флюиды в систему.

Этот же механизм может быть реализован в пространстве, когда процесс происходит в краевых фациях метаморфитов и метасоматитов, а выносимые компоненты улавливаются сопряженной (центральной) областью разуплотнения — локальными флексурными изгибами, купольного типа структурами, центральными наиболее трещиноватыми частями зон расланцевания и пр.

Однако применительно к условиям палингенеза, метасоматической гранитизации и гидротермально-метасоматических преобразований вынос золота происходит в иных условиях — в областях пониженного давления, характеризующихся кристаллизацией минералов более рыхлых в сравнении с исходными. Следовательно, вынос золота происходит в условиях как сжатия, так и разуплотнения. На это обстоятельство уже обращалось внимание [9], и оно еще раз говорит о "двойственности" в поведении золота и в то же время объясняет гетерогенность генетических типов его месторождений и парагенетических минеральных ассоциаций.

### *Геодинамика поведения сопутствующих золоту элементов*

Как следует из вышесказанного, золото проявляет подвижность в различных геологических процессах. При этом в зависимости от их геодинамической характеристики (сжатия или разуплотнения) оно мигрирует в ассоциации с различными элементами.

При процессах, развивающихся в условиях сжатия, — прогрессивном метаморфизме, динамотермальном и контактовом метаморфизме — золото выносится и мигрирует совместно с высокоподвижными летучими соединениями и химическими элементами —  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$ , углеводами, углеводородами, Cl, F, S, As, Sb, Hg,

Таблица 16

*Содержание  $H_2O^*$  (вес. %) в углеродистых сланцах зеленосланцевой фации метаморфизма различных регионов бывшего СССР и зарубежных стран, содержащих и не содержащих золотое оруденение. Составлено по данным [22, 30]*

Порода	$H_2O^*$
Алевросланцы	
не содержащие рудные тела	<u>4,07</u>
содержащие рудные тела	573
не содержащие рудные тела	<u>2,76</u>
содержащие рудные тела	698

ший в этих условиях к выносу золота. — разложение и замещение фемических минералов силикатическими (с более низкими кларками золота).

### *Роль различных источников золота в рудообразовании*

Как следует из вышеизложенного, Au и сопутствующие ему компоненты ведут себя подвижно в условиях преобразования осадков, начиная с этапа их литификации и кончая гранитизацией и метаморфизмом (табл. 17). Учитывая большие мощности (5-17 км) осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, слагающих золотоносные площади, вполне можно считать, что все эти процессы в совокупности могли обеспечить необходимое количество Au для рудообразования в геосинклинально-складчатых поясах. Геологические данные подтверждают такое допущение: устанавливается прямая зависимость между золотоносностью рудных районов и мощностью слагающих их толщ, величиной их кларковой золотоносности (с учетом сингенетичных сульфидов), степенью преобразования (в региональном плане), включая метаморфизм и гранитизацию. В то же время первичные повышенные концентрации Au в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, особенно углеродистых, скорее всего, обусловлены в решающей мере конседиментационными вулканогенно-гидротермальными процессами, т. е. имеют эндогенную природу [19, 26]. Имеющиеся данные по составу элементов-примесей в пиритах (преобладание Co над Ni и пр.) подтверждают эту концепцию.

Таблица 17

*Величины выноса золота при различных геологических процессах  
(средние расчетные данные)*

Характер процессов	Величина выноса золота из изменяемых осадков, пород, т/км <sup>2</sup>
Литификация осадков	10-20
Катагенез, слабый метаморфизм	1-3 и более
Высокотемпературный, региональный метаморфизм	2,5-5
Контактовый метаморфизм	1-2
Гранитизация	2-12
В том числе:	
ультраосновных магматических пород	12,0
основных магматических пород	6,5
средних по составу магматических пород	3,9
различных метаморфических пород	2-5
Гидротермально-метасоматические изменения (безитнизация, пропитизация и пр.) внешних фаций	3-10 и более

Наибольшего внимания заслуживают процессы литификации и метаморфизма. Именно они обуславливают основное перераспределение Au и других металлов преобразуемых толщ осадков. Рассчитанный на примере различных рудных районов баланс показывает, что при этих процессах высвобождается не менее чем в 2-5 раз больше Au по сравнению с тем количеством его, которое было сосредоточено в месторождениях. Главное — наличие структурно-тектонических условий, обеспечивающих не рассеивание, а концентрацию выносимых рудных компонентов. Избирательная приуроченность золотого оруденения к углеродистым толщам в геохимическом отношении (в смысле первичного источника Au) может найти, таким образом, вполне удовлетворительное объяснение. При процессах дислокационного метаморфизма и гидротермально-метасоматических изменениях также может выноситься достаточное для рудообразования количество золота.

Ag, Bi и др., характеризующимися большими значениями ионно-атомных радиусов и  $w$ . Содержание этих компонентов (как и золота) по мере нарастания метаморфизма уменьшается. Одновременно за счет слабовыраженного привнеса калия возрастает величина отношения  $K_2O/Al_2O_3$  [73]. Благодаря этому процессы метаморфизма, строго говоря, не изохимические, а сама метаморфогенная система не является вполне закрытой.

В связи с вовлечением в метаморфические преобразования больших объемов пород (осадков) вынос сопутствующих золоту элементов оказывается весьма значительным — достаточным, как показывают расчеты, для формирования рудных тел. Показательно в этом отношении поведение серы. Вынос ее весьма значителен и происходит за счет общей диссоциации сульфидов и замещения пирита по схеме: пирит → пирротин → магнетит. При метаморфизме углеродистых алевросланцевых толщ в интервале зеленосланцевая—амфиболитовая фация из  $1 \text{ м}^3$  метаморфизируемых толщ выносятся, как указывалось, порядка 1300 тыс. т и более серы.

Аналогичным образом ведут себя уран, мышьяк, сурьма и другие халькофильные элементы.

В то же время железо, никель, кобальт и другие сидерофильные элементы практически не мигрируют, входя в состав феррических минералов; сидерофильные свойства золота не реализуются.

Как можно заключить на основе диаграмм дегидратации, составленных по данным У. Файфа и других исследователей, при диагенезе и региональном прогрессивном метаморфизме алевритовых осадков вынос флюидов составляет около 30% по объему и 12% по массе. В больших количествах выносятся  $CO_2$ , прежде всего за счет диссоциации карбонатов. До 80% выносятся урана.

Особенно большое значение имеют процессы дегидратации. Суммарное количество воды уменьшается от 2-4% в зеленосланцевой фации до 1-1,5% в амфиболитовой. Еще большее количество ее высвобождается на этапе литификации и диагенеза осадков. Расчеты показывают, что общего высвобождаемого количества воды более чем достаточно для формирования гидротермальных рудообразующих систем, особенно если принять во внимание отмеченные в предшествующем разделе представления Ю.И. Бакулина [9] о многократном участии в процессе одних и тех же растворов за счет многократного сжатия—растяжения.



Таблица 15

*Содержание  $H_2O^*$  (вес. %) в осадочных породах разных зон  
регионального метаморфизма, в различной мере золотоносных.  
Составлено по данным Г.С. Мирзаханова:*

Порода	Зоны метаморфизма		
	серицитовая, рудоносная	хлоритовая слабозолото- носная	альбитовая с золото- носными кварцевыми жилами
Алевросланцы	<u>3,23</u> 12	<u>2,54</u> 10	<u>2,43</u> 15
Песчаник	<u>1,68</u> 12	<u>1,50</u> 10	<u>1,46</u> 15

Примечание. Здесь и в табл. 16 в числителе - среднее содержание  $H_2O^*$ ,  
знаменателе - число проб.

При этом важно отметить, что помимо собственно прогрессивного регионального метаморфизма большое дополнительное значение в создании рудообразующих гидротермальных систем имеют процессы более локального — дислокационного метаморфизма. Как впервые было замечено В.А. Буряком [34], рудомещающие зоны расланцевания, завершающие процессы складкообразования и регионального метаморфизма, характеризуются не повышенным общим содержанием  $H_2O^*$ , а, наоборот, пониженным. Это зоны дегидратации, что устанавливается в различных регионах, особенно хорошо при развитии оруденения в терригенных толщах с изначальным несколько повышенным содержанием воды. Наиболее золотоносные зоны регионального метаморфизма, а в их пределах рудомещающие зоны расланцевания обеднены водой (табл. 15, 16). Высвобождаемые вода и золото образуют золотоносные гидротермы, формирующие рудные тела в участках с относительно пониженным давлением — в трещинных зонах, выступающих в роли дренажных структур.

При процессах, развивающихся в условиях разуплотнения, — палингенезе и гидротермально-метасоматических — золото выносится одновременно с выносом фемических элементов — реализуются его сидерофильные свойства. Происходит привнос калия, но в существенно больших количествах, и как следствие более заметно возрастает величина отношения  $K_2O/Al_2O_3$ . Основной фактор, приводя-

Магматогенную (мантийную) природу Au, видимо, можно предполагать только применительно к золоторудным месторождениям, развитым в углеродистых толщах в тесной пространственно-временной связи с интрузивными гранитоидами диорит-плагиогранитного ряда или в связи с вулканитами андезит-дацитового состава. Однако и для этого типа оруденения можно допускать наличие дополнительной (может быть, решающей) мобилизации Au из вмещающих толщ по принципу термоосмоса в магматический расплав и на постмагматическом этапе при метасоматической проработке вмещающих толщ с формированием метаморфогенно-плутоногенных сложных по генезису месторождений. На это, в частности, указывает то, что крупные месторождения Au в связи с такими гранитоидами отмечаются в тех случаях, когда ассоциируют с зонами разуплотнения – возможной гранитизации и массового выноса Au – и располагаются среди углеродистых толщ или вулканитов основного состава, характеризующихся (с учетом сингенетичных сульфидов) первичным повышенным кларком Au, или в непосредственной близости с ними. Показательно также то, что помимо наложенного на граниты “постмагматического” оруденения в таких месторождениях среди вмещающих толщ широко представлена и более ранняя “догранитная” золотоносная минерализация, прежде всего прожилково-вкрапленная золото-сульфидная или кварц-золото-сульфидная. Граниты в этом случае можно рассматривать как дополнительный фактор, активизирующий вынос и мобилизацию золота из вмещающих толщ.

### *Выводы*

1. В процессе преобразования толщ осадков, прежде всего углеродистых, золото не является инертным и способно выноситься в больших количествах: порядка 10–20 т/км<sup>3</sup> в этап литификации; 2,5–5 т/км<sup>3</sup> – в период их метаморфизма, 3–6 т/км<sup>3</sup> – при гранитизации, анатексисе, дислокационном метаморфизме и регрессивно-метасоматических изменениях. Одновременно с этим происходит возрастание концентрации Au в отжимаемых метаморфогенных растворах, усиливающееся по мере нарастания метаморфизма осадков и уменьшения содержания Au в их твердой фазе. |

2. Фиксируемые кларковые содержания Au в метаосадочных породах не соответствуют первичным седиментогенным. То же можно сказать и относительно метаморфизованных магматических пород. Это более низкие, "отработанные" концентрации, изофациальные P-T-X условиям метаморфизма.

3. Выносимых при литификации и метаморфизме углеродистых толщ количеств золота и сопутствующих компонентов вполне могло хватить, судя по рассчитанному балансу, для формирования золоторудных месторождений, развитых среди таких толщ. Прежде всего это касается месторождений, сформированных до внедрения орогенных интрузий плагиогранитного ряда в тесной временной связи с процессами метаморфизма и гранитизации и именуемых [73] метаморфогенно-гидротермальными.

4. Для месторождений, находящихся среди углеродистых толщ в тесной пространственно-временной связи с позднеорогенными гранитоидами плагиогранитного ряда, последние можно рассматривать в качестве основного либо существенного источника Au и сопутствующих компонентов. Однако применительно и к этому типу руденения есть основания предполагать важную, может быть, решающую роль вмещающих толщ в качестве поставщика Au и сопутствующих элементов.

5. Подобную роль, видимо, могут играть и толщи основных метавулканитов, характеризующиеся, как и углеродистые, высокими кларками золота.

6. Воздействия контактового метаморфизма проявляются на многих золоторудных месторождениях. Но они обычно не приводят к существенным перераспределениям золота. Первичные пространственные закономерности размещения золота в основном сохраняются. Меняется его пробность, гранулометрия и как следствие технологические свойства руд.

7. Гипергенные преобразования золота широко проявлены. но далеко не во всех случаях являются причиной возникновения высоких и повышенных содержаний золота, в том числе в близповерхностных эрозионных срезах.

8. Основные факторы, приводящие к выносу золота и сопутствующих элементов: 1) в условиях дислокационного метаморфизма — возрастание литостатического и одностороннего давления; 2) в условиях гранитизации и гидротермально-метасоматических преобразований — разложение фемических минералов (основных носителей золота) и замещение их силикатическими (обедненными золотом).

## Глава 5. РОЛЬ СОСТАВА ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩЕГО РАЗРЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

*Зарождение рудной провинции начинается с осадочного цикла дифференциации веществ.*

Член-корр. АН СССР А.И. Тугаринов, 1963 г

*Полезные ископаемые представляют собой, в сущности, горные породы, входящие в состав определенных формаций*

Академик Н.С. Шатский, 1964 г

**И**зучению влияния состава пород рудовмещающего разреза на формирование эндогенного оруденения с целью установления его генезиса и разработке на этой основе критериев прогнозирования придается в последние годы все более важное значение, особенно в отечественной геологии. Наибольшие успехи достигнуты при изучении оруденения, развитого в углеродистых осадочных толщах, прежде всего на примере месторождений урана и золота. Установлена во многих случаях определяющая роль вмещающих толщ как основных источников не только петрогенных, но и рудогенных компонентов при формировании золоторудных промышленных объектов [73, 22, 30, 58, 55; и др.]. В соответствии с этим существенно изменилась методика поисков и прогнозирования таких месторождений, повысилась их эффективность. Сами рудовмещающие толщи стали рассматриваться как "рудогенерирующие" [30, 69; и др.]. Хотя и меньший, но значительный объем

исследований выполнен в этом направлении и при изучении оруденения, развитого в магматических породах в пределах вулканогенных поясов. Однако единых представлений еще не выработано. По мнению большинства исследователей, рудогенные элементы, в том числе золото, медь, молибден, теллур, серебро, уран, поступали полностью или в решающей мере непосредственно во время рудообразования из мантии или магматических расплавов нижних частей земной коры.

Специально выполненные нами наблюдения, систематизация и анализ накопленных многочисленных данных позволяют по этому поводу отметить следующее.

Влияние состава пород на рудообразование многогранно и обусловлено совокупным воздействием трех основных факторов:

- 1) первичным содержанием в них рудогенных компонентов, прежде всего железа и реакционноспособного золота;
- 2) химическим и минеральным составом пород, способствующим осаждению золота из растворов;
- 3) физико-механическими свойствами пород — способностью к экранированию растворов, дроблению и расщеплению, — приводящими к созданию рудофокусирующих зон.

Наиболее важен первый фактор — первичное осаждение железа, способствующее образованию сульфидов (осадителей золота) и самого золота; важное значение имеет также присутствие  $C_{орг.}$ , глинистых минералов и прочих сорбентов золота.

В зависимости от степени благоприятности по отношению к формированию золотого оруденения выделяются 3 группы пород.

1. Наиболее благоприятные — характеризующиеся высокой степенью расщепления и дробления, исходным повышенным содержанием золота, железа, сульфидов,  $C_{орг.}$  и прочих сорбентов золота: углеродистые сланцы и железистые кварциты среди “зеленых” сланцев, “зеленые” сланцы, углеродсодержащие алевросланцы флишеидного типа, пачки переслаивания углеродистых алевросланцев, песчаников и маломощных известняков, особенно содержащие вулканиты средне-основного состава, зоны диафоритов зеленосланцевой фации по фемическим орто- и парапородам, основные и ультраосновные породы, превращенные в “зеленые” сланцы.

2. Благоприятные — имеющие более низкие исходные содержания железа и особенно золота, с меньшим количеством сульфидов,

$C_{\text{орг}}$ , менее рассланцованные: основные и ультраосновные породы, гранитоиды “пестрого” ряда, особенно магнетитсодержащие, пачки переслаивания различных осадочных пород, углеродистые карбонатные и кремнисто-карбонатные отложения, средне-основные вулканы, дайки и субпластовые тела магматических пород различного состава в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, меланократовые гнейсы и кристаллосланцы биотитовые 1: биотит-амфиболовые.

3. Неблагоприятные — с низкими кларками золота, низкими содержаниями железа, почти без сульфидов и  $C_{\text{орг}}$ , слаборассланцованные, плотные, массивные, с низкой пористостью: поля пегматитов, мигматиты, глубинные фации гранитоидов различного состава, крупные массивы калиевых гранитов, лейкократовые глиноземистые гнейсы и кристаллосланцы с высоким содержанием мусковита и кварца, мощные толщи кварцитов, однородных известняков и песчаников, известковистых сланцев; молассоидные отложения.

При рассмотрении роли состава пород в формировании оруденения помимо характера самих пород следует учитывать генезис рудообразующих (рудоносных) систем. Применительно к разным системам мера воздействия одних и тех же пород на рудообразование различна. Наиболее заметно влияние состава пород в относительно закрытых геологических системах — метаморфогенных, метаморфогенно-плутоногенных. В таких системах идет активный обмен между рудообразующими растворами и вмещающими породами, активная дифференциация химических элементов. Области генерации и локализации систем практически совмещены или сближены. Состав рудных тел проявляет ярко выраженную зависимость от состава вмещающих пород, включая золото. Источником золота можно считать рудовмещающие толщи.

В то же время для открытых систем — вулканогенных и плутоногенных [9], в которых области генерации и отложения значительно разобщены, картина может быть существенно иной. Влияние состава вмещающих пород проявляется, но менее контрастно. Существуют различные мнения относительно источников золота. Лишь отдельные исследователи развивают представления о мобилизации его из пород рудовмещающего разреза [36]. Рассмотрим эти вопросы более детально на примере месторождений и метасоматитов различных фаций глубинности и генезиса.

***Влияние состава пород рудовмещающего разреза  
на химизм околорудных изменений  
и фациальный тип метасоматитов***

Большое влияние состава пород на минеральный состав и химизм метасоматитов признается различными исследователями. Однако, тем не менее, еще не в полной мере учитывается при различных генетических и геохимических построениях.

Показательно в этом отношении состояние изученности березитов — наиболее типичных для золоторудных месторождений метасоматических образований. Считается, что при их образовании калий постоянно привносится, а натрий выносится. Особенно активно эта точка зрения развивалась в свое время С.Д. Шером. И действительно, на большинстве месторождений эти представления хорошо подтверждаются. Однако при более многочисленных наблюдениях устанавливается, что это не всегда так. Отмечаются случаи, когда калий не привносится, а выносится. Не всегда выносится натрий. Показательный пример — золоторудные месторождения Ленского золотоносного района [22]. В них, особенно развитых среди песчаников, характеризующихся преобладанием натрия над калием и общим пониженным содержанием последнего ( $\text{Na}_2\text{O}$  в среднем 3,3%,  $\text{K}_2\text{O}$  — 1,07%), действительно в процессе формирования синрудных метасоматитов происходит привнос калия и активный вынос натрия. Привнос  $\text{K}_2\text{O}$  в среднем на уровне 19,0 кг/м<sup>3</sup> метасоматитов. Это месторождения Догалдынская жила, Голец Кавказ и др. В то же время на месторождении Голец Высочайший этого же района, находящемся в породах нижнего структурного уровня среди высококалиевых метапелитов, калий не привносится, а, наоборот, выносится. Содержание  $\text{K}_2\text{O}$  в минерализованных метапелитах в среднем 2,0% при 4,13% в исходных. В процессе формирования апосланцевых березитов на этом месторождении выносилось порядка 48,8 кг  $\text{K}_2\text{O}$  из 1 м<sup>3</sup> измененных пород.

Аналогичные тенденции устанавливаются и по отношению к другим элементам, подвижным при формировании метасоматитов — Са, Mg, Fe и др.: избыточные по отношению к среднему “стандартному” составу березитов выносятся, недостающие — привносятся. Между величиной привноса компонентов и их исходным содержанием устанавливается обратная зависимость.

В большой мере от исходного состава пород рудовмещающего разреза зависит также общий минеральный состав метасоматитов и поведение других элементов, в том числе наиболее типоморфных для березитов -  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$  и серы. Характерно в этом отношении Березитовое месторождение Верхнего Приамурья. Золотоносные метасоматиты этого месторождения при первом визуальном изучении были отнесены к березитам, что и определило название самого месторождения. Однако последующие более детальные работы показали, что эти метасоматиты существенно отличаются от обычных березитов [21]. В связи с отсутствием карбонатных пород в общем разрезе, характеризующем рудное поле, эти метасоматиты формировались в условиях резко выраженного дефицита  $\text{CO}_2$ . Привнос  $\text{CO}_2$  фиксируется практически лишь в самой внешней зоне метасоматитов, и то в ограниченных количествах, выражаясь в новообразовании незначительной примеси кальцита. Магнезиально-железистые карбонаты, типоморфные для метасоматитов березит-лиственитовой формации, вообще отсутствуют. Кремнезем не выносится (как это свойственно обычным березитам), а, наоборот, привносится; магний и кальций не привносятся, а выносятся. Общее валовое уменьшение содержания кремнезема отмечается лишь в существенно сульфидизированных разностях метасоматитов за счет повышенного количества сульфидов. В связи с дефицитом  $\text{CO}_2$  высвобождающиеся при разложении темноцветных минералов магний, марганец, железо и кальций связывались не путем образования магнезиально-железистых карбонатов, типоморфных для березитов, а в виде совершенно не свойственных золотоносным березитам разнообразных некарбонатных форм Са: граната переменного состава, турмалина, пренита, пумпеллита, эпидота, ломонтита, биотита и повышенных количеств хлорита.

В целом метасоматиты, развитые на Березитовом месторождении, можно рассматривать как своеобразную фациальную разновидность березитов турмалин-гранат-кварц-серицитового состава (с сопутствующей золото-полиметаллической минерализацией), образующуюся в условиях аномально низкой концентрации  $\text{CO}_2$  в метасоматизирующих растворах, что в свою очередь обусловлено отсутствием карбонатных пород в рудовмещающем разрезе. Если бы последние присутствовали среди пород, слагающих месторождение или его рудное поле, мы бы имели "обычные" по минеральному составу березиты с магнезиально-железистыми карбонатами.



Большое влияние карбонатных пород на интенсивность развития новообразованных магнезиально-железистых карбонатов и общую специфику метасоматитов хорошо проявляется и в других золотоносных районах. При высокой или значительной роли их в рудовмещающем разрезе (Ленский золотоносный район, Средне-Витимская горная страна, Енисейский кряж и др.) развиваются “типичные” углекисло-кальциевые метасоматиты березит-лиственитовой формации – “обычные” по магматическим породам, апосланцевые и апопесчаниковые – по осадочным. Привнос  $\text{CO}_2$  происходит в больших количествах; возрастает также содержание кальция. Магнезиально-железистые карбонаты брейнерит-анкерит-сидеритового ряда присутствуют в повышенных количествах: от 2-5 до 15-20% и более. При этом содержание их находится в прямой зависимости от количества железа и карбонатов в рудовмещающем разрезе. Особенно заметно это в местах совместного распространения “зеленых” сланцев и карбонатных пород. В первых, в силу вышесказанного, магнезиально-железистые карбонаты развиваются, как правило, интенсивно. Содержание их может достигать 15-30%. Происходит активный привнос  $\text{CO}_2$ .

В то же время при аномально низком содержании карбонатных пород в рудовмещающем разрезе магнезиально-железистые карбонаты в синрудных метасоматитах присутствуют в незначительных количествах – от десятых долей процента до 1-2% (Ниманский, Верхнеселемджинский золотоносный районы Приамурья, Аллах-Юньский золотоносный район в Якутии и др.).

Важная роль карбонатных пород в рудовмещающем разрезе сказывается и на более “тонких” показателях – на составе газовой-жидких включений. При высокой роли карбонатных пород включения углекисло-водные, вплоть до жидкой углекислоты (Лена), при незначительной – водные, углекисло-водные [22, 29, 32, 35; и др.].

Большое влияние на состав метасоматитов оказывают и другие породы. Помимо карбонатных отложений особенно заметно сказывается влияние различных плагиоклазосодержащих пара- и особенно ортопород. При высоком содержании в них плагиоклазов типоморфны процессы альбитизации с образованием в различной мере золотоносных кварц-серицит(мусковит)-альбитовых сланцев, альбитовых, альбито-кварцевых и кварцево-альбитовых жил и прожилков, вплоть до почти мономинеральных альбититов. Характерные приме-

ры: Ниманский золотоносный район — Софийский узел, месторождение Петровское и другие, Верхнеселемджинский золотоносный район — Харгинское рудное поле, включая Албынскую зону, и др. [32].

В этих районах (как и в других) жильные зоны, отдельные жилы и сопровождающие их метасоматиты, выходя за пределы распространения плаггиоклазсодержащих пород, резко или постепенно меняют свой состав в соответствии с изменением состава вмещающих толщ: альбит в них исчезает полностью или почти полностью. В то же время происходит возрастание относительной роли серицита (мусковита), магнизиально-железистых карбонатов и кварца (в составе жил и прожилков). Иначе говоря, “альбититы” сменяются апосланцевыми или апопесчаниковыми березитами или березитоподобными образованиями. В генетическом отношении рассмотренные золотоносные метасоматиты различного состава (альбититы, березиты или листовиты) в данном случае, несомненно, однотипны, разновозрастны, хотя нередко и оцениваются как различноформационные образования. Золотоносность их одинакова или близка и определяется не количеством альбита, а наличием “поздних” сульфидов и кварца, завершающих минералообразование. Это в свою очередь определяется интенсивностью метасоматической проработки вмещающих толщ, содержанием в них рудогенных элементов и структурно-тектоническими факторами.

Хорошо это видно на примере серы и железа. При повышенном количестве их во вмещающих породах (осадочных или магматических) метасоматиты (включая жилы и прожилки) обогащены пиритом, при дефиците — пирит почти отсутствует.

Соотношение в метасоматитах пирита и арсенопирита также определяется в решающей мере относительной ролью серы и мышьяка во вмещающих толщах. При высоком потенциале серы широко развит пирит (Ленский золотоносный район, Нагольный кряж, Западное и Северо-Западное Прибайкалье), при преобладании роли мышьяка — преимущественно арсенопирит (Ниманский и Верхнеселемджинский золотоносные районы), при повышенном содержании одновременно серы и мышьяка — пирит совместно с арсенопиритом (Нижнее Приамурье, Енисейский кряж, многие золотоносные районы Якутии, Средней Азии, Приколымье).

Процессы углеродистого метасоматоза, привлекающие в после-

тиновым оруденением, также в большой мере зависят от состава рудовмещающих толщ: существенно проявлены они только в пределах осадочных и вулканогенно-осадочных пород, содержащих  $C_{орг.}$  и в сфере их влияния.

### *Гипабиссальное и абиссальное оруденение*

В генетическом отношении такое оруденение рассматривается геологами как метаморфогенно-гидротермальное, магматогенно-гидротермальное или, менее определенно, как стратиформное или стратифицирующееся. Роль состава пород рудовмещающего разреза в его формировании хорошо выражена и, по существу, общепризнана в настоящее время. Особенно заметно она проявлена на примере глубоководных месторождений, формирующихся длительно, в условиях низких значений градиентов Р-Т-Х рудообразующей системы. Показательны в этом отношении жильные месторождения Енисейского края (Советское, Эльдorado и др.) и Лены (Голец Кварцевый, Голец Кавказ, Сухой Лог и др.). Жилы, развитые в углеродистых кремнекислых ( $SiO_2$  46-65%) алевросланцах с сингенетичной золото-сульфидной минерализацией и сингенетичными магнезиально-железистыми карбонатами анкерит-сидеритового ряда, содержат существенные или повышенные количества золота, сульфидов и магнезиально-железистых карбонатов. Жилы этих же жильных зон при выходе последних в известковистые сланцы становятся кварцево-кальцитовыми слабозолотоносными или незолотоносными и кальцитовыми или кварцево-кальцитовыми незолотоносными в известняках [22].

Подобная, несколько слабее выраженная зависимость состава жил от характера пород рудовмещающего разреза отмечается в золотоносных районах Приамурья (Ниманском, Верхне-селемджинском, Кербинском), в Якутии и Магаданской области в пределах Аллах-Юньского и Иньяли-Дебинского синклинориев, на Сахалине (Лангерийский золотоносный район).

В кварцевых песчаниках и кварцитах жилы кварцевые, в известняках и известковистых сланцах — кальцитовые или кварцево-кальцитовые, в полимиктовых песчаниках и магматических породах, со-

различны метасоматиты, приводящие к образованию жил: апосланцевые и апопесчаниковые березиты и березитоподобные образования – в сланцах и песчаниках среднего состава, типичные березиты – в гранитоидах такого же химического состава, листвениты – в основных и ультраосновных породах, альбититы – в полимиктовых песчаниках и существенно плагиоклазовых магматических породах, серицитизация и (или) адуляризация – в обогащенных калием сланцах, углеродсодержащие метасоматиты – в углеродистых толщах и т. д.

Заметно сказывается влияние состава вмещающих пород на составе газово-жидких включений, содержащихся в жильном кварце, составе изотопов серы сульфидов [36, 32], количестве и составе элементов, сопутствующих золоту, и общем химическом и минеральном составе рудных тел [36]: состав их и содержание определяются составом вмещающих пород (осадочных, метаморфических, магматических).

По отношению как к абиссальному, так и гипабиссальному оруденению во многих случаях установлено большое влияние кларковых содержаний золота во вмещающих толщах на формирование повышенных концентраций золота: рудные тела избирательно приурочены к пачкам, пластам или отдельным горизонтам и прослоям пород и магматическим телам, характеризующимся повышенными кларками золота. В роли таковых выступают железистые кварциты, различные углеродистые отложения, прежде всего сульфидоносные кремнисто-углеродистые известняки и доломиты, мафиты и особенно ультрамафиты, диафориты по мафитам и ультрамафитам зеленосланцевой фации и прочие породы.

При этом месторождения не располагаются равномерно в пределах таких благоприятных пород, а исходные кларковые содержания не обязательно должны быть высокими, близкими к промышленным. Достаточны концентрации, в 2-5 раз превышающие фоновые. Обычно они на уровне 6-10 мг/т, хотя, разумеется, высокие содержания более благоприятны, но они представляют лишь отдельные частные случаи.

Выделяются 4 основные наиболее распространенные случаи, когда в пределах таких пород встречаются промышленные месторождения золота:

- 1) в местах развития осложняющей складчатости;
- 2) в местах пересечения благоприятных пластов (тел) секущими

Э) интрузивными гранитоидами;

4) в местах совместного воздействия факторов 1-3.

Характерный пример – близповерхностное золото-серебряное оруденение, развитое в карбонатных породах кремнисто-доломитовой формации позднепротерозойского возраста Охотского среднего массива с зафиксированными повышенными содержаниями золота и серебра [33]. Оруденение здесь установлено только в горизонтах доломитов, содержащих линзы и конкреции метакремней с сингенетичной вкрапленностью сульфидов и значительное количество органического углерода (до 13%). Содержания золота и серебра в них в 8-12 раз превышают обычные кларковые – на уровне 10-15 мг/т и выше. Характерно также, что рудопроявления установлены в пределах этих пластов пород только в зоне контактового воздействия гранитоидных тел (на расстоянии от первых сотен метров до 7-8 км от них) и, кроме того, только в тех местах, где развиты секущие нарушения. В этих участках рудомещающие доломиты в целом более интенсивно дислоцированы и окварцованы в сравнении с нерудоносными интервалами.

Подобное положение оруденения установлено В.Н. Долженко в Киргизии и характерно также для доломитов вендского уровня юго-восточной части Сибирской платформы. В Енисейском кряже золотоносные кварцевые жилы (месторождение Советское и др.) избирательно приурочены к верхнепротерозойским углеродистым отложениям кординской и удерейской свит с повышенным кларком золота [95]. Месторождения Морро-Велю и Рапосос в Бразилии, Хомстейк в США избирательно локализируются в горизонтах сидеритовых кварцитов или кварц-хлорит-сидеритовых, сидероплезитовых и хлорит-кумминтонитовых сланцев, имеющих высокий кларк золота, но опять-таки не повсеместно, а лишь в структурно благоприятных участках – прежде всего во флексуобразных антиклиналях, фиксируемых узлами сопряжения глубинных конседиментационных разломов, активизированных в складчатый этап.

В Среднем Приамурье (Ниманский, Верхнеселемджинский золотоносные районы) основное число золотоносных кварцевых жил и как следствие золотоносных россыпей приурочено к темно-серым углеродсодержащим слюдиисто-альбит-кварцевым и зеленым актинолит-хлорит-альбитовым сланцам ипатинской и самырской свит с повышенным кларком сульфидов и золота [35].

Все это обуславливает стратиформность в размещении основного золотого оруденения, развитого среди осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

### *Близкоповерхностное вулканогенное оруденение*

По количественному соотношению золота, серебра и теллура месторождения подразделяются на золото-теллутовый (с примесью серебра и теллура), золото-серебряный и серебряный (с сопутствующим золотом) геохимические типы [61]. Проведенные сопоставления показали, что распространение этих геохимических типов месторождений находится в тесной зависимости от состава рудовмещающего разреза.

Устанавливается прямая зависимость между составом и интенсивностью оруденения (количеством месторождений, их запасами) и первичными кларковыми содержаниями теллура, серебра и золота во вмещающих комплексах (рис. 11). Среди полей развития исключительно кислых по составу пород (осадочных, интрузивных, вулканических), характеризующихся низким кларком золота (1-3 мг/т, в

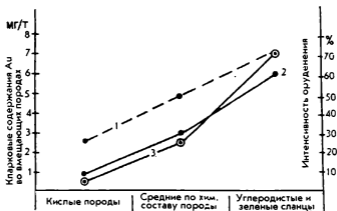


Рис. 11. Характер зависимости интенсивности золотого оруденения от первичных кларковых содержаний золота в породах рудовмещающего разреза (по работе [36]). 1 - график изменения кларковых содержаний золота в породах различного состава, 2 - график изменения количества месторождений среди пород различного состава, 3 - график изменения запасов золота среди месторождений золота, развитого в породах различного состава

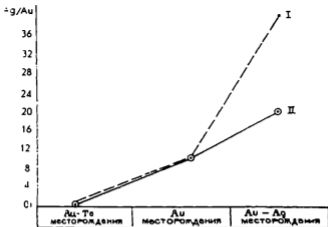


Рис. 12. Характер изменения величины отношения  $Ag/Au$  в различных геохимических типах золоторудных месторождений (график I) и в породах рудовмещающего разреза (график II). Усредненные данные (по работе [36])

среднем 2,6 мг/т), месторождения золота реже всего встречаются и наименьшие по запасам. В средних по составу породах и особенно среди метаморфизованных и неметаморфизованных вулканитов основного и ультраосновного состава ("зеленых сланцев"), находящихся в ассоциации с углеродистыми сланцами и (или) железистыми кварцитами, золоторудные месторождения встречаются значительно чаще и главное — они здесь наиболее крупные по запасам. Этим породам свойственны наиболее высокие кларки золота. Характерные примеры — золотоносные зеленокаменные пояса Африки, Австралии, Канады и других регионов.

Среди интрузивно-магматических и вулканогенно-осадочных комплексов с повышенным содержанием золота и теллура развиваются золото-теллуровые месторождения, в породах, обогащенных только золотом, — собственно золотое оруденение, при повышенном содержании Au и Ag — золото-серебряные месторождения. Среди пород, обогащенных серебром, формируются золотосодержащие серебряные месторождения (рис. 12).

Кларк теллура для различных пород еще не вполне установлен, главным образом из-за недостаточной чувствительности существующих методик анализов. Обычно ссылаются на данные А.П. Виноградова [41], согласно которым содержание теллура в кислых магма-

тических породах (1,5 г/т на порядок выше, чем в основных (0,2 г/т). Аналогичные значения ранее приводились К.Г. Ведеполем и К.К. Турекьяном. Вместе с тем геохимические особенности теллура и имеющиеся определения кларковых содержания показывают, что эти данные в настоящее время не могут считаться достоверными. Теллур — типично халькофильный элемент, тесно связанный с сульфидами. Содержание его в основных породах должно быть выше, чем в кислых, и по мере уменьшения основности пород, особенно магматических, должно падать аналогично тому, как это происходит с золотом.

Что касается серебра, то, согласно этим же данным К.К. Турекьяна, К.Г. Ведеполя и А.П. Виноградова, которые принимаются многими исследователями, содержание его уменьшается по мере перехода от основных пород (габбро, базальты) к кислым (гранитам, гранодиоритам). Однако, как можно заключить на основе полученных к настоящему времени многочисленных данных, это тоже далеко не всегда так. В щелочных породах (сненитах, трахитах, туфах трахитов, фергуситах и пр.), прежде всего калиевого типа, кларк серебра на порядок выше, чем в основных, и составляет 1-3 г/т против 0,1-0,3 г/т. В отдельных разностях трахитов кларк серебра достигает 25-180 г/т, т. е. на 2-3 порядка выше, чем в основных породах [100]. В обычных плагногранитах кларк серебра действительно обычно ниже, чем в габброидах и базальтах, и составляет 0,01-0,05 г/т. Однако в наиболее поздних заключительных щелочных, прежде всего калиевых, разностях гранитов содержание серебра постоянно возрастает и достигает 0,5-3 г/т и более. В связи с этим во многих случаях, в частности в меловых-палеогеновых вулканоплутонических ассоциациях Северного Приморья и Центрального Приохотья (характеризующихся повышенным развитием месторождений серебра), с усилением роли кислого магматизма кларки серебра не падают, а возрастают, а золота, наоборот, снижаются [108].

Для всех разновидностей пород, в том числе и осадочных, устанавливается тесная прямая корреляционная связь между содержанием серебра и калия. В целом вполне определенно можно говорить, что щелочные, прежде всего калиевого типа, трахитоидные породы, в том числе гранитоиды, характеризуются повышенным кларком серебра. Не случайно в связи с этим месторождениям серебра свойственно повышенное содержание калиевых минералов (адуляра), развитие калиевых метасоматитов и ассоциация с породами, обогащенными калием.



Повышенные содержания серебра характерны и для осадочных калиевых (глинистых) разностей пород.

Названные геохимические типы месторождений золота вулканогенных поясов Дальневосточного и других регионов находятся в соответствии с описанным. В поясах (островодужных, внутри- и окраинно-континентальных), содержащих в существенных количествах щелочные базальты и андезито-базальты, характеризующиеся высоким кларком теллура и золота и повышенным содержанием сульфидов, развивается золото-теллуrowый геохимический тип оруденения (с сопутствующим серебром), среди толщ преимущественно андезитового и андезито-дацитового состава с более низким кларком теллура встречается преимущественно золотое оруденение (с сопутствующим серебром и золотом), в полях развития трахилипаритовых вулканитов с повышенным кларком серебра развивается золото-серебряное и серебряное оруденение, среди углеродистых толщ с повышенным исходным содержанием золота, мышьяка и(или) серы – соответственно золото-мышьяковое или золото-пиритовое оруденение. Среди собственно терригенных отложений, обладающих, как известно, наиболее высоким кларком олова, и в окраинно-континентальных поясах, основание которых сложено терригенными толщами, часто проявляется оловянное и олово-серебряное оруденение.

Характерные примеры сказанного для Востока России: Агинское золото-теллуrowое месторождение Камчатки, развитое в поле распространения щелочных андезито-базальтов; Многовершинное золотое месторождение Нижнего Приамурья среди андезитов; золото-серебряное Хаканджинское в андезито-дацитах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и серебряное Дукацкое – в калиевых вулканитах этого же вулканогенного пояса. Среди зарубежных золото-теллуrowых месторождений типичный пример – месторождения района Крипл-Крик (США), прежде всего наиболее крупное из них – Крессон, представляющее собой “взрывную трубу” диаметром 210 м, сложенную брекчированной базальтовой породой и прослеженную на глубину более 600 м.

Трахитоидным вулканитам, прорывающим толщи осадочных пород, присуще олово-серебряное оруденение, что согласуется с повышенным кларком олова и серебра в осадочных толщах и серебра – в щелочных вулканитах. Показательные примеры – известные рудопоявления и месторождения Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и знаменитые олово-серебряные месторождения Боливии.

При этом следует иметь в виду, что представляющие существенный практический интерес месторождения того или иного металла отмечаются далеко не во всех случаях распространения благоприятного петрологического типа пород. Для формирования месторождений нужна, безусловно, совокупность прочих благоприятных факторов, прежде всего структурных, и достаточно контрастно выраженная геохимическая специализация самих пород на тот или иной элемент, что не всегда соблюдается.

Так, повышенные количества теллуридов отмечаются не среди всех разновидностей базальтоидных пород, а в щелочных базальтах и андезито-базальтах известково-щелочной и щелочной серий, для которых характерно примерно равное содержание щелочей либо некоторое преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и повышенное количество колчеданно-полиметаллической медьсодержащей минерализации. Именно такие разности базальтоидов имеют наиболее высокий кларк теллура. Для серебра, как выше отмечалось, наиболее благоприятны существенно катиевые разности магматических пород.

Особенно благоприятно для формирования оруденения наличие непосредственно в вулканогенном ярусе или в его основании углеродсодержащих известковистых, терригенных и вулканогенно-осадочных толщ. Детальное изучение таких толщ позволяет установить в них наличие сингенетических (диагенетических, гидротермально-осадочных, экзогляционных) сульфидов (преимущественно в виде пирита или арсенопирита) и повышенный кларк золота (порядка 4–8 мг/т) и ряда других элементов (в том числе сурьмы, висмута, вольфрама, серебра, свинца, меди, цинка), которые фиксируются в заметных количествах в рудах. Показательные примеры — Многовершинное и особенно Нонинское месторождения [38].

Заметно проявляется влияние состава вмещающих пород и на частоте встречаемости золоторудных месторождений. Как и для абиссального и гипабиссального оруденения, устанавливается преимущественная приуроченность к породам средне-основного состава. При этом наблюдаются существенные различия оруденения, развитого среди эффузивных и интрузивных пород: для развитого среди вулкаников эта зависимость от состава пород выражена значительно сильнее. Но, однако, это не всегда так.

Например, в Сихотэ-Алинской складчатой области частота встречаемости проявлений золота составила (по работе [9]): для ин-

трузивных пород в целом — 0,076, в том числе для пород среднего состава — 0,043 и кислого — 0,033; для эффузивов в целом — 0,084, в том числе среднего состава — 0,080 и кислого — 0,004. Как видно, в вулканитах среднего состава проявления золота встречаются в 20 раз чаще, чем в кислых, в то время как для интрузивных образований влияние состава сказывается значительно слабее.

В то же время в Восточно-Азиатском вулканическом поясе это различие между интрузивными и эффузивными породами практически не фиксируется. Чистота встречаемости проявлений золота составила (по работе [9]): для интрузивных пород среднего состава — 0,242, кислого — 0,072; для эффузивов среднего состава — 0,414 и кислого — 0,157. В обоих случаях, как видно, в породах основного состава проявления золота встречаются в 3 раза чаще, чем в кислых, независимо от глубины их образования.

Следует также иметь в виду, что влияние состава пород не всегда заметно сказывается и не всегда является решающим. Осложняющее влияние оказывают прежде всего структурно-тектонические факторы. Крупные дайковые тела, покровы и субвулканические тела выступающие локализаторами оруденения, могут иметь различный состав.

Металлогеническая специализация пород рудовмещающего разреза находит отражение в составе не только основных, но и сопутствующих элементов, входящих в состав рудных тел. Так, при существенных количествах марганца в составе осадочных или вулканогенно-осадочных толщ для рудных тел и сопутствующих метасоматитов свойственно наличие гидротермальных минералов марганца в карбонатной (родохрозит), силикатной (родонит) и (или) сульфидной (алабандин) форме. Для этих же толщ, характеризующихся обычно наличием и сингенетичных магнезиально-железистых карбонатов анкерит-сидеритового ряда с изоморфной примесью фосфора и фтора, характерно в гидротермальных образованиях присутствие гидротермального фтор-апатита и фосфорсодержащих магнезиально-железистых карбонатов. При этом содержание апатита в рудах коррелирует в общем с содержанием золота и находится в прямой зависимости от количества фтора и фосфора в породах рудовмещающего разреза.

Содержания других элементов в рудных телах, таких как мышьяк, олово, сера, вольфрам, тоже обнаруживают зависимость от их количества в рудовмещающих породах.

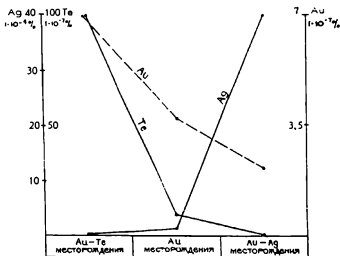


Рис. 12. Графики изменения средних кларковых содержаний золота, серебра и теллура в породах рудовмещающего разреза различных геохимических типов месторождений (по работе [36])

Величины отношений в рудных телах Au/Ag, Au/Te, Mg/Ca и других коррелируют со значениями этих же коэффициентов в породах рудовмещающего разреза (рис. 12, 13). Так, согласно выполненным нами расчетам величина отношения Au/Ag в породах уменьшается по мере перехода от основных разностей к кислым: для габброидов — 0,048; для диоритов — 0,035; для андезитов — 0,021; для обычных гранитов и липаритов — 0,08, для щелочных пород — 0,002. Подобным образом изменяется и величина отношения Au/Ag в рудных телах, расположенных среди этих пород. При залегании в андезитах в подавляющем большинстве случаев (90%) она оказалась больше 20 [92].

Аналогичным образом и химический состав газовой-жидких включений в минералах рудных тел находится в прямой зависимости от состава пород разреза, типоморфных для того или иного типа оруденения (рис. 14). Особенно хорошо это видно на примере содержания калия. Роль его наиболее высока в месторождениях серебряного и золото-серебряного типов. В соответствии с вышеизложенным можно полагать, что это в решающей мере обусловлено именно повышенным кларком калия вмещающих пород.

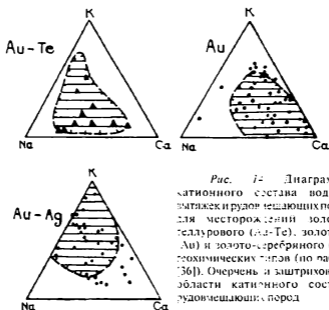


Рис. 15. Диаграммы катионного состава водных вытежек и рудов вмещающих пород для месторождений золото-теллуристого (Au-Te), золотого (Au) и золото-серебряного (Ag) геохимических типов (по работе [36]). Очерчень и заштрихованы области катионного состава рудовмещающих пород

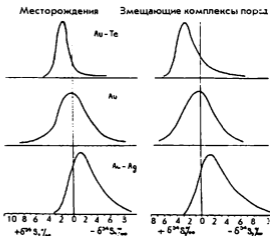
В золото-теллуристых месторождениях соотношение между калием и натрием примерно равное — опять-таки в соответствии с соотношением этих элементов во вмещающих породах.

Как видно из графиков (рис. 15), составленных нами на основе сообщения и анализа накопленных к настоящему времени многочисленных данных В.А. Грищенко, Л.Н. Грищенко, М.М. Константинова, С.С. Григоряна, А.П. Глухова, Х. Омото, О. Рай, И. Хефс и других исследователей, состав изотопов серы рудных тел коррелирует с таковым вмещающих пород. По мере перехода от золото-теллуристых месторождений к золото-серебряным происходит (с учетом состава изотопов серы различных сульфидов) постепенное облегчение серы. Аналогичное изменение изотопного состава серы характерно и для рудовмещающих пород — при переходе от щелочных базальтоидов к дацитам и трахитам.

Золото-теллуристым месторождениям свойственна “утяжеленная” сера и наименьший разброс вариаций состава изотопов. Он в целом наиболее близок к метеоритному стандарту, что согласуется с чантийной природой вмещающих пород.

Сера золото-серебряных месторождений имеет наиболее “облегченный” состав, что также согласуется с природой серы вмещающих

Рис. 15. Изотопный состав серы сульфидов различных геохимических типов вулканогенных золоторудных месторождений и вмещающих их толщ. Усредненные данные (по работе [36])



пород. Сера собственно золотого геохимического типа занимает промежуточное переходное положение, как и сами рудовмещающие магматические породы.

Изотопный состав других элементов также отвечает в целом составу изотопов вмещающих пород и подземных (метеорных) вод. Судя по результатам изучения состава изотопов, рудообразование происходит при активной роли подземных метеорных вод. Основной фактор, обуславливающий рудоотложение, — смешение низкотемпературных подземных вод с более нагретыми глубинными флюидами, поступающими по зонам повышенной проницаемости из областей генерации повышенных температур. Как низкотемпературные близповерхностные подземные воды, так и термальные более глубинные, поступающие из областей повышенных температурных значений, могут представлять собой метеорные, в разной мере нагретые подземные воды, не испытавшие изотопный обмен или испытавшие его частично. К таким выводам, в частности, пришли японские геологи (изучавшие золото- и серебросодержащие гидротермальные жилы месторождения Кусикино, расположенного на юге о-ва Кюсю в Японии) на основании детального исследования изотопных отношений кислорода и углерода в кварце и кальците рудных жил [137].

Общий химический анализ рудных тел обычно существенно зависит от состава рудовмещающих толщ. Особенно заметно это проявляется в содержании ведущих петрогенных элементов —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$  [22]. Масштабы оруденения (запасы) проявляют прямую

зависимость от объемов пород, вовлекаемых в процессы дорудной и синрудной метасоматической проработки. Устанавливается вынос золота при процессах площадной и околожильной пропилитизации: 4-8 мг/т – в исходных породах, до 1,5-3 мг/т – в пропилитах.

### *Выводы*

1. Устанавливается очень важная роль состава пород (осадочных, магматических, метаморфических) вмещающего разреза в формировании золотого оруденения и сопутствующих метасоматитов, сформированных в различных геологических условиях – абиссальных, гипабиссальных и поверхностных (вулканогенных).

2. Наиболее заметно это влияние выражено для гипабиссального и особенно абиссального оруденения, сформированного на нижних и средних уровнях разреза земной коры в связи с процессами метаморфизма и корового гранитоидного магматизма в условиях низких и относительно низких градиентов  $P$  и  $T$  рудообразующей системы.

Для этого оруденения химический и минеральный состав пород вмещающего разреза (включая нижние структурные ярусы) в решающей мере определяет формационный тип оруденения и сопутствующих метасоматитов. Как следствие – в пределах одного и того же месторождения и рудного поля золотое оруденение одного и того же генезиса, но находящееся в существенно разных по составу породах, имеет различный минеральный состав (например, кварц-альбитовые жилы в основных вулканитах и плагиоклазитах и сопряженные кварцевые жилы в гранитоидах, алевросланцах; соответствующие метасоматиты – альбититы, березиты). Исходя из этого многими исследователями в таких случаях при современном рудно-формационном анализе оно относится к различным “рудным формациям”. Приведенные данные показывают неправомерность такого подхода. Подобные образования, очевидно, целесообразно рассматривать не как различные “рудные формации”, а как различные минеральные типы – применительно к рудным образованиям – или различные фациальные типы – применительно к метасоматитам, – обусловленные изменением состава вмещающих пород.

3. В совокупности с данными, приведенными в гл. 4 наст. работы, можно полагать, что для этих золоторудных образований источ-

ником золота и сопутствующих элементов являются в основном непосредственно сами рудовмещающие толщи пород. Исключение вероятно, составляют те золоторудные месторождения, которые тесно — пространственно и во времени — ассоциируют с гранитоидами “пестрого” состава габбро-диорит-гранодиоритовой формации, являющимися производными гибридных основных магм или непосредственно продуктами кристаллизационной дифференциации глубинной основной магмы.

4. Для вулканогенного золотого оруденения, формирующегося в условиях практически открытой системы при резких градиентах  $P$  и  $T$ , роль состава пород вмещающей рамы проявляется менее заметно, но она также весьма существенна:

1) устанавливается прямая корреляционная зависимость (с учетом вертикальной зональности) между химическим составом пород рудовмещающего разреза (включая петрогенные, редкие и рассеянные элементы) и составом рудных тел. Повышенное первичное содержание тех или иных элементов в породах находит отражение: в повышенном количестве этих же элементов в рудных телах;

2) величины отношений  $Au/Ag$ ,  $Au/Te$ ,  $Na/K$  и других в рудах согласуются с величинами этих отношений в породах вмещающего разреза;

3) химический состав газово-жидких включений в минералах рудных тел в целом находится в прямой зависимости от состава пород разреза, прежде всего расположенных на уровне размещения оруденения;

4) состав изотопов серы рудных тел коррелирует с таковым для вмещающих пород. По мере перехода от золото-теллурических месторождений к золото-серебряным происходит характерное постепенное облегчение изотопного состава серы в соответствии с аналогичным изменением изотопного состава серы в рудовмещающих породах — при переходе от базальтоидов к дацитам;

5) изотопный состав других элементов также отвечает в целом составу изотопов вмещающих пород и подземных вод;

6) масштабы оруденения (запасы) проявляют прямую зависимость от интенсивности метасоматоза и объема пород, вовлекаемых в процессы метасоматической проработки и характеризующихся повышенным содержанием рудогенных элементов ( $Au$ ,  $Te$ ,  $Ag$ ,  $As$ ,  $Cu$  и др.).

Можно полагать, что и при образовании этого типа оруденения вмещающие породы играли важную роль в качестве возможного реального источника рудогенных элементов, высвобождающихся при развитии прерудных и синрудных гидротермально-метасоматичес-



ких процессов, интенсивно и широко проявленных (как это установлено) в различных вулканогенных поясах и являющихся для них весьма характерными. В то же время первичная обогащенность вмещающих пород (в том числе не только магматических, но и осадочных) металлами (металлогеническая специализация) была, несомненно, обусловлена в своей первопричине как в вулканических поясах, так и других геотектонических структурах глубинными процессами дифференциации — мантийными и частично нижнекоровыми. Породы рудовмещающего разреза можно рассматривать исходя из этого как своеобразные промежуточные коллекторы рудогенных элементов.

Содержание последних во вмещающих породах не обязательно должно быть высоким и представлено “базовыми рудными формациями” в понимании А.А. Сидорова [102]. Наличие “базовых рудных формаций”, несомненно, сказывается и благоприятно, но это всего лишь частный случай широкораспространенного заимствования золота из вмещающих пород. Только в отдельных случаях концентрации золота могут быть “рудными” и представлять самостоятельный практический интерес — прожилково-вкрапленная, массивно-вкрапленная и рассеянная сульфидная минерализация (с сопутствующими металлами) “порфирового” и “колчеданного” типа магматогенного генезиса для магматических пород или гидротермально-осадочного — для углеродистых осадочных пород.

Принятие предлагаемой концепции — мобилизации рудогенных и сопутствующих элементов в основном или в значительной мере из пород рудовмещающего разреза — позволяет, как мы неоднократно убеждались, зная их состав, предсказывать элементный состав продуктивных геохимических ассоциаций, возможные масштабы оруденения и тем самым более успешно вести его поиск и разведку.

Естественно, при этом необходимо учитывать и совокупность других факторов, оказывающих большое влияние на формирование месторождений, в первую очередь рудолокализирующих структурных, поскольку наличие благоприятных по составу пород — очень важный, но не единственный фактор, приводящий к образованию месторождений. Но, повторяем, влияние состава пород рудовмещающего разреза весьма существенно. Широко распространенные представления и высказывания, в том числе самые последние [67], о независимости стандартного набора минерального типа продуктивных минеральных ассоциаций золоторудных месторождений от состава глубинного субстрата и вмещающих пород не могут быть приняты.

## Глава 6. ХАРАКТЕР СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

*Имеющийся фактический материал не позволяет достоверно решать интересующий нас вопрос о прямой связи оруденения с теми или иными типами изверженных пород.*

Академик А.Г. Бетехтин, 1955 г.

*Магматизм как универсальный первоисточник эндогенного оруденения достаточно быстро потерял свою монополию.*

Чл.-корр. АН СССР Л.Н. Овчинников, 1988 г.

### *Общие замечания*

**С**вязь золотого оруденения с магматическими комплексами изучалась очень многими исследователями, и к настоящему времени достигнут значительный прогресс по различным направлениям. Существенно изменились и расширились прежде всего представления о самом характере связи рудообразования с магматическими процессами и возможной роли магматических производных как источников рудогенных растворов и элементов. Особенно значительные успехи достигнуты в последние 10-15 лет, увенчавшиеся открытием целого ряда "амагматичных" крупных золоторудных месторождений (стратиформных, стратифицирующихся, метаморфогенных), не укладывающихся в обычные магматогенно-гидротермальные традиционные представления. Стало очевид-

ным, что магматогенная концепция об обязательной генетической связи золоторудных месторождений с гранитоидными комплексами и роли последних как источников золота и сопутствующих компонентов, развиваемая в свое время В. Эмонсом, В.А. Обручевым, Ф.И. Вольфсоном и другими геологами, не находит в очень многих случаях конкретных подтверждений. В то же время достаточно определенно установлена на примере целого ряда регионов тесная пространственно-временная сопряженность процессов, приводящих к метаморфизму рудовмещающих толщ, гранитообразованию и формированию месторождений золота.

Тесная генетическая связь медно-никелевых золотосодержащих месторождений норильского типа с базитовыми и ультрабазитовыми магматическими комплексами не вызывает сомнений. Золотосодержащее оруденение может находиться непосредственно в пределах магматических тел (преимущественно) либо выходить за их пределы вследствие аутометасоматических или наложенных метаморфогенных процессов. Первичным источником золота, серы, никеля, кобальта, платиноидов и других сопутствующих золоту элементов явился, несомненно, сам магматический расплав, точнее, продукты его ликвационной и кристаллизационной дифференциации.

Что же касается гранитоидных образований, то роль их по отношению к процессу образования золоторудных месторождений может быть различной, еще более многоплановой в сравнении с ролью вмещающих пород, рассмотренной в предшествующей главе.

### *Типизация гранитоидов по отношению к рудообразованию*

Исходя из совокупности имеющихся на настоящее время данных гранитоидные магматические образования применительно к золотому оруденению могут быть разделены условно на 5 основных типов:

- 1) выступать в роли источников энергии, необходимой для рудообразования во вмещающих породах;
- 2) являться проводниками и аккумуляторами рудообразующих глубинных термальных флюидов и гидротерм;

3) быть источниками золота и сопутствующих рудообразующих элементов;

4) быть образованиями парагенными по отношению к золоторудным месторождениям;

5) выступать в роли благоприятных в структурно-тектоническом и литологическом отношениях образований.

В первом случае магматические тела (расплавы) выступают как источники энергии, приводящей к развитию рудообразующих процессов — контактовых, регионально-контактовых, сопутствующих гидротермально-метасоматических. Это обуславливает нагрев и миграцию имеющихся в породах (отложениях) вмещающей рамы захороненных вод различного генезиса (по принципу рециклинга) и к созданию тем самым длительно функционирующей рудообразующей гидротермальной системы. Источником золота и сопутствующих элементов являются породы (осадочные, вулканогенно-осадочные, метаморфические либо магматические) вмещающей рамы, частично, возможно, сами гранитоиды, в том случае, если охватываются наложенными регрессивными метасоматическими процессами, приводящими к выносу золота.

Этот случай, как показывают фактические данные, наиболее распространен. Особенно он характерен для посткембрийских металлогенических процессов, проявляющихся в геосинклинально-складчатых золотоносных поясах, сложенных осадочными и вулканогенно-осадочными толщами, в том числе углеродистыми. При этом внедрение гранитоидных интрузий происходит на инверсионно-складчатом или постскладчатом орогенном этапе в породы, уже испытавшие катагенез или в той или иной мере региональный метаморфизм — преимущественно слабый. Благодаря этому происходит наложение плутоногенных процессов на метаморфогенные, а формирующееся в итоге оруденение можно рассматривать как метаморфогенно-плутоногенное [109]. Примеры многочисленны — Нижнее Приамурье (Пильдо-Лимурийский, Херпучинский золотоносные районы), Якутия (Аллах-Юньская золотоносная зона), Колыма (Наталкинское, Омчакское, Павликовское и другие рудные поля), Буринский массив, Приморье и др.

Во втором случае вертикальная колонна магматических пород определенного магматического комплекса и отдельные составляющие интрузии выступают дополнительно в роли активных проводников глубинных “трансмагматических” флюидов, влияющих на

рудообразование. В процессе интрузивирования магматической колонны в ее верхних частях может происходить накопление летучих и отчасти золота за счет более активного по сравнению с первым случаем развития метасоматитов, содержащих сульфиды. Но непосредственно это вряд ли может приводить к рудообразованию в качестве источника золота. Магматогенное золото остается в основном в самих метасоматически измененных гранитах. Поступление его для месторождений, как и в первом случае, происходит за счет пород вмещающей рамы, в том числе нижнего структурного яруса.

Как видно, второй случай близок первому. Разница между ними незначительная — в более высокой степени обогащенности магматической колонны (системы) флюидами — опережающими, сопровождающими и завершающими ее становление. В геологическом плане это проявляется в более обширных ореолах приконтактных роговиков и сопутствующих регрессивных метасоматитов, вплоть до образования метасоматических фаций гранитов. Наряду с основными золотоносными жилами, развивающимися позже кристаллизации гранитов, отмечаются слабозолотоносные кварцевые прожилки и жилы, предшествующие внедрению гранитов, но связанные с их формированием. Примеры районов — те же, что и для случая первого.

В генетическом отношении гранитоиды первого и второго случаев типично интрузивные (аллохтонные), являются продуктами корового палингенеза, немагнитные, ильменитового типа. Формируются в восстановительных условиях. Геохимическая специализация их определяется спецификой состава пород литосферы в пределах конкретных районов (блоков) и тектоническим режимом земной коры этих регионов. Они могут быть существенно натриевыми, калиевыми или калий-натриевыми. Золоторудные проявления и месторождения непосредственно в пределах интрузивных массивов обычно отсутствуют, располагаются от них (в плане) на небольшом удалении (до 7-12 км), реже — непосредственно в контактовой зоне.

Кларковые содержания золота не являются надежным показателем рудогенерирующей роли гранитов: при наличии золоторудных месторождений они могут быть обычными — на уровне 2,5-3,5 мг/т, повышенными — до 5-8 мг/т или пониженными — 1,5-2,0 мг/т. Решающее влияние на величину кларков оказывают степень аллохтонности массивов и интенсивность развития аутометасоматических изменений. По мере их возрастания кларки золота обычно увеличиваются.

Большое влияние на информативность рассматриваемых гранитов по отношению к золотому оруденению оказывает общая глубина эрозионного среза рассматриваемых конкретных площадей и отдельных массивов. При прочих равных условиях благоприятны слабые эрозионные срезы, в которых интрузивно-купольные морфоструктуры центрального типа, контролируемые такими гранитами, только начинают вскрываться, а гранитные тела или их наличие можно предполагать по геофизическим данным на небольшой глубине. При значительном и глубоком эрозионном срезе морфоструктур и особенно самих гранитных тел золоторудные месторождения чаще всего отсутствуют.

Третий случай – наиболее привлекательный, но более или менее надежно намечающийся очень редко. В роли гранитов, которые можно рассматривать как источники золота, выступают относительно небольшие гранитные тела “пестрого” состава, контрастной серии натриевого или калий-натриевого ряда (натрий преобладает).

Таковыми, например, можно считать на Алданском щите гранитоиды диорит-монцодиорит-гранодиорит-гранитовой формации джугджурского интрузивного комплекса (поздний сенон ?), на Буринском массиве – раннемеловой буриндинский интрузивный комплекс габбро-монцонит-монцодиорит-гранодиорит-граносиенитовой формации, в Сихотэ-Алинской мезозойско-складчатой области – нижнеамурский позднеорогенный интрузивный комплекс габбро-диорит-гранодиорит-гранитной формации.

В генетическом отношении гранитоиды, с которыми есть основания связывать золотое оруденение, представляют собой продукты дифференциации мантийных базальтовых магм. В них, в отличие от коровых патингенных, более высокое содержание сульфидов, прежде всего пирита и особенно халькопирита. Clark золота часто повышенный – на уровне 3,5-6 мг/т. В протоловках гранитов отмечаются иногда мелкие золотины в ассоциации с халькопиритом и пиритом или в виде самостоятельных выделений. Как следствие золотоносные кварцевые жилы и прожилки, связанные с такими гранитами, имеют часто также повышенное количество сульфидов – 0,5-3% и более.

Согласно данным Н.П. Романовского, Ю.И. Бакулина [9], Л.Ф. Мишина [97], такие “золотоносные” гранитоиды в отличие от “незолотоносных” (оловоносных) формировались в условиях повышенного потенциала кислорода, т. е. при высокой окисленности

магматической системы. Как следствие они характеризуются повышенной намагниченностью, содержат свободный магнетит. Коэффициент окисленности, представляющий величину отношения  $Fe_2O_3$  к сумме  $FeO+Fe_2O_3$ , для этих гранитов изменяется от 0,1 до 1,0 при медианном значении 0,7-0,9. В то же время для незолотоносных разновидностей гранитов этот коэффициент намного меньший — изменяется от 0 до 0,85 при медианном значении 0,2-0,3, а магнетит не характерен. Вместо него типоморфен ильменит.

Это, очевидно, дополнительно подтверждает важную роль кислорода, рассмотренную в первой главе, при формировании золоторудных месторождений. При его высоком потенциале, обуславливающим резко окислительные условия геологических систем, золото приобретает большую подвижность, происходит высвобождение значительных количеств его из магматической системы, что в конечном итоге и приводит к формированию месторождений.

В кристаллохимическом отношении это отвечает представлению, развиваемым Ю.И. Бакулиным [9]: золотогенерирующие гранитоиды в отличие от незолотогенерирующих формируются при более значительной степени сжатия (меньшей степени разуплотнения), благодаря чему имеющееся в избытке в расплаве железо идет на образование не биотита и роговой обманки - активных концентраторов золота, а самостоятельной фазы - магнетита, структурная рыхлость которого намного ниже, чем биотита и роговой обманки (6,36 против 7,48 и 7,10).

Судя по данным Л.Н. Овчиникова [90], золотогенерирующие гранитоиды габбрового ряда в отличие от коровых "незолотоносных" должны иметь повышенные содержания меди, молибдена и значительно более высокое отношение  $K/Rb$ .

В четвертом случае гранитоиды согласно имеющимся данным представляют собой автохтонные продукты высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, приводящих к развитию метаморфогенно-гидротермального оруденения. Гранитоиды и золотое оруденение — парагенные образования, тесно сопряженные во времени, но пространственно значительно разобщенные: граниты, мигматиты, пегматиты размещаются в пределах амфиболитовой фации метаморфизма, золоторудные проявления и месторождения — в зеленосланцевой и более низкотемпературных фациях метаморфизма. Граниты, гранит-пегматиты и мигматиты развиты в осевых и(или) центральных частях метаморфических поясов и куполов, золотое оруденение — по их периферии, в межкупольных структурах [4, 25].

Процессы метаморфизма, гранитизации и оруденения развиваются по следующей эволюционной схеме: осадконакопление, конденсационный вулканизм и осадочно-гидротермальное оруденение, метаморфизм (региональный и дислокационный) → палингенно-метасоматическая гранитизация на глубинных уровнях и в ядрах куполов, метаморфогенно-гидротермальное золотое рудообразование в межкупольных пространствах и на их верхних горизонтах → интрузивный гранитоидный магматизм, плутоногенно-гидротермальное оруденение [109].

Показательные примеры – древние гранито-зеленокаменные пояса Канады, Африки и других регионов, позднедокембрийские метаморфические пояса Патомского нагорья Восточной Сибири, включающие Ленский золотоносный район, и Енисейского кряжа, включающие кварцево-жильное месторождение Советское.

Пространственная разобщенность магматических и золоторудных образований в плане может быть значительной – достигать 30-60 км.

В пятом случае тела различных по составу магматических пород, в том числе мелкие и средних размеров, особенно их приконтактовые участки, фиксируют собой участки повышенной проницаемости и мобильности, они выступают как структурные локализаторы оруденения. Последнее по отношению к магматическим образованиям может быть более ранним, в той или иной мере контакто-метаморфизованным либо наложенным. В обоих случаях разрыв во времени между образованием магматических пород и отложением золота может быть весьма значительным, вплоть до связи их с различными тектоно-магматическими эпохами.

### *Роль регионально-тектонических факторов*

Проведенные исследования с использованием ЭВМ показывают, что информативность – теснота связи золотого оруденения с гранитоидами в каждом конкретном случае (регионе, районе) существенно различна и определяется историей развития конкретного блока земной коры и как следствие развитыми генетическими типами оруденения. Для районов, в которых определяющими являются плутоногенно-гидротермальные и вулканогенно-гидротермальные золоторудные формации, информативность магматических критериев, характеризующая тесноту связи золоторудных месторождений с



Таблица 18

*Значения информативности связи золотого оруденения основных золотоносных районов Приамурья с "золоторудогенерирующими" гранитоидами контрастной габбро-гранитной формации и коэффициентов корреляции применительно к различным гранитным комплексам (в совокупности)*

Золотоносный район	Информативность связи с гранитоидами габбро-гранитной формации	Коэффициенты корреляции золотого оруденения с различными гранитами в целом
Нижне-Амурский	0,28-0,99	0,5
Верхне-Амурский	0,80-0,93	0,33
Туминский, Пильдо-Лимурский	0,46-0,78	0,15
Верхнеселемджинский	0,53-0,54	0,15
Дамбукинский	0,49-0,72	0,06
Умлекано-Огоджинский (Северобурейнский)	0,47-0,83	0,15
Верхне-Гилуйский	0,90-0,99	0,3

конкретными магматическими комплексами, может быть высокой или очень высокой. Так, в Приамурье информативность, рассчитанная нами по программе "Регион", оказалась очень высокой (0,99) для оруденения золото-серебряной формации верхнегилуйского золотоносного узла области Становика-Джугджура (Апсаканский, Нагорненский, Верхне-Сутамский и Бомнакский золотоносные узлы), но только применительно к формации гранитоидов габбро-монцодиорит-гранодиорит-гранитовой формации буриндинского и ираканского нижнемеловых комплексов (табл. 18).

Такая же высокая информативность (0,99) магматического критерия и в Нижне-Амурской магматической зоне по отношению оруденения золото-серебряной формации к андезит (базальт)-липарит, трахиандезит-трахилипаритовой формации среднего мела, но лишь в отдельных золотоносных узлах. Высокоинформативной (информативность 0,83) оказалась габбро-диорит-монцодиорит-гранодиорит-гранитовая формация буриндинского и ираканского комплексов в Умлекано-Огоджинской металлогенической зоне Среднего Приамурья.

В то же время в Дамбукинском и Верхнеселемджинском золотоносных районах Приамурья величина информативности основных "рудогенерирующих" магматических комплексов уже значительно меньшая — 0,3-0,5.

стной андезитовой, андезит-липаритовой, трахибазальт-трахиандезит (латит)-трахилипаритовой формаций на примере различных золотоносных районов зоны БАМ показаны на рис. 16. Информативность этих вулканитов, как видно, достаточно высока, и их, очевидно, можно и нужно использовать при прогнозировании оруденения, как и соответствующие интрузивные аналоги этой контрастной “рудогенерирующей” формации.

Подчеркнем лишь, что магматические критерии, хотя и достаточно объективны, однако сами по себе не могут успешно использоваться при прогнозировании, особенно локальном и среднemasштабном. Необходима совокупность различных факторов, создающих благоприятные предпосылки для развития промышленного оруденения.

Среди большого числа разнообразных по возрасту и составу магматических комплексов следует выделять те, с которыми действительно тесно связано золотое оруденение — пространственно (чаще всего) или генетически (реже).

### ***Выводы***

1. Характер связи золотого оруденения с гранитами разнообразен и определяется генезисом как самого золотого оруденения, так и гранитоидов. Это положение, вообще говоря, тривиально, однако до сих пор еще очень часто не учитывается в практике металлогенических построений и обобщений.

2. Массивы гранитных тел в зависимости от их генезиса и состава могут: 1) выступать в роли источников энергии для развития рудообразующих процессов; 2) источников золота и сопутствующих рудогенных элементов; 3) в роли благоприятных в структурно-тектоническом и литологическом отношении образований; 4) быть парагенными образованиями по отношению к золоторудным месторождениям.

3. Теснота связи золотого оруденения с магматическими комплексами существенно различна для различных золотоносных районов — различных геологических блоков — и должна рассчитываться раздельно применительно к различным генетическим типам оруденения и магматизма.

## Глава 7. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Минеральные месторождения образуются самыми разнообразными путями, некоторые из них поняты достаточно хорошо, другие — хуже.*

Брайн Дж. Скиннер

*... геологи в ряде регионов психологически не были подготовлены к открытию новых типов месторождений... И в этом большой просчет наших ученых*

А.Д. Шеглов, 1972 г.

**К**ак следует из вышеизложенного, месторождения золота могут образовываться при различных процессах в ассоциации с различными геологическими формациями. По мере роста технических возможностей и освоения новых все более экономичных методов извлечения золота из руд в сферу промышленного освоения вовлекаются и будут вовлекаться все более разнообразные месторождения, как правило, со все более низкими содержаниями металлов. Как следствие на смену известным традиционным типам приходят новые. Соответственно изменяются и классификации месторождений.

На настоящее время, с учетом ранее предложенных классификаций [114, 24, 31, 101; и др.], исходя из совокупности имеющихся геологических данных, при металлогеническом анализе и прогнозировании целесообразно выделение следующих промыш-

Интенсивность связи золотого оруденения с магматическими формациями, учитывающая число информативных магматических формаций ( $n$ ) и их среднюю информативность ( $\bar{x}$ ), по мере перехода от одного золотоносного района к другому изменяется еще более заметно.

На примере зоны БАМ это показано на рис. 16 и состоит в следующем.

Значения коэффициентов корреляции золотого оруденения с гранитами различны для разных блоков, а в их пределах — применительно к различным генетическим типам гранитов и оруденения. Они статистически значимы лишь для определенных типов оруденения и определенных типов гранитов.

Между плутоногенным и вулканогенно-плутоногенным типами оруденения и “золотогенерирующими” гранитоидами, представляющими собой продукты дифференциации габброидных магм, связь корреляционная, тесная, прямая, статистически значимая. Это фиксируется в различных золотоносных районах. В то же время для площадей с преобладающим метаморфогенно-гидротермальным оруденением (Ленский золотоносный район, Енисейский край, Верхне-селемджинский и Ниманский золотоносные районы Среднего Приамурья, Лангерийский на Сахалине и др.) эта связь оруденения с гранитоидами не проявляется либо проявляется, но очень слабо.

Коэффициенты корреляции, статистически значимые между “золотогенерирующими” магматическими комплексами и плутоногенным золотым оруденением, становятся незначимыми, если сравнивать между собой все граниты в целом и все виды золотого оруденения (табл. 18).

Все это указывает на то, что при оценке информативности магматических факторов применительно к золотому оруденению нельзя подходить “вообще”, не имея в виду конкретный генетический тип оруденения и конкретный район или регион. Так, применительно ко всей площади Приамурья и ко всем развитым здесь типам золотого оруденения связь его с гранитоидными породами, как показали полученные нами данные, не устанавливается: информативность оказалась меньше 0,05. Она, очевидно, “расплывается” в связи с различной природой и характером ее применительно к разным генотипам оруденения.

Характер изменения и рассчитанные на ЭВМ значения величин информативности связи золотого оруденения с вулканитами контра-

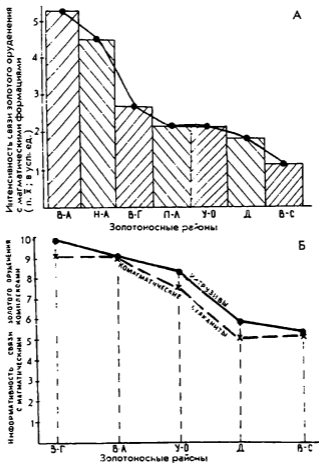


Рис. 16. Выраженность связи золотого оруденения с магматическими формациями и комплексами. Характерные примеры.

А. Интенсивность связи золотого оруденения с магматическими формациями (п.  $\bar{x}$ ) в различных районах зоны БАМ (п - число информативных магматических формаций,  $\bar{x}$  - их средняя информативность).

Б. Характер изменения величины информативности связи золотого оруденения с конкретными магматическими комплексами этого региона - гранитоидами и вулканитами буридинского и ираканского комплексов ( $K_2$ ) габбро-диорит-монзонит-гранодиорит-гранитовой формации.

Золотоносные районы: В-А - Верхнеамурский, Н-А - Нижнеамурский, В-Г - Верхнегилюйский, П-Л - Пильда-Лимурийский, У-О - Умлекано-Огоджинский, Д - Дамбукинский, В-С - Верхнеселемджинский

ленных генетических типов месторождений золота в зависимости от характера геологических процессов, оказавших решающее влияние на их образование.

Осадочные месторождения

Собственно осадочные

Гидротермально-осадочные и эксгальционно-осадочные

Катагенные месторождения

Вулканогенные месторождения

Вулканогенно-осадочные

Собственно вулканогенные (вулканогенно-гидротермальные)

Магматогенные месторождения

Магматические (плутоногенно-магматические)

Плутоногенно-гидротермальные

Скарновые

Метаморфогенные месторождения

Метаморфизованные

Метаморфогенно-гидротермальные

Месторождения сложного генезиса

Вулканогенно-плутоногенные

Метаморфогенно-плутоногенные

Полигенные

### *Собственно осадочные месторождения*

Собственно осадочные золоторудные месторождения еще не получили в полной мере "права гражданства". Они способны формироваться за счет накопления повышенных концентраций золота непосредственно в период осадконакопления без существенного влияния синхронных осадконакоплению гидротермальных и эксгальционных (вулканогенных) образований. Преобладающая роль может принадлежать тонкодисперсной хемогенной либо кластогенной формам накопления золота. В соответствии с этим месторождения подразделяются: 1) на хемогенно-осадочные и 2) кластогенно-осадочные.

Хемогенная форма накопления золота является доминирующей для тонкозернистых пелитовых разностей пород — железистых кварцитов и метапелитов, сульфидоносных углеродсодержащих известняков и доломитов, кремнисто-углеродистых сланцев, метакремней,

глинистых сланцев, прежде всего сульфидоносных “черносланцевой” и магнезиально-железистой формаций типа Хомстейк.

Кластогенное золото преобладает в грубозернистых разностях осадочных пород — крупнозернистых алевролитах, песчаниках и конгломератах, прежде всего в разностях, не содержащих существенной примеси  $C_{орг}$ . Однако при наличии  $C_{орг}$  хемогенная форма накопления золота может быть преобладающей и в грубозернистых осадках за счет высокой сорбционной емкости органики и образования металлоорганических соединений. Показательный пример — золотоносные конгломераты Витватерсранда.

Для последних, кроме того, можно допустить и гидротермально-осадочную природу золота, по крайней мере ее существенной части, подобно углеродистым сланцам с золото-сульфидной минерализацией, на что уже обращалось внимание [28, 118].

Основные доводы в пользу этого следующие.

1. Повышенное количество сульфидов в конгломератах; наличие золота в промышленных количествах (до 30 г/т) не только в конгломератах, но и в пиритизированных кварцитах и углистых сланцах, переслаивающихся с конгломератами или сменяющих их по простиранию. Пиритизированные золотоносные кварциты и углистые сланцы отмечаются и в виде самостоятельных пластовых залежей, мощностью от нескольких десятков метров до нескольких сантиметров, прослеживающихся как и конгломераты на большие расстояния.

2. Присутствие в рудах конгломератов кобальта и никеля, не свойственных россыпным месторождениям.

3. Наличие вертикальной зональности в изменении пробности золота — возрастание ее по мере увеличения глубины залегания конгломератов; в то же время отсутствие латеральной зональности в изменении пробности, типоморфной для россыпной.

4. Совершенно не свойственный россыпям крайне мелкий размер золотин (0,0001–0,08 мм). Видимые золотины отмечаются крайне редко. Самородки вообще не отмечены. Изменений в гранулометрии и пробности золота по мере удаления от береговой линии не фиксируется.

5. Размещение практически всего золота в цементе между гальками. Золото, отмечающееся иногда в гальке, связано с наложенной минерализацией по трещинам, пересекающим цемент.

6. Тесная ассоциация золота с сульфидами и тухолитом, взаимное прорастание сульфидов и золота, наличие золота в сульфидах по микротрещинкам; обрастание углистого вещества и сульфидов золо-

том; наличие округло-зональных и сферолитовых выделений пирита (“бакшотной пиритовой руды”), в которых пирит, углистое вещество и золото образуют микроконцентрические слои — результат раскристаллизации конседиментационных метаколлоидных образований.

7. Во много раз более высокое содержание золота в конгломератах (10-40 г/т или 26-104 г/м<sup>3</sup> и выше) по сравнению с типичными россыпями (десятые доли—первые граммы/м<sup>3</sup>).

8. Отсутствие надежных данных, подтверждающих кластогенную природу сульфидов, прежде всего пирита, и самого золота. Округлые мелкие выделения пирита, принимаемые сторонниками кластогенного генезиса оруденения за окатанные обломки, представляют собой (по форме) типичные сферолитовые стяжения. Характерно наличие в конгломератах углистого вещества, минералов урана (уранинита, тухолита) и сульфидов в виде кристаллически новообразованных форм, прямой зависимости во многих случаях между содержанием  $C_{орг}$  и Au, сульфидов и золота,  $C_{орг}$  и сульфидов и пр.

Совокупность всех этих данных позволяет заключить, по аналогии с золотым и золото-урановым оруденением в углеродсодержащих (черносланцевых) толщах, что есть основания рассматривать золотоносные конгломераты как метаморфизованные руды стратиформного золото-сульфидного типа, в которых золото, минералы урана и сульфиды выгадали из эндогенных растворов, а не привносились в виде обломочных (кластогенных) частиц.

Принятие такой концепции позволяет “примирить” сторонников осадочного и гидротермального генезиса оруденения в конгломератах, подобно тому как это сделано при признании осадочно-гидротермального генезиса колчеданных и свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа. Кроме того, в этом случае находит объяснение целый ряд других ранее не отмеченных особенностей конгломератов:

1) большое сходство золотого и золото-уранового оруденения в конгломератах с аналогичным по составу оруденением, развитым в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах углеродсодержащей (черносланцевой) формации;

2) парагенетическая ассоциация в конгломератах сульфидов, золота, урана, тухолита и  $C_{орг}$ , тонкодисперсный характер выделений золота и пр.;

3) пространственно-временная ассоциация рудоносных конгломератов с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами,



еще не привлекающая должного внимания геологов, типоморфная для гидротермально-осадочного оруденения и пр.

Есть основание рассматривать золотоносные кварцевые жилы и прожилки, пересекающие пласты золотоносных конгломератов и особенно внутрипластовые жилы и прожилки, как автохтонные метаморфогенные образования альпийского типа.

Типоморфны глобулярные высокозолотоносные формы пирита. Характер в нем элементов-примесей совершенно не свойственен осадочно-диагенетическому пириту (преобладание  $\text{Co}$  над  $\text{Ni}$  и пр.). Установлены и прочие признаки, указывающие на гидротермальную природу “окатанного” пирита [115].

Содержания золота в конгломератах нередко повышенные — промышленные (0,25 г/м<sup>3</sup> или 0,065 г/т и выше). Это различного типа россыпи, в том числе современные и древние погребенные катагенезированные или метаморфизованные, русловые и прибрежно-морские. Однако среди тонкозернистых осадков содержания золота, как правило, более низкие, не рентабельные в современных условиях для монометалльной добычи существующими традиционными методами. Чаще всего золото представляет промышленный интерес лишь при совместном извлечении других полезных компонентов — меди, железа, урана, ванадия, платиноидов, фосфора и др. Повышенные концентрации золота обычно возникают в результате последующих наложенных процессов — катагенических, метаморфических либо магматических.

Поэтому собственно осадочные месторождения золота как промышленные золоторудные объекты еще не приобрели существенного значения. Древние золотоносные конгломераты относятся к “россыпным” месторождениям и как золоторудные месторождения не рассматриваются. Исключения, уже в настоящее время, представляют отложения железистой и железисто-карбонатной формаций и кор выветривания — остаточных и переотложенных древних погребенных межформационных и современных. Содержания золота в них могут быть достаточно высокими, а отработка вполне успешной, как показывает опыт освоения таких месторождений в Бразилии и в ряде других регионов.

Суммарные запасы золота в осадочных тонкозернистых породах могут быть большими вследствие значительной протяженности золотоносных пластов по простиранию и падению вмещающих толщ. В связи с этим тонкозернистые золотоносные разности пород следу-

ет рассматривать как реальный резерв золотодобычи в ближайшем будущем по мере роста технического прогресса, способного обеспечить извлечение из глинистых и углеродисто-глинистых отложений тонкодисперсного золота. На их выявление и опробование целесообразно обратить особое внимание, как и на горизонты золотоносных железистых доломитов, метакварцитов и кремней.

Характерными примерами повышенных концентраций золота в глинистых отложениях являются черные сланцы цехштейна Предсудетской моноклинали (Польша). Содержания серебра, палладия и золота достигают в них в целом ряде случаев промышленных. Оруденение локализуется преимущественно в нижней части сланцевого слоя мощностью в первые сантиметры (иногда до 10 см), захватывая частично нижележащие песчаники и перекрывающие доломиты. Совместно с золотом помимо серебра и палладия обычно концентрируются молибден, никель, кобальт, висмут, ртуть, рений.

Содержания золота в смолистых разностях сланцев изменяется от 5 до 40 г/т, а серебра — от 2 до 1000 г/т (преимущественно 80-400 г/т).

Самые высокие количества золота (до 3 кг/т) и платиновых металлов (до 1 кг/т) отмечены в самой нижней части прослоя черных сланцев мощностью в несколько сантиметров — в тех местах, где в кровле прослоя отмечаются тухолитовые сланцы. Сами черные сланцы обогащены органическим веществом, особенно в нижней части, наиболее оруденелой, и содержат фосфаты, бораты. Обнаружена положительная корреляция между содержанием металлов, фосфором и битумом.

Связь золота с сульфидами не вполне изучена. Х. Кух и другие польские геологи считают, что содержания его не зависят от концентрации сульфидов. Однако исходя из опыта изучения других золоторудных месторождений в углеродистых толщах (прежде всего Карлин) такое мнение не представляется бесспорным. Скорее всего, в данном случае, как и на месторождениях типа Карлин, мы имеем дело с присутствием золотоносных сульфидов в виде тончайших глобулярных и фромбоидальных выделений, визуально не наблюдаемых и трудных для изучения.

Характерно также, что наряду с резко преобладающим тонкодисперсным золотом, с большим трудом диагностируемым из-за образования летучих соединений с органическим веществом в процессе производства анализов (спектрохимических, пробирных и пр.), в черных сланцах цехштейна отмечается и свободное самородное зо-

лото, наблюдаемое иногда в протолочках, — результат укрупнения тонкодисперсного при постседиментационных процессах.

Первичное золото-сурьмяное оруденение черных сланцев Саксоно-Тюрингской (Среднеевропейской) зоны Германии, в последующем существенно регенерированное, видимо, имеет такой же генезис, как и польские черные сланцы. Оно выявлено в двух горизонтах битуминозных графитизированных граптолитовых сланцев карбона-девона. Содержание  $C_{\text{орг}}$  в них достигает 14%.

Первопричина накопления металлов в отмеченных углеродистых сланцах до конца не изучена. Большинство геологов она связывается со сносом их с континента сингенетично накопленному осадков и последующим частичным перераспределением при участии нисходящих вод из надрудных эвапоритовых горизонтов. Однако нельзя исключить и гидротермально-осадочную природу золота, подобную многим другим золото-сульфидным месторождениям, развитым в углеродистых толщах [26]. Развернувшееся в последнее время детальное изучение таких сланцев, особенно в связи с наличием в них во многих случаях платиноидов в повышенных концентрациях, позволит более определенно ответить на этот вопрос.

Прежде всего обращает на себя внимание тесная связь золота с  $C_{\text{орг}}$  и фосфатами, что согласуется с ранее отмеченными биофильными свойствами золота и вообще характерно для золотого оруденения, развитого в углеродистых толщах.

### *Гидротермально-осадочные и эксгальационно-осадочные месторождения*

Эта группа месторождений формируется в процессе осадконакопления при важной роли конседиментационных эксгальаций и гидротерм, перераспределяющих и привносящих МПГ, золото и сопутствующие рудогенные элементы и обуславливающих в решающей мере их концентрирование. Золото и МПГ могут привноситься “из глубины” либо выщелачиваться из пород, слагающих ложе и борта бассейнов осадконакопления.

Гидротермально-осадочные месторождения в отличие от собственно осадочных более распространены, характеризуются обычно более высокими содержаниями золота и имеют в связи с этим гораздо большее значение [26, 28, 31, 118, 119, 19; и др.]. Как и собственно

осадочные, в современном виде они в той или иной мере преобразованы — в зависимости от интенсивности и характера наложенных процессов. Наиболее типичны эти месторождения для ранних этапов развития Земли (благодаря специфичной геохимической и высокотермальной обстановке того времени, обуславливающей создание широко распространенных поверхностных и близповерхностных гидротермальных систем, способных приводить к рудообразованию), но имеют важное значение, как показано А.Д. Щегловым [119], и для более молодых металлогенических эпох.

Представлены гидротермально-осадочные месторождения золота четырьмя главными формациями:

- 1) железистых кварцитов сульфидной и сульфидно-карбонатной фаций (карбонаты магниезально-железистые анкерит-сидеритового ряда);
- 2) углеродистых сланцев и
- 3) конгломератов этих же фаций;
- 4) углеродисто-карбонатных отложений полисульфидных фаций с магниезально-кальциевыми и слабोजелезистыми карбонатами, часто кремнистых, доломитизированных и серицитизированных.

Золото в месторождениях всех четырех формаций преимущественно тонкодисперсное и мелкое, содержится в сульфидах либо свободное, распределено относительно равномерно. Контуры рудных тел устанавливаются по данным опробования. Преобладающая форма их пластовая, пластово-линзовидная. За счет наложенных процессов образуются секущие (по зонам расщепления) апофизы и обогащенные регенерированные участки (преимущественно в ядерных частях антиклиналей высоких порядков). Характер оруденения вкрапленный, прожилково-вкрапленный. Отмечающиеся нередко кварцевые и кварцево-карбонатные прожилки и жилы (карбонаты преимущественно магниезально-железистые) обусловлены наложенными процессами, пересекают сульфидизированные пласты и прослои, обогащаясь в местах пересечения золотом и сульфидами.

Рудоотложение происходило в подводных восстановительных условиях при явном дефиците кислорода. Основной фактор, приводящий к отложению золота, — сорбция его  $S_{\text{ок}}$ , глинистыми минералами, гелем кремнезема и сульфидами в процессе их отложения. Сульфиды представлены не только осадочно-диагенетическими, но и осадочно-гидротермальными разновидностями. Для последних в отличие от осадочно-диагенетических характерны: 1) существенно более высо-

кое содержание элементов-примесей (свинца, цинка, меди и пр.), золота — до десятков-сотен г/т и МПГ (до 5-10 г/т); 2) метаколлоидная, колломорфная форма выделений с образованием различных размеров глобулей, сферолитов, конкреций и комковидных стяжений; 3) приуроченность повышенных содержаний золота чаще всего не к краевым, а к центральным частям агрегатных выделений и кристаллов сульфидов; 4) частое преобладание в составе элементов-примесей кобальта над никелем; 5) более узкий разброс состава изотопов серы, согласующийся с составом изотопов серы вмещающих пород [27, 29].

**Формация железистых кварцитов.** Типичным представителем ее является месторождение Вубачикве (Зимбabwe), расположенное в архейском зеленокаменном поясе Гуанда на контакте вулканогенной толщи основного состава с подстилающей кислой толщей. Здесь, по данным Р. Фриппа и других исследователей, в горизонте мощностью до 50 м выделяются карбонатно-сульфидные, сульфидные, карбонатные, глинисто-сульфидные, глинисто-карбонатные фации, залегающие в железистых кварцитах, чередующихся с лавами и т.ф. основного состава. Основные минералы — магнетит, сидерит, анкерит, железистый доломит, пирротин, пирит, мельниковит-пирит, арсенопирит, шамозит, стильпномелан. Разрабатываются в основном арсенопиритсодержащие пачки, прослойки сульфидно-карбонатного состава. Более 80% золота присутствует в виде тонкодисперсных включений в арсенопирите, пирите, пирротине размером до 30 мкм. Содержания золота от 0,8 до 124 г/т, серебра — до 17,6 г/т. Формирование железорудных отложений, сульфидов и золота — синхронный процесс, связанный с гидротермальной фумарольной деятельностью в субмаринной обстановке. Аналоги — другие месторождения архейских зеленокаменных поясов в Родезии — Бихайв, Коннемара, Эмпресс, Марвел, Нелли, Пикстон. Шервуд-Старр, Агнико-Игл, Сентрал, Патрисиа — Канада, Копперхед — Австралия, Гейта — Танзания и др. Во всех них гидротермально-осадочное оруденение избирательно приурочивается к горизонтам железистых кварцитов сульфидной и карбонатно-сульфидной фаций джеспилит-базальтовой формации. Главные рудные минералы — магнетит, пирит, пирротин, арсенопирит — отличаются от других наиболее высокими кларками золота; второстепенные — сфалерит, халькопирит, галенит. Масштабы известных месторождений различные: преимущественно мелкие—средние.

Характерный пример гидротермально-осадочных образований кремнисто-железистой формации более молодых металлогенических эпох — золоторудное месторождение Целль-Ам-Циллер в Инсбрукском раннепалеозойском кварцево-филлитовом поясе [142]. Руды представлены вкрапленностью сульфидов (пирита, арсенопирита, халькопирита, ульманита, кубанита, герсдорфита, кобальтина и золота) в кварцитовых прослоях с магнезиально-железистыми карбонатами, приуроченных к толще кварцевых филлитов. Золото, как и обычно, тонкое, мелкое, наиболее тесно связано с арсенопиритом. Близко по условиям образования месторождение Лондон-Вирджиния, залегающее среди кембрийских кварц-мусковитовых сланцев [135].

Формация углеродистых сланцев также широко распространена. Характерные примеры — первичное рассеянное оруденение (впоследствии существенно метаморфизованное и регенерированное) месторождений Майское и Сухой Лог (Россия), Бакырчик (Казахстан), Кумтор (Киргизия), Бобриковское (Украина), Калгурли (Австралия). Сульфиды обычно разнообразны по составу — пирит±арсенопирит. В метаморфизованных разностях в повышенных количествах отмечается пирротин. Другие сульфиды присутствуют, как правило, в очень незначительных количествах (десятые-сотые доли процента). Гидротермально-осадочные разности сульфидов часто высокозолотоносны (до 100–600 г/т и выше) и являются основным носителем золота и МПГ.

Хорошо выражен литолого-стратиграфический контроль в размещении гидротермально-осадочной золотоносной минерализации: она избирательно развивается только в пластах и пачках тонкозернистых алевросланцев, характеризующихся “калиевой” специализацией [5, 10, 82]: преобладанием калия над натрием, FeO над Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, повышенным содержанием серы и C<sub>орг.</sub> и присутствием магнезиально-железистых карбонатов анкерит-сидеритового ряда, преобладанием магния над кальцием (в среднем величина отношения CaO/MgO = 0,46 и FeO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 1,60). В отличие от “обычных” сланцев и незолотоносных углеродсодержащих для золотоносных характерно, кроме того, пониженное содержание Ti, Ca. Продуктивные части разреза, представленные преимущественно тонкозернистыми алевросланцами, на флангах месторождений сменяются менее мощными пачками более грубозернистых и однородных по составу пород.

В палеофациальном отношении площади месторождений представляют собой локальные конседиментационные прогибы, развивающиеся в прибрежно-морских условиях в узлах сопряжения глубинных разрывов фундамента. Протяженность таких прогибов до 2-3 км, редко более. Прогибы не контрастные и устанавливаются на основании детального картирования и тщательного изучения разрезов. Вследствие наличия конседиментационных разрывов и неоднократно проявляющихся по ним тектонических движений породы в пределах месторождений (прогибов) отличаются более тонкой слоистостью, интенсивно дислоцированы и смяты в складки интенсивнее, чем за пределами рудных полей. Характерны конседиментационные брекчии, оползневые образования, турбидиты.

Формация углеродсодержащих конгломератов. Ярким представителем могут считаться, как было показано [28, 118, 119], золотоносные конгломераты широко известных месторождений Витватерсранда (ЮАР), являющихся крупнейшими в мире месторождениями золота. В тесной ассоциации с золотоносными конгломератами на этих месторождениях отмечаются прослои и пласты углеродистых алевросланцев, также золотоносных и содержащих платиноиды и сульфиды, как и конгломераты. Есть основания рассматривать последние по всем признакам не только как осадочно-диагенетические, но и гидротермально-осадочные образования, особенно золотоносные и высокозолотоносные разности. По закономерностям размещения, составу элементов-примесей, содержанию золота они аналогичны сульфидам, развитым в "обычных" углеродистых алевросланцах предшествующей охарактеризованной формации. Подобные сульфиды (как и вмещающие алевросланцы) развиты, в частности, на упоминавшихся месторождениях Сухой Лог, Бакырчик, Майское и др. Пиритовые округлые образования, ранее рассматривавшиеся как округлые гальки, есть основания относить к "псевдогалькам" [28, 115, 118, 119]. Это, по существу, обычные формы, характерные для гидротермально-осадочных и осадочно-диагенетических сферолитов, конкреций и конкрециевидных образований малых размеров, широко распространенные в осадочных и вулканогенно-осадочных золотоносных формациях, особенно углеродсодержащих. Характерно также частое преобладание в составе пиритов кобальта над никелем, что свойственно именно гидротермально-осадочным образованиям. В осадочно-диагенетических пиритах, наоборот, преобладает, как правило, никель над кобальтом.

Согласно представлениям А.Д. Шеглова [118, 119], золотоносные конгломераты Витватерсранда формировались в рифтогенных впадинах в условиях резкого поднятия их бортовых частей.

Формация углеродисто-карбонатных отложений. Ярким представителем ее могут быть названы месторождение Олимпиадинское в Енисейском кряже (Россия), первичное оруденение месторождений Карлин (США), Тас-Юрях и Куранах (Россия) – вкрапленные руды, сформированные в приповерхностных и наддонных условиях. Золото тесно связано с органическим веществом и сульфидами. Последние, в отличие от первых двух формаций, более разнообразны по составу: часто отмечаются в существенных количествах помимо пирита и арсенопирита галенит, сфалерит, антимонит, киноварь; характерен шеелит. В связи с этим помимо золота промышленное значение могут иметь вольфрам, сурьма, ртуть. Е.М. Брадинской на Куранахском месторождении установлены фрагменты гелефицированных органических остатков (спикулы губок, радиолярий и водорослей), выполненных тонкозернистыми золотоносными сульфидами в ассоциации с породообразующими минералами. Процессы гипергенеза карстового типа приводят к резкому преобразованию первичных руд: улучшаются их технологические свойства, возрастают содержания золота.

### *Катагенные месторождения*

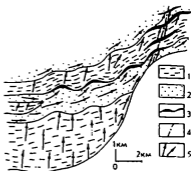
Катагенные месторождения возникают в процессе катагенических преобразований осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, т. е. при преобразованиях, понимаемых по Н. Вассоевичу как постдиагенетические, предшествующие собственно метаморфическим. Исходя из ранее рассмотренного поведения золота и сопутствующих элементов при этих процессах – высокой подвижности – можно полагать, что катагенные месторождения и рудопроявления золота должны быть широко распространены в вулканогенных и осадочных толщах, особенно имеющих повышенный кларк – углеродистых, кремнисто-железистых, кремнисто-карбонатных.

Фактические данные подтверждают такое предположение. Однако они относительно малочисленны. Обусловлено это сравнительно небольшим объемом исследований, специально посвященных



Рис. 17. Принципиальная схема образования катагенного оруденения.

1 - глинистые дегидратируемые толщи; 2 - псаммиты - дренажные литокомплексы; 3 - стратиформные рудные тела и минерализованные участки; 4 - крупные секущие разрывы; 5 - пути миграции растворов и флюидов, образующихся при катагенезе осадочных (вулканогенно-осадочных) толщ



выявлению и изучению такого типа месторождений. Мы, видимо, еще не научились отличать их от образований других генетических типов.

К катагенным, в частности, могут быть отнесены в различной мере золотосные кварцевые, кварц-альбитовые и кварц-карбонатные жилы Аллах-Юньской структурно-металлогенической зоны при-сеттедабанской части Южноверхоянского синклинория. Вмещающие породы представлены здесь терригенно-углеродистыми отложениями, испытавшими катагенез и начальный метаморфизм. Наиболее золотосные жилы и прожилки приурочены к участкам пород, испытавшим наиболее интенсивные и наиболее высокоградиентные катагенетические преобразования. Изучение, проведенное методами термобарогеохимии и изотопной геохимии в комплексе с "обычными" геологическими и литолого-стратиграфическими, показало [35], что золотосные жилы имеют четкий литолого-структурный конт-

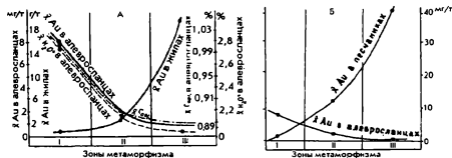


Рис. 18. Поведение золота ( $Au$ ), воды ( $H_2O$ ) и  $CO_2$  в условиях катагенеза и начального метаморфизма осадков. А - алевролиты, Б - алевросланцы + песчаники. Южное Верхоянье, Россия (по работе [34])

роль в размещении, а источником гидротермальных растворов и рудных компонентов для них явились вмещающие породы.

Подобный генезис имеют, можно полагать, многие кварцевые жилы, особенно слабозолотоносные, часто именуемые “альпийскими”, развитые в терригенно-углеродистых формациях, испытавших катагенез, и в других золотоносных районах Якутии, Приамурья, Колымы, Сибири и зарубежных стран.

Процессы контактового метаморфизма, вызванные внедрением последующих “рудогенерирующих” гранитоидных интрузий, приводят к метаморфизму рассматриваемых жил, что, в частности, выражается в разгерметизации первичных водно-углекислотных включений и грануляций кварца. Образуются вторичные водно-солевые включения [35]; золото подвергается регенерации, частичному перетолжению.

Принципиальная схема образования рудных тел катагенного генезиса показана на рис. 17. Они могут быть представлены пластовыми зонами повышенной золото-сульфидной вкрапленности, межпластовыми жилами, внутрипластовыми штокверками (в песчаниках) и отдельными согласно секущими и секущими жилами и жильно-прожилковыми зонами. Горизонты и пачки грубозернистых отложений (песков, алевроитов) выступают при этом в роли основных дренажных образований, глинистые отложения – в роли основных источников воды (за счет процессов дегидратации) и структурных экранов.

Происходит миграция золота, как следует из общей схемы и установлено в конкретных районах (рис. 18), по двум направлениям: в межпластовые и секущие зоны дробления и отслоений и в пласты песчаников – как в участки повышенной пористости и проницаемости (дренажные структуры). Это и объясняет наличие в таких случаях наиболее золотоносных жил, в том числе коротких лестничного типа повышенной золотоносности избирательно чаще всего именно среди песчаников.

### ***Вулканогенно-осадочные месторождения***

Эти месторождения формируются в субмаринных условиях за счет вулканогенных эксгаляций и гидротерм, поступающих в процессе накопления и литификации осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, и обладают многими чертами, свойственными “обычным”

вулканогенным месторождениям серноколчеданной и медноколчеданной формаций, образующимся в океанический этап развития земной коры. В составе рудовмещающих толщ существенное развитие имеют пирокластические отложения, представленные туфами, туфопесчаниками и прочими туфогенными породами, в том числе с резко выраженной брекчиевой и слоистой текстурой. Содержание пирокластического материала в рудовмещающих толщах изменяется в широких пределах – от “следов” до 60-90%. Характерно также наличие согласных пластовых, пластово-секущих и секущих тел трахандезитов, андезитов и диоритовых порфиритов, фельзит-перфиров, фельзитовых туфов, тесно связанных с вулканогенно-осадочными фациями пород.

Существенное влияние на распределение золота и сульфидов и их локализацию в пределах продуктивных горизонтов и пачек пород оказали последующие явления катагенеза и особенно дислокационного метаморфизма, как правило, интенсивно проявленного в пределах минерализованных зон месторождений. Они сильно затушевывают, значительно искажают и усложняют первичную седиментационную природу распределения сульфидов и золота, вызывают их перераспределение, перекристаллизацию и метаморфизм, но не являются главными, определяющими для золотоносности.

Основные типоморфные особенности вулканогенно-осадочного оруденения:

- пластообразная форма и однородный минеральный состав рудных тел, прослеживающихся при относительно небольших мощностях (единицы – первые десятки метров) на значительные расстояния (до 1-2 км и более);

- тесная пространственно-временная ассоциация с вулканогенными и вулканогенно-осадочными фациями пород, метакремнями и кремнистыми породами вулканогенно-гидротермального генезиса;

- наличие слоистых, комковато-слоистых, брекчиевых, желваковых, тонкозкрапленных, вкрапленно-слоистых и массивно-слоистых руд;

- наложенный характер кварцевых и кварцево-карбонатных жил и прожилков;

- наличие в рудных телах высокозолотоносных конкреций, желваков, конкрециевидных скоплений и линз сульфидов колломорфного и глобулярного строения; хорошо сохранившиеся метакolloидные структуры;

- ритмично-слоистое "многоярусное" расположение золотоносных пачек и прослоев пород, четкий литофациальный и стратификационный контроль в их размещении при избирательной приуроченности к горизонтам туфобрекчий, туффитов и туфолав.

По содержанию сульфидов и фациальным условиям накопления вмещающих толщ вулканогенно-осадочные месторождения могут быть подразделены на две группы (формации):

1) стратиформные золото-пиритовые и золото-полиметаллические с обычным для таких месторождений высоким содержанием сульфидов и

2) прожилково-вкрапленные с низким (0,5-7%) содержанием сульфидов.

Первая группа месторождений типоморфна для "обычных" стратиформных колчеданных месторождений, формируется вблизи центров вулканической деятельности в пределах эвгеосинклинальных толщ, содержащих вулканогенные породы в виде пластов эффузивов, туфов или туффитов.

Вторая группа месторождений формируется в углеродисто-терригенных фациях, удаленных от центров активной вулканической деятельности. Исходя из минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд эти месторождения следует относить к золото-сульфидной прожилково-вкрапленной "углеродистой" формации. На отдельных участках руды иногда массивной текстуры. Представлены эти месторождения пластовыми и пластообразными залежами прожилково-вкрапленной минерализации пиритового, реже пирит-арсенопиритового и редко — пирит-пирротинового состава. Другие сульфиды (галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, антимонит) присутствуют, но, как правило, в незначительных количествах. Существенное значение они имеют лишь в известковистых отложениях.

Для обеих групп месторождений хорошо выражен литолого-стратиграфический контроль в размещении оруденения, обуславливающий стратиформность в размещении рудных тел и имеющий важное значение на этапе поисков и предварительной оценки масштабов распространенности оруденения. Благоприятными по составу для развития прожилково-вкрапленного оруденения являются: пачки и повышенной мощности пласты тонкозернистых углеродсодержащих пород — филлитов, кварцевых филлитов, алевросланцев, тонкозернистых алевролитов, в отдельных случаях — углеродистые и железис-

то-известковистые отложения. Благоприятны также пласты и пачки сульфидоносных железисто-карбонатных сланцев и метакремней, залегающие в железистых кварцитах, чередующихся с лавами и туфами основного состава. Среди обычных алевролитов и песчаников с преобладанием натрия над калием, в том числе с повышенным содержанием  $C_{\text{опр.}}$ , заслуживающая практического внимания золото-сульфидная минерализация обычно отсутствует, а если равивается, то спорадически (рис. 19).

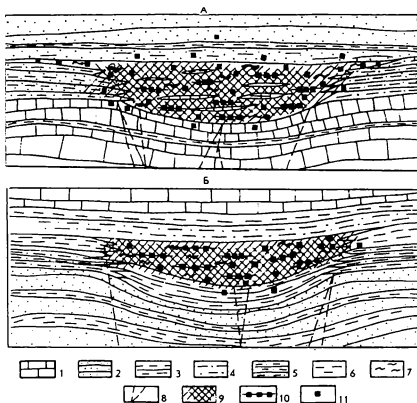
В отличие от нерудовмещающих подобных пород рудовмещающие фации характеризуются:

- низким или умеренным (0,5-6%) содержанием  $C_{\text{опр.}}$ ,
- преобладанием калия над натрием, наличием одновременно вкрапленности сингенетичных сульфидов и магнезиально-железистых карбонатов (0,5-7%),
- повышенным (с учетом сульфидов) кларком золота (6-10 мг/т и более),
- повышенным значением закисного модуля — отношением  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  (1,5-5,5), т. е. накапливались явно в более восстановительных условиях по сравнению с нерудовмещающими.

Рудоносные отложения представляют собой фации, переходные между карбонатной и сульфидной зонами. Пласты с аномально высокими содержаниями магнезиально-железистых карбонатов (15-25% и более) неблагоприятны для развития оруденения. Благоприятные карбонатные отложения часто характеризуются наличием метакремней, содержащих золото-сульфидную вкрапленность.

Сульфиды слагают рассеянную вкрапленность, прослой, прослойные прожилки, гнезда, конкреции и конкрециевидные скопления зернистой, реже колломорфной и метаколлоидной структуры. За счет наложенных процессов метаморфизма они частично рассланцованы, перекристаллизованы. Типоморфны метакристаллы, образованные в условиях диагенеза и катагенеза осадков: преимущественно кубические, редко в виде пентагондодокаэдров — для пирита и тонкоигольчатые — для золотоносного арсенопирита, не подверженного процессам метаморфической перекристаллизации. Золото в рудных телах распределено довольно равномерно, тонкодисперсное, трудноизвлекаемое, в подавляющей массе сосредоточено в арсенопирите и(или) пирите. Характерны платиноиды.

В рудных зонах помимо “обычных” осадочно-диагенетических пиритов, характеризующихся низким содержанием золота, преобла-



*Рис. 19.* Положение углеродсодержащих осадочных пород, несущих прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение, в продольном литологическом профиле. Палеотектоническая реконструкция на основе месторождений Сухой Лог, Олимпиадинское, Голец Высочайший (Россия) и др.

А - регрессивная. Б - прогрессивная серии отложений.

1 - известняки, известковистые сланцы; 2 - песчаники с подчиненными прослоями хлорит-серицитовых сланцев; 3 - тонкозернистые алевролиты, алевритистые сланцы; 4 - алевролиты с прослоями сланцев; 5 - алевросланцы с прослоями песчаников и алевролитов; 6 - филлитовидные алевролиты с прослоями алевролитов; 7 - филлиты, алевритистые филлиты, алеврофиллиты; 8 - конседиментационные разрывы; 9 - повышенные содержания золота; 10 - прожилки и линзовидные скопления золотоносных сульфидов; 11 - рассеянная вкрапленность слабозолотоносных сульфидов

данием никеля над кобальтом и общим низким содержанием элементов-примесей, присутствуют гидротермально-осадочные сульфиды (преимущественно пирит±арсенипирит), которым свойственно преобладание кобальта над никелем, значительно более высокие содержания золота и других элементов-примесей (прежде всего As, Ag, Sb, Cu), узкий (близкий к стандартному метеоритному) разброс состава изотопов серы [26]. Характерно частое наличие в рудах примеси вольфрама, сурьмы, иногда висмута, селена. Содержание золота в первичных рудах устойчиво невысокое, но в зоне окисления, достигающей среди известковистых пород нескольких десятков—сотен метров, возрастает в 2-5 раз.

Кварцевые, кварц-карбонатные и кварц-сульфидные жилы и прожилки отсутствуют, а если и развиты, то являются более поздними, обусловленными наложенными явлениями метаморфизма или тектоно-магматической активизации. Образование их, в отличие от основной золото-сульфидной минерализации, происходило не в субмаринных восстановительных условиях, характеризующихся насыщенностью отложений морскими водами натрий-магний-хлоридного состава, а в субэаральных, в этап инверсии в зоне окисленных гидрокарбонатных вод при повышенной фугитивности кислорода.

Показательная особенность размещения месторождений первой группы, т. е. развитых среди эгзосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ и характеризующихся повышенным количеством сульфидов, — избирательная приуроченность преимущественно к экзоконтакту вулканитов с вышележащими тонкозернистыми углеродсодержащими отложениями, т. е. к участкам резкой смены тектонических и фациальных условий накопления толщ. Для перекрывающих отложений благоприятно наличие известняков и общая несколько повышенная известковистость. Рудовмещающие участки — локальные конседиментационные вдольразломные депрессии, осложненные в этап инверсии интенсивной складчатостью.

Месторождения второй группы, т. е. развитые среди миоэксинклинальных осадочных толщ, подчиняются этой же закономерности — избирательно приурочиваются к локальным конседиментационным прогибам. Последние приурочены к узлам пересечения конседиментационных разломов и выполнены преимущественно тонкозернистыми калиевыми (калия больше натрия) пелитами, обогащенными  $S_{\text{орг}}$ , магнезиально-железистыми карбонатами анкерит-сидеритового ряда и сингенетичными сульфидами, в том числе не

только осадочно-диагенетическими, но и гидротермально-осадочными. Наличие труднодиагностируемых вулканогенных образований в виде туффитов, туфов, серицитолитов, редких пластов эффузивов (дифференцированной базальтоидной и андезит-лацитовая серий) и примеси пеплового материала — дополнительная типоморфная особенность таких рудоносных прогибов и толщ.

Характерные примеры месторождений среди осадочно-вулканогенных комплексов — Копперхед, Бихайв, Коннемара (Зимбабве), Рэмблер (Ньюфаундленд), Скуриотисса (Кипр), Хиксбор (Филиппины), рудное поле Хидн-Крик (Канада), Мургул (Турция), Бор (Югославия); среди терригенно-углеродистых толщ — тонковкрапленные докварцевожилые оруденения пирит-арсенопиритовой формации в углеродистых сланцах (Бакырчик — Казахстан. Маломыр — Приамурье, Кумтор — Киргизия).

### *Собственно вулканогенные месторождения*

Собственно вулканогенные месторождения золота, часто именуемые вулканогенно-гидротермальными, как и вулканогенно-осадочные, обусловлены процессами вулканизма. Но в отличие от последних они образуются не синхронно с накоплением и литификацией вмещающих вулканогенно-осадочных толщ в подводно-морских (субмаринных) восстановительных условиях, а на суше, в окраинных и окраинно-континентальных вулканических поясах и областях тектоно-магматической активизации — преимущественно в субэвральном окислительных условиях при высокой активности кислорода, после накопления и литификации вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных толщ.

В связи с этим сульфиды присутствуют обычно в незначительных количествах; характерны процессы окварцевания, кварцевые и кварцево-карбонатные золотоносные жилы, прожилки и зоны окварцевания убогосульфидной, по классификации Н.В. Петровской, формации. Золото не тонкодисперсное “упорное”, содержащееся в сульфиде, а свободное, хотя и мелкое; находится в основном в кварцевых жилах и прожилках. Оруденение представлено кварцевыми жилами и зонами окварцевания.

Исключения составляют частные, но довольно любопытные случаи, когда процесс рудообразования происходил в пределах внутри-



континентальных (озерных) водных бассейнов [38]. В этих местах (которые оказываются не такими уж редкими) создаются восстановительные или полувосстановительные застойные условия, имитирующие субмагинные, и как следствие происходит отложение в повышенных количествах сульфидов (пирита, арсенопирита, халькопирита, теннантита, буланжерита, висмутина, пирротина, галенита, сфалерита) с образованием руд золото-сульфидного типа. Руды вкрапленные, вкрапленно-прожилковые или массивные с реликтами колломорфных, метакolloидных образований, свойственных обычным "колчеданным". Золото в основном находится в сульфидах (при содержании от 0.5 до 50 г/т), мелкое тонкое или тонкодисперсное. Содержание его в рудах от 1-2 до 10-12 г/т (в среднем). Проба 650-900, преимущественно 800-850. Запасы на уровне небольших или средних по масштабам месторождений. Кварц, парагенный сульфидам и золоту, отсутствует либо отмечается, но в незначительных количествах. Повышенные количества его, вплоть до образования кварцевых жил и прожилков, связаны с более поздними стадиями или этапами минералообразования. Сульфиды, как и золото, частично переотлагаются, регенерируют, укрупняются. Характерный пример - Нонинское месторождение на Дальнем Востоке [38].

Такое золото-колчеданное оруденение во внутриконтинентальных и окраинно-континентальных вулканических поясах ранее не отмечалось и еще не привлекло к себе должного внимания. По традиции основное внимание уделяется оруденению золото-кварцевых формаций в виде кварцевых жил, зон их сближенного развития и окварцевания. Его предлагается рассматривать [38] как своеобразный фациальный тип золотосодержащих колчеданных месторождений гидротермально-метасоматического класса (по классификации В.И. Смирнова), развивающийся в континентальных вулканических поясах в связи с последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риалитовой континентальной формацией.

Это, несомненно, перспективный вид оруденения. В ассоциации с золотом в повышенных количествах в таких рудах отмечаются медь, свинец, цинк, серебро. Заслуживают внимания и элементы-примеси: никель, кобальт, висмут, селен и др. Помимо первичных руд имеют значение зоны окисления: золото в них укрупняется, высвобождается из сульфидов, становится "технологичным", что приводит к образованию россыпей — мелких или довольно крупных (при сближенном развитии коренных проявлений и рудопроявлений,

например, Верхне-Ольдойский рудно-россыпной узел в Верхнем Приамурье). Характерные примеры – Нонинское золото-сульфидное месторождение, недавно выявленное и изучавшееся нами на Буреинском массиве в 50 км от станции Тырма БАМ [38] и, возможно, относительно давно известное золото-полиметаллическое Березитовое в Верхнем Приамурье [9, 21].

Основные особенности вулканогенно-гидротермальных месторождений:

- полистадийность (до 3-7 стадий), телескопирование;
- близповерхностные (300-500 м) или малоглубинные (до 1,5 км) условия формирования при резких градиентах Р и Т;
- широкое распространение адуляра, марганецсодержащих карбонатов, халцедоновидного кварца, псевдоморфоз кварца по кальциту;
- метаколлоидные, брекчиевидные, крустификационно-полосчатые и колломорфные текстуры при подчиненном развитии или отсутствии кристаллически-зернистых структур;
- бананцовое неравномерное и крайне неравномерное распределение золота и сопутствующих компонентов, обычно сложный полиминеральный состав рудных тел при почти полном отсутствии фациальной (по терминологии В. И. Смирнова) зональности отложения.

Все эти особенности вулканогенного оруденения вызваны главным образом одной основной причиной – формированием в высокоградиентной области, прежде всего в условиях резких градиентов давления, что в свою очередь обусловлено образованием его в близповерхностных условиях. Температурный градиент играл подчиненную роль и, как показывают многочисленные данные, рудоотложение происходило во многих случаях при достаточно высоких или умеренных температурах (150-450°C), вполне соизмеримых с температурами рудоотложения на месторождениях золота других генетических типов. Ранее широко распространенные представления о формировании этого типа месторождений в условиях постоянно низких температур и объяснение этим присутствия в рудах халцедоновидного кварца и метаколлоидных текстур не нашли подтверждения. При этом, однако, рудообразующая система не являлась полностью открытой: наличие структурных и литологических экранов – необходимое условие локализации оруденения [7]. В роли таковых обычно выступают пластовые тела андезитов, реже – кислых эффу-

зивов, пологозалегающие поверхности нарушений, межформационных срывов, пласты осадочных пород и пр. Как было показано [9], «параметры оруденения подобны анизотропии геохимического поля»; характерна протяженность оруденения вдоль магматических тел.

Золото в основной массе низкой и средней пробы (600-780). Однако нередко в ассоциации с высокосеребристым низкопробным золотом может отмечаться и высокопробное золото – результат наложенных эндогенных и гипергенных процессов.

Крупность золотин также может быть различной. Широко распространено мнение, что оно во всех месторождениях мелкое, тонкодисперсное, не приводящее к образованию золотоносных россыпей. Однако анализ имеющихся данных по гранулометрии показывает, что наряду с преобладающим тонким и весьма мелким золотом (сотые-тысячные доли миллиметра) в рудах подавляющего большинства вулканогенных месторождений отмечаются (до 30%) и относительно крупные золотины и их агрегаты (от десятых долей миллиметра до 1 мм и более) россыпеобразующей формации.

Следует также иметь в виду укрупнение золотин, происходящее под влиянием пострудных интрузий и в зоне окисления, сопровождающееся в обоих случаях повышением их пробы. В связи с этим при наличии благоприятных геоморфологических условий и эродированности рудных тел месторождения вулканогенного типа сопровождаются золотоносными россыпями: 1) относительно незначительными, 2) локальными, 3) выдержанными, протяженными – в зависимости от конкретных особенностей оруденения, степени его эродированности и ориентировки гидросети. Показательный пример – Белогорский рудно-россыпной узел Нижнего Приамурья. Здесь вулканогенное золоторудное месторождение Белая Гора сопровождается богатыми россыпями золота.

В геохимическом отношении вулканогенные месторождения подразделяются на три подтипа: золотые, золото-серебряные и золото-теллуровые. Как отмечалось ранее в гл. 5 наст. работы, намечается существенное влияние состава пород разреза (в том числе слагающих фундамент складчатого основания) в их формировании. Золотое оруденение преимущественно образуется среди умеренно кислых формаций, отвечающих по химическому составу гранодиоритам и плагиогранитам, – среди андезитов и вулканитов андезит-липаритовой формации, золото-серебряное – преимущественно среди вулкани-

тов более кислого ряда, золото-теллуговое – на площадях, содержащих в составе разреза повышенное количество пород основного состава – габброидов, трахибазальтов, андезито-базальтов [36].

Рудоконтролирующие вулканогенные структуры имеют, несомненно, длительное развитие, унаследовав повышенную проницаемость и мобильность фундамента [110, 7]. Рудоносные вулканоструктуры как положительного (вулканокупольные поднятия), так и отрицательного знака (локальные депрессии, грабены, кальдеры) постоянно располагаются над купольными или горстовыми поднятиями фундамента. Последний может быть различного возраста: докембрийским, палеозойским, мезозойским; может выходить на поверхность при достаточно глубоком эрозионном срезе или фиксироваться только на глубине в разведочных выработках или по геофизическим наблюдениям. По мере перехода от золото-теллуговых месторождений к золотым и золото-серебряным это тяготение оруденения к структурам положительного знака все более возрастает. И если золоторудные месторождения отмечаются в вулканокупольных поднятиях и в бортах депрессий, то золото-серебряные и особенно серебряные – практически только в структурах положительного знака. Эта общая тенденция проявляется в различных регионах и согласуется с изменением состава и тектоно-физических условий развития магматизма, ассоциирующего с этими геохимическими типами оруденения.

Минеральные типы вулканогенных месторождений (часто рассматриваемые как различные формации) разнообразны [116, 114, 101; и др.]. Наряду с золотыми, золото-серебряными и золото-теллуговыми выделяются золото-сурьмяные и золото-ртутные (типа Карлин) месторождения, получившие в последние годы важное промышленное значение. Масштабы отдельных месторождений преимущественно мелкие–средние (10-100 т, редко несколько более); содержания золота различные – от 1-2 до 10-40 г/т. Установленный возраст различен, но не древнее позднего девона (месторождение Кубака в Магаданской области [106]). Более древние месторождения вулканогенного типа не известны. Это может быть обусловлено двумя основными причинами: регенерацией более древних и(или) отсутствием в более древние этапы развития Земли необходимых для образования этого типа месторождений атмосферно-геохимических условий – повышенного содержания свободного кислорода. Вероятнее всего, определяющей явилась вторая причина.

### *Магматические месторождения*

Эти месторождения образуются непосредственно в процессе ликвации и кристаллизации магматических расплавов или (частично) при аутометасоматической переработке продуктов их кристаллизации. Золото в таких месторождениях не является основным или единственным полезным компонентом. Наряду с ним присутствуют другие элементы, обычно более ценные в стоимостном выражении, чем само золото, — платина, иридий, осмий, палладий, рений, медь, никель, кобальт, серебро, селен, теллур и др.

Интрузии, с которыми связаны эти месторождения, по данным М.Н. Годлевского, имеют глубинную природу, но представляют собой правильно расслоенные гипабиссальные тела в форме пологозалегающих хонолитов; связаны они с формациями плато базальтов (траппов), залегающими на эпидокембрийских платформах — Восточный Грикваленд в Южной Африке. Норильские месторождения на северо-востоке Сибирской платформы и Кондерские платиновые золотосодержащие — на востоке этой платформы.

Минеральный состав оруденения сложный. Помимо обычно преобладающего пирротина характерны борнит, пентландит, халькопирит, пирит, миллерит, кубанит, платиноиды, герсдорфит, магнетит, валернит и, на что следует обратить особое внимание, — фторпатит. Последний, как отмечалось в гл. 1 наст. работы, вообще часто ассоциирует с самородным золотом в месторождениях самого различного генезиса.

Обращает также на себя внимание наличие графита, считавшегося, согласно данным М.Н. Годлевского и других исследователей, новообразованным реакционным минералом.

Содержание золота в рассматриваемого типа месторождениях различное, но обычно невысокое, на уровне 0,5–2,5 г/т в среднем по месторождениям. Повышенные содержания характерны для обогащенных медью месторождений — в соответствии с геохимическими особенностями золота. В норильских медно-никелевых месторождениях содержания золота по отдельным блокам достигали 5–6 г/т. Ввиду больших размеров месторождений суммарные запасы золота весьма значительные и играют важную роль в общем объеме золотодобычи.

По характеру минеральных ассоциаций Н.А. Шило выделяет [114] две золотоносные формации: 1) золото-пентландит-пирротинную слабозолотоносную и 2) золото-пентландит-халькопиритовую с повышенным содержанием золота в ассоциации с серебром.

Золото находится преимущественно в сульфидах, в основном в халькопирите, в виде очень тонких, мелких выделений размером менее 100 мкм. Золотины более крупных размеров встречаются, но редко.

### *Плутоногенно-гидротермальные месторождения*

Этот тип месторождений до недавнего времени играл основную роль в золотодобыче, и именно на основе его изучения была создана магматогенно-гидротермальная теория формирования золоторудных месторождений, неправомерно распространенная на все другие генетические типы.

Плутоногенно-гидротермальное оруденение формируется в основном в заключительные орогенные периоды становления складчатых областей, частично в раннегеосинклинальные этапы их развития в тесной генетической связи с гранитоидным магматизмом габбро-диорит-плагиигранитного и монцититоидного рядов.

Типоморфно оруденение этого генетического типа также для областей тектоно-магматической активизации и развивается прежде всего в пределах “жестких” структур платформенного типа и в их обрамлении.

Основные отличительные особенности плутоногенно-гидротермального оруденения:

- тесная пространственно-временная и генетическая связь с небольшими массивами и штоками гранитоидов “пестрого” состава, сопровождающимися дайками основного, среднего и кислого составов;
- определяющая роль в размещении разрывных структур постскладчатого (орогенного) этапа деформаций при подчиненной роли пликативных (складчатых) структур и сопряженных синскладчатых разрывов;
- зональность размещения разнотемпературных минеральных ассоциаций по отношению к массивам гранитоидов;
- относительно повышенное содержание в составе кварцевых жил сульфидов (3-5% и более), их преимущественно разнообразный состав (помимо пирита, пирротина и арсенопирита отмечаются молибденит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды, висмутин, гессит и др.); в ряде случаев присутствуют касситерит, вольфрамит, в повышенных количествах турмалин;

- отсутствие резко выраженной зависимости минерального состава жил от литологии, химического, минерального состава и степени метаморфизма вмещающих пород, наличие “сквозных” (проходящих) минералов в породах разного состава и разной степени метаморфизма;

- необязательность литолого-стратиграфического контроля в размещении оруденения;

- преимущественно средние и небольшие размеры рудных тел. умеренная и небольшая выдержанность их по простиранию (преимущественно первые сотни метров) и падению (300-900 м, редко более). умеренные и высокие средние содержания золота при небольших и умеренных запасах;

- концентрация оруденения в локальных, обычно разобренных между собой рудных узлах, без образования регионально протяженных золотоносных зон. типоморфных для метаморфогенно-гидротермального типа;

- формирование на небольших и умеренных глубинах (1,5-3 км);  
- полистадийность рудообразования (их обычно 2-3); золото четко связано с поздней золото-сульфидной стадией;

- золото свободное, ассоциирующее с кварцем, частично с “поздними” сульфидами: галенитом, блеклыми рудами, халькопиритом, пиритом), средних и мелких размеров, средней пробы (720-890).

Примеры месторождений многочисленны: Кочкарское и Березовское – Урал; Ирокиндинское, Тулуинское и Серебряковская Жила – Средне-Витимская горная страна; Бериккульское, Коммунаровское – Кузнецкий Алатау; Кировское – Верхнее Приамурье; Учаминское, Дяпле – Нижнее Приамурье; Ильинское, Ключевское, Дарасунское – Забайкалье; Степняк, Васильковское – Казахстан и многие другие.

### *Скарновые месторождения*

Этот генетический тип месторождений наиболее легко диагностируется по избирательной приуроченности золотого оруденения к контактово-метасоматическим скарнам и скарноидам.

Типичные представители скарновых месторождений: Синюхинское, Лебединское, Ольгинское, Натальинское – в Северо-Восточном Алтае и Кузнецком Алатау; Ольховское, Чибижевское – в Восточном Саяне; Акташ, Торор, Рабинджанское – Средняя Азия; Эл-

хорн, Спрингс-Хилл, Оурей — США; Санта-Фе — Бразилия; Суан, Холтан — КНДР.

Наиболее золотоносны обычно магнетитовые скарны с существенным или повышенным содержанием халькопирита. Известны также золотоносные волластонитовые и пироксен-гранатовые скарны. При этом золото в основной массе свободное, кристаллизуется позже магнетита, халькопирита и других сульфидов: обрастает их, располагается в них по микротрещинкам или в ассоциации с поздним кварцем, борнитом, халькопиритом. Отмечаются и любопытные редкие случаи — золотины располагаются среди кальцита, граната, между кристаллами волластонита в виде тонких пластиночек и проволочковидных агрегатов.

Наряду с преобладающим свободным золотом в золотоносных скарнах отмечается и тонкое “упорное” золото, содержащееся в ранних сульфидах.

Распределяется золото в рудах обычно неравномерно, в виде разобщенных или сближенных “гнезд”, “карманов”, “рудных столбов”, нередко с высокими концентрациями металла — до 30-50 г/т и выше.

Пробность золота чаще всего высокая или умеренная (760-900), размеры золотин различные, преимущественно от 0,05 до 1-5 мм. В зоне окисления крупность золотин и пробность возрастают. Наличие золотоносных россыпей в связи с золото-скарновыми золоторудными месторождениями — обычное явление.

Минеральный состав золотоносных скарнов и скарноидов может быть различным. Исходя из определяющей роли минеральных ассоциаций и условий их развития, Н.А. Шило [114] предлагает выделять “триаду” формаций золотоносных скарнов: золото-форстерит-эпидотовую, золото-гранат-везувиановую и золото-волластонит-магнетитовую. Золото-форстерит-эпидотовая формация включает сульфиды мышьяка, меди, свинца, в ассоциации с которыми находятся довольно крупные выделения самородного золота. Для месторождений золото-гранат-везувиановой формации характерно незначительное содержание сульфидов, но более высокое — магнетита. Месторождения золото-волластонит-магнетитовой формации содержат в повышенных количествах магнетит и сульфиды, в том числе пирит, халькопирит, борнит, халькозин, сфалерит.

Принято считать, что скарновые золоторудные месторождения в основном исчерпали свои возможности. Однако следует обратить внимание на то, что это в общем правильное мнение применимо да-



леко не ко всем регионам. Многие из них, прежде всего платформенные слабоизученные, нуждаются в дополнительном олоисковании специально на скарновый тип оруденения и, несомненно, перспективны. Показательный пример — юго-восточная активизированная часть Сибирской платформы (Томпоканский, Ломамский и другие рудно-россыпные узлы в бассейне верхнего течения р. Учур). В последние годы работали В.Л. Кельмачева здесь выявлен целый ряд перспективных проявлений золотоносных магнетитовых скарнов с халькопиритом, начата их отработка. Золото, как и обычно, распределено неравномерно и крайне неравномерно. Типично наличие мелких гнезд и “карманов” с ураганными содержаниями золота. К рудоносным скарнам примыкают “головки” довольно богатых золотоносных россыпей, давно известных в этом районе. Мезозойские гранитоиды, в контакте с которыми формируются золотоносные скарны, монцитонитовидного ряда.

### *Метаморфизованные месторождения*

К типу метаморфизованных месторождений мы предлагаем отнести те месторождения, которые сформировались до процессов метаморфизма, но при их наложении претерпели существенные метаморфические преобразования. Накладывающийся метаморфизм протекает при дефиците кислорода, преимущественно в субмаринных условиях.

Метаморфизму могут подвергаться месторождения различного генезиса — осадочные, осадочно-гидротермальные, вулканогенно-осадочные, собственно вулканогенные и магматогенные. Наибольшее значение и распространение имеют метаморфизованные осадочные, гидротермально- и вулканогенно-осадочные месторождения золото-сульфидной формации. Именно они подвергаются наиболее существенным изменениям одновременно с метаморфизмом вмещающих пород и характеризуются большими запасами. Метаморфические преобразования таких месторождений выражаются: усложнением первичной стратиформной морфологии рудных тел, их частичным или значительным будинированием, развитием пloyчатых, полосчатых и прочих метаморфогенных текстур. Развиваются кварцевые и кварцево-карбонатные “оторочки давления” вокруг кристаллов и линз сульфидов, будинаж структуры (рис. 26). Сульфиды и золото в той или иной мере перекристаллизуются, укрупняются с частич-

ным переотложением и перераспределением по кливажным трещинам, зонам повышенного и послонного секущего расщепления. Новообразованные метаморфогенные золотоносные кварцевые и кварцево-сульфидные жилы и прожилки не развиты (в отличие от метаморфогенно-гидротермальных месторождений) либо отмечаются, но имеют ограниченное значение. Степень метаморфизма вмещающих пород и руд различная: зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Характерны умеренно метаморфизованные месторождения – золото-колчеданное Злата Гора (Чехия), Олимпиадинское вкрапленно-сульфидное первично гидротермальное-осадочное в известково-углеродистых отложениях протерозоя Енисейского кряжа и др. золотоносные сульфидные залежи и зоны сульфидной вкрапленности в древних “зеленокаменных поясах”, в том числе Калгурли и Коперхед в Австралии, Флин-Флон, Бьют и Централ-Патриция в Канаде. Высокометаморфизованные месторождения – Диг-Белл в Канаде и Консорт в Барбертон (ЮАР). Общими признаками последних являются [133]: приуроченность к зонам интенсивной деформации на контактах гранитоидов и зеленокаменных пород, отсутствие первичных структур и мощных кварцевых жил, слабое развитие или отсутствие ореолов карбонатных изменений пород.

Первичные породы трудно расшифровываются, поскольку претерпели интенсивный метаморфизм. Преимущественно это были основные вулканы. Метаморфизм их сопровождался дегидратацией, десульфидизацией и декарбонатизацией. Типичный пример метаморфизованного кварцево-жильного оруденения (наложенный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации) – месторождение Эльдorado в Енисейском кряже и Кочкарское на Урале.

Кварцевые жилы в этих и подобных случаях будинированы, кварц подвергается катаклазу и грануляции. Золото перекристаллизуется, частично переотлагается, преимущественно укрупняясь, но практически не выходит за пределы жил и прожилков, содержащих золото до процессов метаморфизма.

### *Метаморфогенно-гидротермальные месторождения*

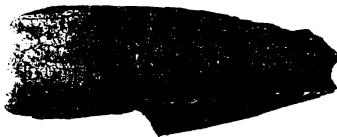
Месторождения этого генетического типа в отличие от метаморфизованных, образующихся до процессов метаморфизма, а при их развитии лишь существенно усложняющихся, формируются непосредственно

редственно во время метаморфизма и обусловлены им. Дометаморфические концентрации золота в метаморфогенных породах были, можно полагать, непромышленными.

Определяющими в развитии метаморфогенно-гидротермальных месторождений являются процессы низкоградиентного зонального постинверсионного метаморфизма и солутствующего метасоматоза, происходящие не в субмаринных, а в субаэральных условиях при повышенной активности кислорода. По Р-Т условиям рудовмещающие зоны метаморфизма отвечают преимущественно зеленосланцевой фации, частично — эпидот-амфиболитозой.

Степень метаморфизма вмещающих пород может быть более высокой, и она установлена (в том числе и в пределах зеленокаменных поясов), но лишь в частных случаях, когда метаморфогенно-гидротермальные месторождения претерпели наложенный метаморфизм под влиянием постметаморфических гранитоидных интрузий. Но в таком случае их уже следует относить к категории метаморфизованных. Это, например, уже упоминавшееся месторождение Диг-Белл в Канаде, Булфинг, Саутер-Кросс в Австралии, Олимпиадинское в Енисейском крае, а также Колар в Индии. Последнее вообще интенсивно метаморфизовано и претерпело неоднократные преобразования. Его целесообразно относить к типу полигенных. В пользу этого свидетельствует, в частности, углекислый состав флюидов в жильном кварце этого месторождения, необычно высокие значения давления (5–6 кбар) при “формировании” жильного кварца (расчитанные В.Б. Наумовым на основе изучения газово-жидких включений), совершенно необычный для золоторудных кварцевых жил минеральный состав боковых метасоматитов и самих жил — наличие диоксида, граната, биотита, эпидота, амфиболов. Кварц рудных тел типичен для метаморфизованных разностей: от светло- до голубовато-серого цвета, интенсивно катаклазированный, характеризуется чередованием полос крупно- и тонкозернистых агрегатов, блоковым, перистым и волнистым угасанием. Показательно также преобладание среди рудных минералов пирротина (а не пирита или арсенопирита), наличие магнетита; ильменита [86].

Это важное обстоятельство — подверженность метаморфогенно-гидротермальных месторождений наложенным процессам контактового метаморфизма — следует, очевидно, иметь в виду при расшифровке их генезиса. Однако это часто не учитывается. Как следствие отрицается избирательная приуроченность такого типа



*Рис. 20.* Линза гидротермально-осадочного пирита сложнозонального строения в углеродистых сланцах. Месторождение Сухой Лог, Россия. Округлые светло-серые выделения - глобулярный пирит, темно-серое - метаколлоидный пирит, темное - вмещающие алевросланцы. Содержание золота в данной линзе 350 г/т. Уменьш.: в 3 раза

месторождений к зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, а значит, и сама возможность образования золоторудных месторождений метаморфогенно-гидротермального генезиса [96, 86; и др.].

Формирование метаморфогенно-гидротермальных месторождений происходит в условиях резко выраженных субгоризонтально ориентированных стрессовых напряжений и сопряженных складчато-разрывных деформаций, обуславливающих значительную подвижность петрогенных и рудообразующих элементов [26, 30, 9]. Рудовмещающими структурами являются зоны позднекладчатого расслабления надвигового и взбросо-сдвигового типов, в их пределах — ядерные части антиклиналей высоких порядков, антиклинальные перегибы осевых поверхностей и шарниров антиклиналей, участки относительно пониженного давления на фоне резко выраженного сжатия. Один из основных показателей — существенное новообразование “жильных” минералов (кварц±карбонаты, альбит) в виде кварцевых жил, кварцевых и кварцево-сульфидных прожилков.

Представлены метаморфогенно-гидротермальные месторождения золота тремя формациями (рис. 20-22):

1) золото-сульфидной — пластовыми и пластообразными зонами прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации с мелким, преимущественно свободным либо с тонкодисперсным золотом;

2) золото-кварцевой — кварцевыми жилами со свободным, преимущественно крупным и высокопробным золотом;



*Рис. 21.* Будинированная ксчкрция осадочно-диагенетического слабозолотоносного пирита (содержание золота 0,8 г/т), окруженная оторочкой метаморфогенно-го кварца (свет.ое) в углистых алегросланцах. Месторождение Сухой Лог. Уменьш. в 3 раза

3) золото-кварц-сульфидной — совместным развитием прожилково-вкрапленного золото-сульфидного и кварцево-жильного оруденения.

Первая и третья формации развиваются среди пластов и пачек пород (осадочных, железисто-известковистых и пелитовых углеродистых и в метавулканитах), содержавших исходную повышенную золото-сульфидную минерализацию — гидротермально-осадочную или вулканогенно-осадочную. Промышленное оруденение не выходит за пределы “рудогенерирующих” пластов и пачек пород, но может существенно в них перераспределяться. Типичные месторождения — Сухой Лог (рис. 23), Майское, Маломыр, Верхинское и Голец Высочайший (рис. 24) в России, Хомстейк в США, Морро-Велью и Рапосос в Бразилии, Поркьюпайн в Канаде.

Вторая формация развивается в различных магматических, осадочных и вулканогенно-осадочных породах, характеризующихся низким исходным содержанием сульфидов. Отмечается она также среди “обычных” магматических пород основного или ультраосновного состава, превращенных в “зеленые” сланцы, и среди диафоритов зеленосланцевой фации. Типичные примеры в России — золотоносные кварцевые жилы Ленского золотоносного района (Догалдынская и др.), приведшие к формированию богатых золотоносных россыпей: основная масса золотоносных кварцевых жил Аллах-Юньского золотоносного района, в том числе описанные М.М. Константиновым и В.А. Слезько как осадочно-гидротермальные (Юрско-Бриндакитский и прочие рудно-россыпные узлы): золотоносные



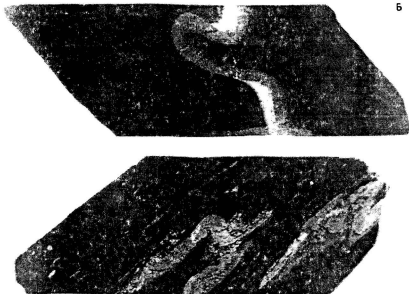


Рис. 22. Умеренно (А) и интенсивно (Б) дислоцированные прожилки (прослои) незолотоносного осадочно-диагенетического шпирита в углеродистом алевросланце. Характерные образцы. Светлое - новообразованный метаморфогенный кварц. Ныгринское рудное поле. Ленский золотоносный район. Хлорит-серпичитовая зона метаморфизма. Уменьш. в 1,5 раза

кварцевые жилы месторождения Советское в Енисейском крае; золото-сурьмяные жилы месторождений Олимпиадинское, Уздейское и Раздольнинское этого же региона, описанные В.И. Бергером, и др. На Кавказе характерный пример – Лухумское золото-вольфрамово-сурьмяное месторождение, детально изученное А.Г. Жабиным, И.Б. Чичуа и В.З. Ярошевич; Макрасс – в Новой Зеландии; Бендиго и Грейт-Фингдл – в Австралии; Керкленд-Лейк, Холлингер, Мак-Интайр – в Канаде; Гадаг и Рамагири – в Индии.

Золотоносные кварцевые жилы метаморфогенно-гидротермального генезиса в отличие от прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения этого же генезиса не обязательно приурочиваются к определенным литостратиграфическим комплексам. Они могут значительно “отрываться” от “золотогенерирующих” пластов и пачек по вертикали на несколько сотен метров.





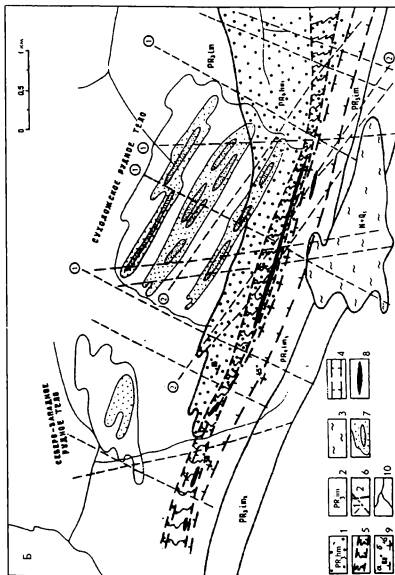


Рис. 23, Б

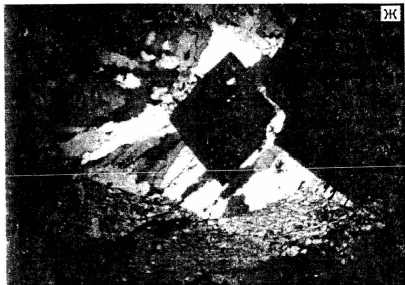


Рис. 23, Ж

Рис. 23, А-Ж. Золоторудное месторождение Сухой Лог (по: [22], с доп.).

А - положение месторождения в структурах района. 1 - постскладчатые постметаморфические граниты (Константиновский массив); 2 - золото-сульфидная минерализация; 3 - золотоносные кварцевые жилы; 4 - нарушения: а - секущие, б - продольные; 5 - золотоносные россыпи.

Б - геологическая карта месторождения (упрощено). 1 - осалочные породы холоднинской свиты - алевросланцы, алевролиты; 2 - осадочные породы перекрывающей имнянской свиты - известковистые сланцы, известняки; 3 - рыхлые отложения; 4 - продольная зона позднескладчатых микровзбросов и надвигов в южном повернутом крыле Сухоложской антиклинали в породах имнянской свиты; 5 - рудоконтролирующая зона продольного расщепления в ядерной части Сухоложской антиклинали (выход на современную поверхность); 6 - разрывы: 1) рудоконцентрирующие диагональные - дорудные и синрудные и 2) субмеридиональные - преимущественно рудоограничительные дорудные и пострудные; 7 - основные обогащенные золотом участки ("струи") - проекция на горизонтальную поверхность (показано обобщенно, схематизировано) минерализованной зоны; 8 - выход на поверхность основной золотоносной части; 9 - элементы залегания слоистости пород (а - нормальные, б - опрокинутые); 10 - гидросеть.

В - поперечный разрез вкрест простирания минерализованной зоны месторождения. 1 - известковистые сланцы (имнянская свита); 2 - алевросланцы и алевролиты кемолхинской свиты, преимущественно грубозернистые - очень слабо минерализованные; 3 - "углистые" филлитовидные алевролиты - слабо минерализованные; 4 - "углистые" алевросланцы - содержат основное оруденение; 5 - метаморфогенные кварцевые жилы; 6-7 - ореол развития золото-сульфидной минерализации: 6 - умеренной, 7 - повышенной; 8 - кливаж; 9 - скважины.

Г-Е - характер минерализации в штуфах. Серое (1) - пирит, светлое (2) - кварц, 3 - вмещающие алевросланцы.

Ж - характер минерализации под микроскопом: метаморфогенный кварц образует кристалл пирита (черное). Ув.ел. в 20 раз. Николи скрещены

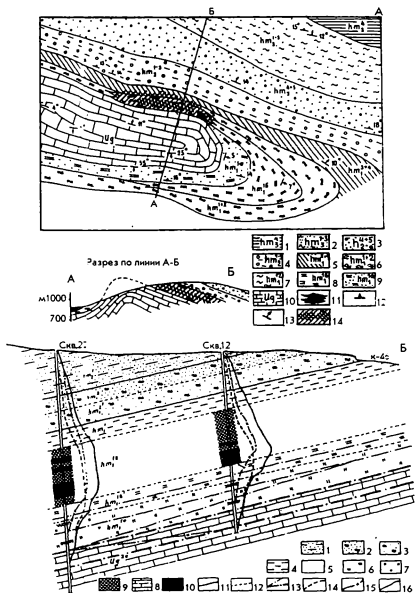


Рис. 24, А-Г. Золоторудное месторождение Голцы Высочайший. Усл. обозн. см. на с. 211

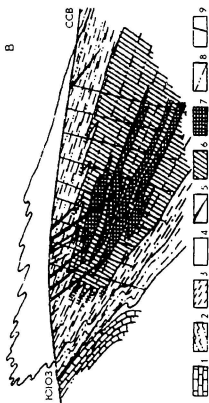


Fig. 23, B



Fig. 23, F

Д



Рис. 23, Д

Е

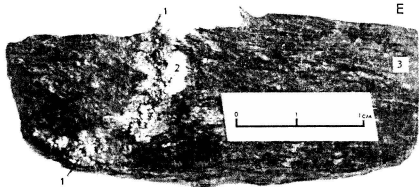


Рис. 23, Е

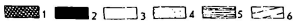
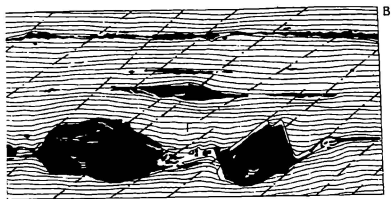


Рис. 24. 3

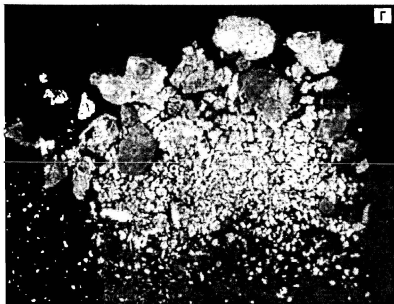


Рис. 24, Г

Рис. 24, А-Г. Золоторудное месторождение Голец Высочайший. Биотит-хлоритовая метаморфизма. Ленский золотоносный район, Россия (по [22]), с уточн. и добавл.). А - геологическая карта. Рудовмещающая пачка (7), представленная умеренно глини филлитами, по простиранию фациально выклинивается и сменяется нах месторождения высокоуглистыми сланцами (9), умеренно углистыми алевролитами (8) и алевролитами (6). Перекрывающие безрудные породы представлены элитами с маломощными прослоями филлитов (1), алевролитами, переслаиваясь с песчаниками и маломощными прослоями сланцев (2), песчаниками с прослоями филлитов (3), кварцитовидными песчаниками (4) и песчаниками с прослоями элитов (5). Подстилающие породы - известковистые высокоуглеродистые сланцы-известняки (10). Обогащенный золотом участок (11) располагается в месте фациального выклинивания пачек пород; 12 - кливаж осевой поверхности складки, 13 - элемент залегания слоистости пород, 14 - сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация; частая штриховка означает повышенное содержание сульфидов (3-6%), а - низкое (менее 3%).

Б - поперечный разрез через минерализованную зону. Перекрывающие породы: содержащие примеси углеродистого вещества: 1-3 - существенно песчаные сланцы пород, 4 - песчаные филлиты с прослоями алевролитов; 5 - умеренно углеродистые филлиты; 6 - сажистые с повышенным содержанием  $C_{org}$  слабоизвестковистые сланцы и филлиты; 7 - известковистые высокоуглистые ( $C_{org}$  5-7% и более) сланцы и филлиты; 8 - углистые известняки; 9, 10 - золото-сульфидная минерализация; 9 - слабозолотоносная, 10 - умеренно золотоносная, 11 - стратиграфические контакты; 12 - литологические контакты; 13 - межслоевые и внутрислоевые разрывы - кривая изменения содержания пирита; 14 - кривая изменения содержания пирита; 15 - суммарная кривая содержания сульфидов.

В - характер минерализации: 1 - пирит; 2 - пирротин; 3 - метаморфогенный; 4 - окварцованный (окремненный) алевросланец; 5 - филлиты, алевросланцы; 6 - кливаж осевой поверхности складки (главный кливаж).

Г - характер самородного золота из элювия. Натуральная величина



Рис. 25. Обобщенная модель формирования золотоносных зеленокаменных поясов, содержащих метаморфогенно-гидротермальное оруденение. 1 - в различной мере метаморфизованные вулканогенные и (или) вулканогенно-осадочные образования; 2 - метаморфогенные мигматиты, палингенно-метасоматические граниты; 3 - кристаллический фундамент (AR - PR<sub>2</sub>); 4 - постметаморфические (пострудные) интрузивные граниты (крупные массивы); 5 - разрывы: а - типа межблоковых глубинных разломов, б - рудолокализирующие зоны повышенной проницаемости; 6 - пострудные магматические породы различного состава, преимущественно в виде небольших массивов и джек; 7 - пути миграции растворов: а - метаморфогенно-гидротермальных, б - метаморфизирующих глубинных

В древних архейских и протерозойских комплексах метаморфогенно-гидротермальное оруденение локализуется в “зеленокаменных поясах” и “трогах”, окруженных мигматитами и гнейсо-гранитами (рис. 25), в байкалидах – в краевых частях зональных метаморфических поясов (рис. 26), в более молодых сооружениях – в экзоконтактовых частях сланцевых и гнейсовых куполов, слабоэродированных или вообще нескрытых и предполагаемых на глубине по совокупности геолого-геофизических данных (области разуплотнения и пр.) (рис. 27).

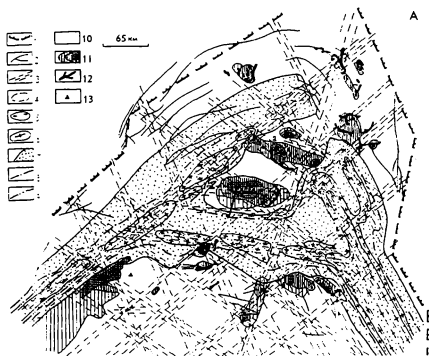
Рудообразующие гидротермальные растворы возникали при дегидратации осадков в процессе их литификации и метаморфизма и в меньшей мере за счет поступления глубинных метаморфизирующих флюидов. Важную роль играли также захороненные подземные воды. Источником золота, урана, серы, мышьяка и других сопутствующих компонентов являлись сами породы метаморфизируемых толщ, в том



числе непосредственно вмещающие рудные тела и частично расположенные в глубинных зонах метаморфизма и гранитизации. Суммарные запасы золота золотоносных районов и узлов находятся в прямой зависимости от: а) суммарной мощности метаморфизируемых толщ; б) первичной (исходной) обогащенности их рудогенными компонентами, в том числе за счет осадочно-гидротермальных и вулканогенных процессов; в) интенсивности процессов метаморфизма и гранитизации.

Металлогеническая специализация провинций и рудных районов в отношении золота и сопутствующих компонентов определяется в решающей мере геохимической специализацией литифицируемых и метаморфизируемых вулканизов и прочих магматических пород, осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, что в свою очередь определяется совокупностью различных факторов, в том числе поступлением в процессе осадконакопления продуктов глубинной дифференциации вещества мантии в виде обогащенных золотом вулканизов основного и ультраосновного состава, подводных углекислых мышьяково-сернистых вулканогенных эксгаляций и гидротерм.

В региональном плане рудоконтролирующими выступают относительно опущенные геоблоки — трюги в виде “зеленокаменных поясов”, крупные синклиории и синклиорного типа прогибы, в их пределах — антиклинальные структуры, в составе последних — межпластовые и секущие зоны расщепления осевых зон антиклиналей нагнетания, выступающие в роли дренажных структур. Движение рудообразующих растворов происходило по принципу миграции подземных вод в структурах артезианского типа — в нисходяще-восходящем направлении [18]. Рудовмещающие зоны расщепления — локальные зоны пониженного давления, зоны разгрузки метаморфогенных вод (рис. 25). Р растворов на 0,3-1,0 кбар и более превышало Р литостатическое. Оруденение формировалось длительно, в условиях низких градиентов Р-Т и состава растворов. По вертикали Т составляло 30-50° на 1 км, т. е. находится на уровне геотермического градиента подвижных зон. В связи с этим рудные зоны неконтрастны, имеют большие размеры (по вертикали до 2-5 км, по простиранию 3-10 км и более). Состав растворов менялся постепенно от наиболее концентрированных при ранних ассоциациях до отработанных слабонасыщенных пострудных. Типовая модель формирования оруденения приведена на рис. 28.



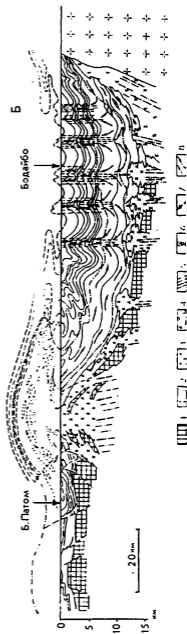
Основные типоморфные особенности метаморфогенно-гидротермального оруденения:

- контроль в размещении складчатыми и трещинно-складчатыми структурами инверсионного этапа деформаций и скрытыми глубинными доскладчатыми (конседиментационными) и синскладчатыми зонами повышенной проницаемости, прежде всего узлами их сопряжений;
- пострудный возраст постскладчатых интрузивов и разрывов;
- литолого-стратиграфический контроль (стратиформность) в локализации основного оруденения и избирательная приуроченность к низкотемпературным (зеленосланцевой и цеолитовой) фациям метаморфизма;
- тесная зависимость минерального и химического состава, а также технологических свойств от степени метаморфизма и состава вмещающих пород;

Рис. 26. Метаморфическая зональность в размещении золота в перикратонных зональных геосинклинально-складчатых метаморфических поясах. Характерный пример - Байкало-Патомское нагорье, Ленская золотоносная провинция.

А - геологический план, 1 - краевой шов Сибирской платформы; 2 - крупные продольные разрывы; 3 - глубинные зоны повышенной проницаемости; 4 - слабоэродированные метаморфические купола; 5 - умеренно эродированные купола (гранит-пегматиты); 6 - глубоко эродированные купола (гранит-мигматиты); 7 - кристаллические сланцы - эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации метаморфизма; 8 - изограда дистена; 9 - изограда силлиманита; 10 - породы зеленосланцевой фации метаморфизма или претерпевшие только катагенетические преобразования; 11 - изолинии содержания золота в аллювиальном кварце (частота штриховки возрастает при возрастании содержания); 12 - золотоносные россыпи; 13 - коренные рудопроявления и месторождения; крупным знаком показаны разведанные месторождения; 1 - Голец Высочайший, 2 - Сухой Лог, 3 - Веринское.

Б - частный поперечный вертикальный разрез (по работе [22] с дополнениями). 1 - кристаллический фундамент, 2 - постметаморфические неолеозойские гранитонды, 3 - позднедокембриские синметаморфические гранит-мигматиты, пегматиты; 4 - изограда метаморфизма: а) граната, б) дистена; 5 - глубинные зоны повышенной проницаемости, контролирующие развитие процессов метаморфизма; 6 - рудофокусирующие позднекладчатые зоны расчленения в ядерных частях антиклиналей; 7 - глубинные метаморфизирующие флюиды; 8 - метаморфогенные разрывы



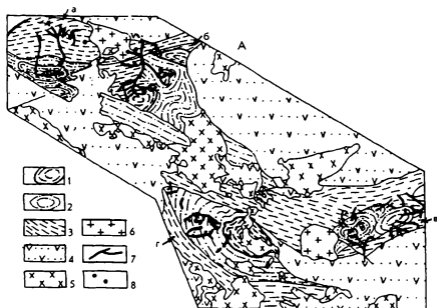
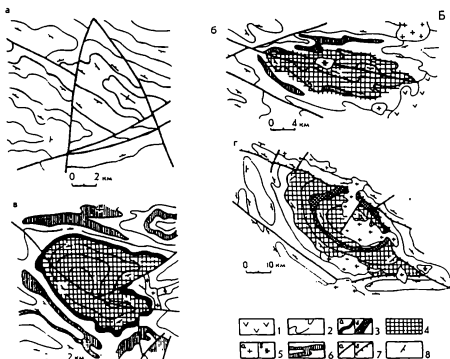


Рис. 27. Зональность в распределении золота относительно слабо эродированных метаморфических куполов - складчато-купольных структур. Среднее Приамурье, Верхнеселемджинский золотоносный район (по работам [22, 32], с дополнениями): а - Токурская складчато-купольная структура - очень слабый эрозионный срез, б - Эльгоканская структура - слабый эрозионный срез, в - Эльгоканская структура - значительный эрозионный срез, г - Правобуреинская структура - наиболее значительный эрозионный срез.

А - схематизированная геологическая карта. 1 - апикальные части куполов (высокотемпературная ступень зеленосланцевой—низкотемпературная ступень эпидиот-амфиболитовой фаций метаморфизма); 2 - хлорит-серицитовая зона метаморфизма; 3 - эпигенезированные породы, претерпевшие наиболее слабый метаморфизм; 4 - постметаморфические вулканогенно-осадочные образования; 5 - постметаморфические

- большая выдержанность рудных тел и минерализованных зон по простиранию (до 3-10 км и более) и на глубину (до 3-5 км и более);
- многоярусность (многоэтажность) в размещении отдельных рудных тел, залежей, основных рудных зон и отдельных жил;
- устойчивые низкие содержания полезных компонентов при относительно низких коэффициентах вариаций этих содержаний — для рудных тел прожилково-вкрапленной и золото-сульфидной формаций;
- повышенная зернистость (крупность) рудных минералов, в том числе золота;



граниты: 6 - граниты дометаморфические, предположительно раннеинверсионные; 7 - золотосные россыпи; 8 - коренные рудопроявления и месторождения золота.

Б - вертикальная зональность в строении метаморфических куполов. Обобщенный эволюционный ряд различных уровней эрозионного среза: 1 - меловые вулканы; 2 - палеозойские углеродистые рудогенерирующие толщи; 3 - чаркирующие толщи; 4 - альгинский горизонт метадиабазов; 5 - ипатинская свита зеленых сланцев; 6 - наиболее метаморфизованные породы ядерных частей складчато-к. польных структур; 7 - гранитоиды меловые (а) и позднепалеозойские (б); 8 - силлы палеозойских габброидов; 9 - разломы крутопадающие (а) и пологозалегающие (б); 10 - залегание слоев

- наличие постепенных переходов (для золото-сульфидной и кварцево-сульфидной формаций) между боковыми и "безрудными" вмещающими породами и рудными телами;

- метаморфическая и фациальная зональность в размещении продуктивных минеральных ассоциаций;

- независимость размещения относительно массивов и даек интрузивных магматических пород орогенного этапа. Они контактово метаморфизуют, рассекают и этим самым "разубоживают" рудные тела и усложняют технологию их отработки.

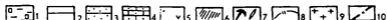
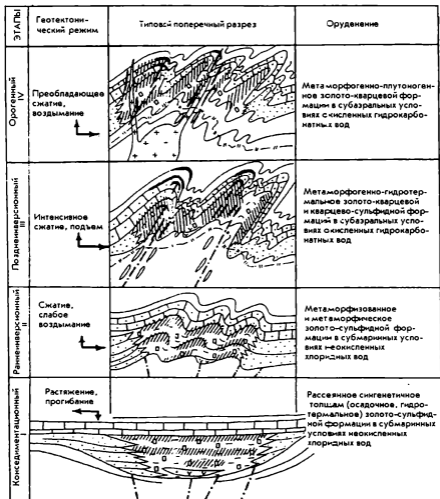


Рис. 28. Типовая модель формирования метаморфогенно-гидротермального и метаморфогенно-плутоногенного оруденения.

1 - углеродистые рудогенерирующие фации с рассеянной вкрапленностью сульфидов; 2 - подстилающие породы - песчаники, известняки и пр.; 3 - алевриты нерудоносные; 4 - известняки, известнякостые сланцы; 5 - вулканиты; 6 - повышенная прожигленная минерализация; 7 - кварцевые жилы: темное - золотоносные, светлое - безрудные; 8 - верхняя граница распространения золоторудной минерализации - изограда граната; 9 - орогенные гранитоиды; 10 - крупные разрывы

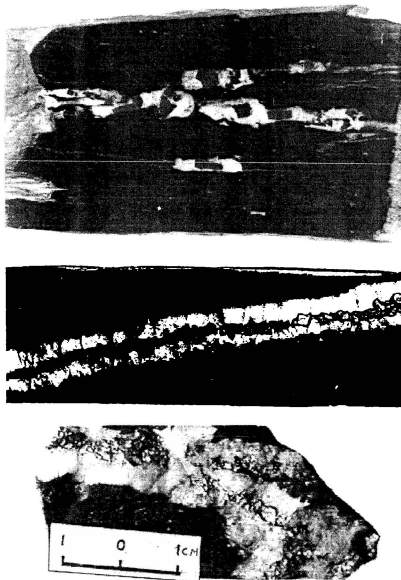


Рис. 29. Послойные метаморфогенно-гидротермальные кварц-пиритовые прожилки простой формы. Месторождение Сухой Лог. Кварц в виде сегрегационных оторочек давления обрастает кристаллы пирита. Фото шлифировок



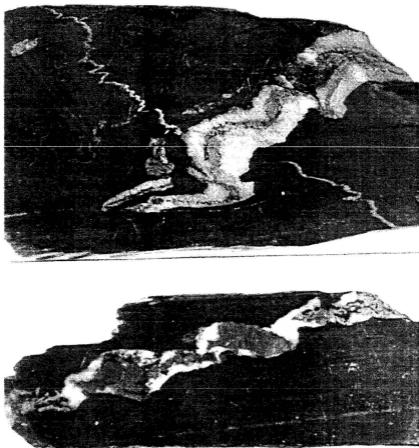
*Рис. 30* Сложной формы кварц-сульфидные прожилки в ядерной части антиклинальной складки мезокай микроскладки. Месторождение Сухой Лог

Процесс минералообразования развивается длительно по схеме [26, 22]: осадочные слабозолотоносные + гидротермально-осадочные в различной мере золотосодержащие сульфиды → раннеметаморфические сульфиды, в различной мере золотосодержащие → метаморфогенно-гидротермальные золотосодержащие сульфиды в ассоциации с незначительным количеством кварца (кварцево-сульфидные прожилки и скопления) → аналогичные, обычно более золотосодержащие сульфиды в ассоциации с повышенным количеством кварца (сульфидно-кварцевые прожилки и скопления) → золотосодержащие кварцевые жилы и прожилки. Золото при этом постепенно укрупняется, переотлагается: от тонкодисперсного различной пробыности — в осадочных и осадочно-гидротермальных сульфидах до крупного умеренной и высокой пробыности — в кварцевых жилах и прожилках.

Любопытно поведение кварца в процессе формирования кварцево-сульфидных и кварцевых прожилков. Он кристаллизуется раньше сульфидов, а явно позже, обрастая их в виде отдельных сегрегационных оторочек давления, которые затем (по мере развития процесса минералообразования) срastaются между собой, образуя кварцево-сульфидные прожилки (рис. 29-31). Последние в свою очередь трансформируются в кварцевые жилы.

В метаморфогенных жилах выделяются две разновидности сульфидов [10]: "реликтовые", кристаллизующиеся раньше кварца, и "поздние", образующиеся за счет переотложения первых. Хорошо при этом выражены собирательная перекристаллизация и укрупнение сульфидов: тонкозернистый метаколлоидный пирит, перекристалли-

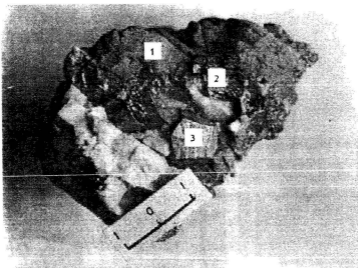




*Рис. 31.* Кварц-пиритовые симметрично зональные метаморфогенно-гидротермальные прожилки. Метаморфогенный кварц обрастает пирит, содержащий включения сланцев, и отходит в виде коротких секущих микропрожилков

зовываясь, образует довольно крупные кристаллы кубического или пентагондодекаэдрического габитуса (рис. 32).

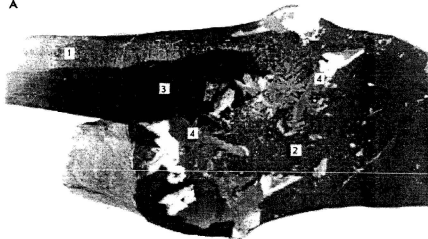
Перекристаллизация и укрупнение сульфидов происходят и независимо от нахождения кварцевых жил. Наиболее заметно оно в ядерных частях антиклинальных складок нагнетания, особенно высоких порядков — в местах относительно пониженного давления и наиболее заметного “втекания” метаморфизируемого материала. Здесь



*Рис. 32.* Характер взаимоотношения гидротермально-осадочного пирита и метаморфогенного жильного кварца - последовательная перекристаллизация пирита и укрупнение зернистости с частичным переотложением.

1 - тонкозернистый золотиносный метакolloидный пирит; 2 - мелкокристаллический новообразованный пирит; 3 - крупнокристаллический новообразованный пирит. Светлое - кварц

А



Б



*Рис. 53.* Характер метаморфогенно-гидротермальной минерализации, развитой среди углеродистых сланцев, в ядерных частях складок нагнетания, - развитие крупных кристаллов, окруженных кварцевыми оторочками давления, образованными по принципу Рикке. Месторождение Вернинское, Ленский золотonosный район, Россия.

А - тонкозернистый сульфидный прослой (пирит в ассоциации с арсенопиритом) в крыше микроскладки; 2 - слабеперекристаллизованный пирит в сводовой части складки; 3 - ядерная часть микроскладки - углеродистые сланцы; 4 - крупные новообразованные кристаллы арсенопирита.

Б. Рассеянная вкрапленность кристаллов арсенопирита, окруженных оторочками кварца. Natur. величина



*Рис. 34.* Сложноскладчатые золотоносные пиритовые прослои-прожилки в ядерной части Сухоложской антиклинали. Месторождение Сухой Лог. Видны перекристаллизация и частичное переотложение пирита по главному кливажу. Уменьш. в 2 раза



*Рис. 35.* Прожилково-вкрапленная метаморфогенно-гидротермальная золотоносная минерализация в пологом крыле антиклинали. Светло-серое - послойный пиритовый золотоносный прожилок. Вдоль кливажных трещин развивается пирротин. Месторождение Голец Высочайший: биотит-хлоритовая зона метаморфизма

отдельные кристаллы и скопления сульфидов активно обрастаются кварцем, сульфидные прожилки и вмещающие породы образуют сложноскладчатые формы (рис. 30, 33, 34). В таких местах отмечаются обычно и наиболее высокие содержания золота. В то же время в крыльях этих же складок и микроскладок сульфидные прожилки могут сохранять первичные формы и практически лишены кварца. Происходит лишь частичное переотложение сульфидов по кливажным трещинам (рис. 35).

В итоге золото-сульфидное оруденение, приходящееся на ядерные части складок, — сложнодислоцированное, имеет сложной пегматитовой формы сульфидные и кварцево-сульфидные прожилки; развитое в крыльях — пластообразное, пластовое.

Характерный пример первого типа оруденения — месторождение Сухой Лог, второго — месторождение Голец Высочайший. Эти месторождения расположены в Ленском золотоносном районе рядом друг с другом, в пределах одной и той же комолхинской свиты, но в различной мере дислоцированной.

### *Вулканогенно-плутоногенные месторождения*

Этот тип месторождений впервые был выделен Н.А. Шилов совместно с Н.А. Сидоровым при изучении вулканогенных месторождений Дальневосточного региона [114, 101]. Характерным представителем было названо месторождение Многовершинное в Нижнем Приамурье. Одновременно это месторождение изучалось В.Г. Моисеенко, И.И. Фатьяновым, В.Д. Бедой и другими геологами, которые также пришли к выводу о важной роли в его формировании вулканогенных и последующих плутоногенных процессов, вызвавших существенное перераспределение первично вулканогенно-гидротермальных концентраций золота. Под влиянием Бекчи-Улского массива гранитоидов развились процессы скарнирования, наложившиеся на минеральные образования главного золоторудного этапа (кварцево-серицитовые, золото-кварцевые и золото-карбонатные [9]). Происходит перекристаллизация золотосодержащего кварца и самого золота. Возрастает его пробность с 500-700 на верхних горизонтах до 750-870 на нижних. Отношение золота к серебру 1:1, что также, вероятно, обусловлено обогащением руд в результате внутрирудного метаморфизма и является особенностью данного типа месторождений.

В связи с отсутствием четких границ между вулканическими и плутоническими комплексами и большим распространением вулканоплутонических комплексов вулканогенно-плутоногенные месторождения, вероятно, широко распространены. Многие месторождения, считающиеся в настоящее время вулканогенными (например, Белая Гора в Приамурье) или плутоногенными гипабиссальными (Бамовское, Дарасунское, Лебединое), правильнее относить к вулканогенно-плутоногенным. Это прежде всего малоглубинные месторождения золото-полисульфидно-кварцевой формации.

### *Метаморфогенно-плутоногенные месторождения*

Этот тип месторождений впервые был выделен на основе изучения золотого оруденения в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах [24]. Оруденение обладает одновременно признаками, характерными как для метаморфогенного, так и для плутоногенного типов (см. табл. 19). С одной стороны, устанавливается большое влияние состава и степени метаморфизма вмещающих пород, выражающееся в избирательной приуроченности оруденения к зеленосланцевой фации метаморфизма и к литологически благоприятным комплексам — сульфидоносным углеродистым (черносланцевым), кремнистоуглеродистым, магнезиально-железистым и зеленокаменно измененным основным и ультраосновным магматическим породам, с другой — отложение продуктивной золотоносной минерализации происходит не только до, но и после внедрения магматических пород, в том числе после даек и штоков основного состава. Последние, однако, в отличие от плутоногенно-гидротермального оруденения чаще всего распространены в пределах месторождений незначительно или крайне ограничено.

В месторождениях с таким типом оруденения устанавливаются, следовательно, два этапа и вида минерализации, разделенных между собой внедрением интрузивных пород, — доинтрузивный и постинтрузивный.

Доинтрузивная минерализация представлена рассеянной вкрапленностью и прожилками во вмещающих рассланцованных породах золотоносных сульфидов, ассоциирующих с кварцем и Mg-Fe-карбонатами. Содержание новообразованных сульфидов в зонах такой прожилково-вкрапленной минерализации обычно невысокое — 0,5-

5%, в редких случаях 10-12%. Представлены сульфиды преимущественно пиритом и(или) арсенопиритом. Иногда характерен пирротин в ассоциации с пиритом. В незначительных количествах присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит. Содержание золота в кварцево-сульфидных прожилках и вкрапленниках обычно невысокое, редко достигает промышленных концентраций. Отмечаются также доинтрузивные метаморфогенные слабозолотоносные кварцевые жилы и прожилки, контролируемые складчатыми и поздне складчатыми разрывами и полостями отслоений. Содержание сульфидов в них, как правило, невысокое — обычно десятые доли процента, редко 1-2%. Золото в жилах высокопробное (800-950), серебро содержится в очень незначительных количествах. В генетическом отношении эту кварцевожильную и прожилково-вкрапленную минерализацию есть все основания относить к метаморфогенно-гидротермальной. Она рассекается интрузивными телами магматических пород, в контакте и вблизи них метаморфизуется и переотлагается. Интенсивность ее находится в прямой зависимости от первичной минерализации вмещающих пород.

Постинтрузивная (постдайкавая) минерализация представлена кварцевыми жилами, прожилками и сопутствующей сульфидной вкрапленностью (обычно слабой) в околожильных метасоматитах. В отличие от доинтрузивных жил метаморфогенно-гидротермального генезиса в этих жилах более высокое (3-10% и более) содержание сульфидов, среди которых преобладают блеклые руды, галенит, сфалерит. Золото менее крупное и меньшей пробности (780-850), распределено более равномерно и в более высоких концентрациях. Характерно общее значительно повышенное содержание серебра в рудах и самородном золоте.

Интенсивность и практическая значимость доинтрузивной метаморфогенно-гидротермальной и постинтрузивной плутоногенно-гидротермальной минерализацией может быть весьма различной в зависимости от конкретных фациальных особенностей месторождения. Чаще всего метаморфогенно-гидротермальная минерализация в месторождениях рассматриваемого типа имеет подчиненное значение, реже она практически равноценна постмагматической. Устанавливается вся гамма переходных образований от собственно метаморфогенно-гидротермальных месторождений с практически полным отсутствием постинтрузивной золотоносной минерализации до плутоногенно-гидротермальных, в которых, наоборот, не развита метаморфогенно-гидротермальная минерализация.

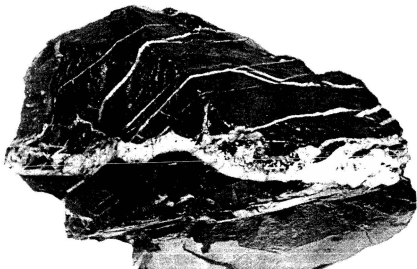
Таблица 19

Сравнительная характеристика гидротермального золотого оруденения различных генетических типов в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах

Сравнительные признаки	Генетические типы оруденения	
	Метаморфогенно-гидротермальное	Плутоногенно-метаморфогенное
Связь с процессами метаморфизма и гранитизации	Тесная генетическая и временная; все оруденение связано с таморфическим	Тесная генетическая для доинтрузивной части оруденения; постинтрузивное оруденение - постмагматическое
Временное соотношение с поздней и постинверсионным интрузивным магматизмом	Доинтрузивное, домагматическое	Интрузии внутрирудные Постмагматическое
Связь с интрузивным магматизмом среднего и основного состава	Отсутствует	Генетическая или парагенетическая для части оруденения
Время и условия формирования	Инверсионный этап развития складчатых поясов, условия преобладающего сжатия, деформаций и сбросо-сдвиговых и начальных сбросовых деформаций	Инверсионно-орогенный этап, условия взросовых и сбросовых деформаций
Основные рудоконтролирующие структуры	Преимущественно синклинорши, в	Преимущественно постскладчатые разрывы, сводово-блоковые зоны подна-



Сравнимые признаки	Генетические типы орудуения	
	Метаморфогенно-гидротермальное	Плутогенно-метаморфогенное
	их составе - антиклинальные складки, синискладчатые зоны расслаивания	Плутогенно-гидротермальное и тектоно-магматической активизации
Зональность орудуения	Прямая фацальная односторонняя по фону развития многочисленных генераций	Сложная: прямая много-этапная - доломитическая (долайковая) и обратная, последовательная - последайковая
Содержание сульфидов в золотоносных кварцевых жилах	0,0п-0,п%	От 0,5-1 до 3-5% и выше
Пробность золота	Высокая (830-950) на нижних и средних горах юнтах, умеренная (800-850) на верхних	Невыдержанная, изменяется в одних и тех же рудных телах от 700 до 950
Максимальный вертикальный размер орудуения	3-5 км и более	Средняя - 750-850 0,5-2,0 км
Примеры месторождений	Сухой Лог (Лена); Солетское (Енисейский край); Хомстейк (США)	Нежланинское (Якутия), Дяппе (Нижнее Приамурье), Кировское (Приамурье), Ироклиндинское (Прибайкалье)



*Рис. 36.* Характерный пример проявления минерализации в месторождениях метаморфогенно-плутонического типа, развитых среди углеродистых алевросланцев: пересечение секущей кварцевой жилы и отходящими прожилками золотоносных осадочно-гидротермальных сульфидов (серые послойные линзовидные прожилки арсенипирит-пиритового состава). Месторождение Агние-Афанасьевское, Приамурье

Характерные примеры метаморфогенно-плутонических месторождений – Агние-Афанасьевское в Нижнем Приамурье (рис. 36), Нежданинское в Якутии, Школьное в Магаданской области. Образование их происходило в орогенный этап развития складчатых поясов. Обобщенная модель формирования применительно к вулканогенно-терригенным комплексам показана на рис. 28. Процесс формирования был длительным, неоднoактным. В связи с этим золотоносные кварцевые жилы нередко весьма сложной формы (рис. 37).

### *Полигенные месторождения*

К этому генетическому типу предлагается относить те месторождения, в формировании которых одновременно важную роль играли различные по генезису процессы, среди которых трудно выделить главный, определяющий. Формирование месторождений происходи-



*Рис. 37.* Сложной формы золотоносная кварцевая жила метаморфогенно-платоногенного генезиса в раскливажированных углеродистых сульфидоносных алевросланцах. Месторождение Нежданнинское. Якутия

ло длительно, начиная с этапа накопления и литификации рудовмещающих толщ (осадочных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных) и кончая орогенным магматизмом. Это полигенно-полихронные образования.

Пробность золота обычно изменяется в широких пределах — от 650-750 до 900-950 и выше. Характерно наличие разновозрастных генераций золота и сопутствующих минеральных парагенезисов. Гистограммы пробности и крупности золотин имеют растянутый полимодальный характер при повышенных значениях дисперсии. Характерны эти месторождения в первую очередь для длительно развивающихся геосинклинально-складчатых систем и зеленокаменных поясов, подверженных тектоно-магматической активизации.

К этому типу могут быть отнесены такие широкоизвестные месторождения, как Мурунтау в Узбекистане, Колар в Индии, Хемло в Канаде, Вейшань в Китае, Аллигейтор-Риверс и Маунт-Морган в Австралии. Первичный основной источник золота — осадочно-гидротермальные и вулканогенно-осадочные процессы. В последующем происходило его неоднократное перераспределение и концентриро-

вание. Запасы золота на таких месторождениях различные — от мелких до крупных и весьма крупных. Содержания золота также различны.

### **Выводы**

1. Устанавливается единый, по существу непрерывный эволюционный ряд различных по генезису золоторудных месторождений, отечающих последовательно различным этапам развития того или иного конкретного участка земной коры, от наиболее простых — осадочных и осадочно-гидротермальных до наиболее сложных — полигенных, через (последовательно) метаморфогенные, метаморфогенно-плутоногенные. Переходы между сопряженными последовательно развивающимися типами месторождений постепенные.

2. К формированию промышленных золоторудных месторождений могут приводить различные геологические процессы: собственно осадочные, гидротермально- и вулканогенно-осадочные, катагенные, метаморфические, магматические, активизационные тектономагматические и, естественно, ассоциативное воздействие этих процессов.

3. Месторождения золота различных генетических типов существенно различаются между собой по форме рудных тел, закономерностям размещения, возможным запасам, минеральному составу и технологическим свойствам руд. В связи с этим при прогнозировании, поисках и оценке их необходим дифференцированный подход, использование различных методов и критериев оценки. Так, при поисках и оценке для осадочных и гидротермально-осадочных месторождений основную роль играют литофациальные и палеогеохимические факторы, для метаморфогенно-гидротермальных — литофациальные и метаморфические, для плутоногенно-гидротермальных — магматические и структурные факторы т. д.

4. Месторождения золота — это, как правило, результат длительно протекавших многоактных процессов рассеивания и концентрирования золота, обусловленных всей историей развития конкретного участка земной коры, начиная с самых ранних, определивших его первичную геохимическую специализацию, и кончая самыми последними, завершающими. Несмотря на свою кажущуюся “благородность” и инертность, золото во всех геологических процессах, в том

числе наложенных, ведет себя довольно подвижно, что и обуславливает многообразие генетических типов его месторождений.

5. Выделяются две основные генетические группы месторождений:

1) сингенетичные вмещающим осадочным, вулканогенным и осадочно-вулканогенным толщам (собственно осадочные, осадочно-гидротермальные, вулканогенно-осадочные), в той или иной мере метаморфизованные и превращенные в метаморфизованные и метаморфогенно-гидротермальные образования и 2) магматогенные (магматические, магматогенно-гидротермальные - "постмагматические", вулканогенно-гидротермальные).

Месторождения первой группы наиболее изучены и уже длительное время разрабатываются. Именно на их основе создана и в последние 100-150 лет используется в практике прогнозно-металлогенетических и поисково-оценочных работ теория магматогенно-гидротермального рудообразования.

Месторождения второй группы не менее многочисленны и преимущественно более крупные по запасам в сравнении с первой группой, однако изучены намного хуже. Их выделение в качестве самостоятельных генетических образований стало проводиться относительно недавно. Но именно эта группа месторождений имеет наибольшие перспективы и будет приобретать все более важное – решающее значение в золотодобыче.

## Глава 8. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ

*... В природе ничто не совершается обособленно. Каждое явление действует на другое, и наоборот.*

Ф. Энгельс

*Геологу нужна вся Земля.*

А.П. Карпинский

**Р**ассматривая связь золотоносности с глубинным строением, мы исходим из того, что в процессе формирования слоистой структуры земной коры происходят наиболее масштабные вещественные преобразования, сопровождаемые мобилизацией и миграцией громадных количеств золота и других рудных элементов. Несмотря на то что прямые методы изучения глубинного строения Земли пока являются нереальными, мы не можем не попытаться рассмотреть элементы металлогении золота в "объеме". Из рекомендуемых Ф.С. Моисеенко [85] косвенных методов изучения глубин Земли мы остановились на магнитометрическом, фиксирующем изменение состава глубин. Этот метод позволяет картировать мафический субстрат рудообразующих процессов, который, как было показано выше, наиболее обогащен рассеянным золотом. С другой стороны, гравиметрия, изостатическое уравнивание современного рельефа позволяют выделять глубинные области вещественных преобразований, в ходе

которых происходит мобилизация рассеянных рудных элементов. Благодаря этому металлогенические задачи в общем виде разрешимы этими методами.

Магнитометрия в большей мере приемлема для среднemasштабного и локального металлогенического анализа рудных районов, поскольку региональное магнитное поле отражает суммарный эффект от собственно пород субстрата (области генерации золота), магнитных гранитоидов и повышенного магнитного поля неоген-древнечетвертичных базальтов — как правило, пострудных.

С магнитными гранитоидами, как отмечалось в гл. 6 наст. работы и ранее было показано Ю.Г. Щербаковым, Ю.И. Бакулиным, Л.В. Эйришем и другими исследователями, во многих случаях устанавливается тесная связь золотого оруденения. Так, в Хабаровском крае по последним данным, обобщенным Л.Ф. Мишиным и Н.П. Романовским, 54% рудопроявлений золота (из 386) связаны с гранитоидами, имеющими степень окисленности железа ( $f = \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{Fe}_3\text{O}_4$ ) выше 0,5, и 34% — с гранитоидами со степенью окисленности от 0,4 до 0,5. Как уже отмечалось, Ю.И. Бакулин [9] эти факты объясняет геодинамическими условиями области генерации, в частности более высоким уровнем степени сжатия в системе, способствующей более активному вхождению магния в решетки породообразующих минералов (низкой их железистостью). В результате избыток железа в системе шел на образование магнетита. Поэтому золото имеет высокие коэффициенты корреляции как с закисным железом (0,73), так и с магнием (0,63).

Благодаря этому ареалы распространения гранитоидов магнетитового типа являются индикатором продуктивного для мобилизации золота течения магматического процесса. Геологическим выражением районов распространения магнитных гранитоидов являются геологические структуры со слабовыраженным орогенным этапом развития (зоны поздних терригенных прогибов, миогеосинклинальные зоны), краевые части орогенных зон (крылья антиклинарных сооружений, сопряженные с ними синклинорные структуры) и ранние этапы орогенного процесса (ранние фазы — добатолитовые — многофазных магматических комплексов, геологические образования ранних этапов орогенеза).

Поскольку методы познания глубинного строения являются косвенными, то для интерпретации их требуется идея, научная осно-

ва. В качестве таковой нами принимается изостазия. В металлогеническом аспекте реализация изостаической тенденции происходит по следующей схеме.

Блоки твердой земной коры лежат на размягченном веществе активного слоя [9, 85], всплывая, если в ходе геологического процесса происходит разуплотнение вещества земной коры, или погружаясь, при уплотнении ее. Источником тепловой, механической энергии и флюидов является активный слой, в котором развиты аномально высокие пластозные давления, температура и пониженная вязкость вещества. Геофизическая поверхность М является кристаллическим фронтом активного слоя, где накапливается тугоплавкий остаток (рестит) после отделения выплавов. Ниже активного слоя возможны только медленные диффузионные процессы, а выше — пластическое течение вещества (протрузии), сменяющиеся при переходе в область хрупких деформаций инъективными формами движения.

Рассчитанная по формуле  $H_n = 33,2 - 7,5 h$  [30] мощность земной коры, точнее литосферы, выражает предел, к которому она стремится, если изостаическое равновесие еще не наступило.

В консолидированных блоках мощности земной коры и литосферы равны, а в активных базификация направлена на уменьшение мощности коры, а гранитизация на увеличение. Мощность активного слоя — это разность между мощностями коры и литосферы или приращенная часть коры в течение последнего тектоно-магматического цикла.

Средняя абсолютная отметка суши равна 760 м, что соответствует мощности литосферы 38,9 км, а при нулевой отметке мощность коры равна 33,2 км. В этом интервале мощностей кору будем называть незрелой (слабогранитизированной).

Принимается 4-слоиная модель строения земной коры [85]. Установившиеся соотношения между слоями наблюдаются в консолидированных блоках, находящихся в изостаическом равновесии. Развитие слоя связано с переработкой ранее сформированной зрелой коры (ее базификацией), а также с пассивным развитием незрелой коры (типа пассивных окраин). В блоках зрелой коры присутствует салический комплекс слоя 2, представленный метаморфизованными породами. Собственно гранитный слой 3 в блоках зрелой коры отвечает по составу граниту (магматические и метаморфические породы), а незрелой — диориту и представлен кремнисто-терригенно-



вулканогенными комплексами океанических осадков. Салический комплекс слоя 2 образуется в процессе орогенного этапа подвижной области, и его мощность находится в зависимости от интенсивности этого процесса. В металлогеническом отношении развитие этого процесса определяется ролью литофильной минерализации. Интересующая нас золотоносность связана с начальными этапами орогенеза и с его развитием ослабевает. При образовании наложенных прогибов мощность земной коры сокращается за счет уменьшения слоя 2. Происходит базификация, сопровождающаяся привнесом золота. Базификация разреза (разрастание мафического комплекса) и повышение потенциальной золотоносности происходит также в периоды максимального прогибания на геосинклинальном этапе и развития прогрессивного динамотермального метаморфизма. Нижние части базальтового слоя 4 являются активной частью земной коры первого уровня, от которого начинаются все эндогенные процессы, в том числе вещественные преобразования.

На рис. 38, 39 представлены карты мощностей литосферы востока России и Австралии, построенные на основе охарактеризованных принципов. Среди блоков литосферы могут быть выделены следующие типы, в различной мере продуктивные на золото.

1. Блоки земной коры малой мощности (до 35 км).

1.1. Первичные по природе (субокеанические).

1.2. Вторичные – базифицированной континентальной коры.

Общими свойствами блоков является наличие слоя 1 (осадочные слаболитифицированные породы), мощность которого связана с мощностью приращенной коры соотношением  $m_1 \cdot \Delta\delta_{1,2} = \Delta m_4 \cdot \Delta\delta_{3,4}$ , где  $m$  - мощность,  $\delta$  - объемный вес, индексы 1-4 - номера слоев.

2. Блоки земной коры промежуточной мощности (35-41 км).

2.1. Области гранитизации слабой интенсивности (35-37 км).

2.2. Промежуточные зоны между блоками пониженной и повышенной мощности (37-41 км).

Общим свойством блоков является слабая степень дифференциации гранитоидов, промежуточный их состав, магнитность. На рисунках к этому типу отнесены блоки мощностью от 37 до 41 км.

3. Блоки зрелой коры повышенной мощности (более 41 км).

3.1. Завершающего орогенеза.

3.2. С наложенными процессами тектоно-магматической активизации.



Рис. 38. Карта Дальнего Востока с распределением золоторудных месторождений в блоках литосферы разной мощности.

Блоки литосферы (1-4): 1 - малой мощности (до 35 км), 2 - пониженной мощности (35-37 км), 3 - средней мощности (37-41 км), 4 - повышенной мощности; 5 - изолинии мощности литосферы, 6 - месторождения (а) и рудопроявления (б) золота, их номера: 1 - Майское, 2 - Сопка Рудная, 3 - Каральвеем, 4 - Озерное, 5 - Весеннее, 6 - Вдлунистое, 7 - Пепенвеем, 8 - Совиное, 9 - Сарылах, 10 - Нежданинское, 11 - Кубаклинское, 12 - Наталкинское, 13 - Павлик, 14 - Ветренское, 15 - Дукат, 16 - Эвенское, 17 - Ачетиственное, 18 - Дуэт, 19 - Хаканджа, 20 - Карамкен, 21 - Куранах, 22 - Лебединское, 23 - Тас-Юрях, 24 - Юрьевка, 25 - Озерновское, 26 - Агинское, 27 - Кумрач, 28 - Азачинское, 29 - Ледяное, 30 - Бамское, 31 - Березитовое, 32 - Покровское, 33 - Маломыр, 34 - Многовершинное, 35 - Учминское, 36 - Осмку, 37 - Дурминское, 38 - Салют, 39 - Приморское, 40 - Глухое, 41 - Аскольдь

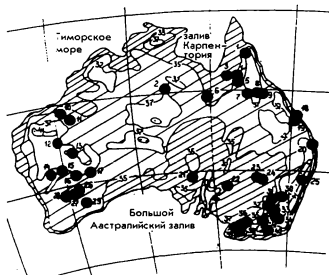


Рис. 39. Карта Австралии с распределением золоторудных месторождений в блоках литосферы разной мощности.

Условные обозначения те же, что и на рис. 35. Месторождения: 1 - Палмер-Ривер, 2 - Теннант-Крик, 3 - Крайзон, 4 - Гильберт Ривер, 5 - Кингстон, 6 - Маунт-Айза, 7 - Кейн Ривер, 8 - Чартерс Таурс, 9 - Рейвенсвуд, 10 - Пилбара, 11 - Тильфер, 12 - Пик Хил, 13 - Вилуна, 14 - Маунт Магнет, 15 - Сандстонн, 16 - Монора, 17 - Ливертон, 18 - Маунт Морган, 19 - Рок Гелмтон, 20 - Гимли, 21 - Олимпик-Дам, 22 - Брокен Хилл, 23 - Кобар, 24 - Канбелето, 25 - Хилгров, 26 - Катгури, 27 - Кулгарди, 28 - Саунг Кресс, 29 - Норсмен, 30 - Офир, 31 - Форберс, 32 - Шест Виалонг, 33 - Аделонг, 34 - Киагура, 35 - Бичворт, 36 - Бендго, 37 - Кланес, 38 - Каслмейн, 39 - Баларат, 40 - Волхата, 41 - Аделонг

Общая особенность блоков — преимущественно высокая степень дифференциации гранитоидов.

Ниже приведена характеристика выделенных блоков в связи с их золотоносностью и краткое описание типичных примеров.

**Блоки низкой мощности.** Специфика блоков 1.1 состоит в том, что первичный 4-слойный разрез литосферы слабо выражен: ниже осадочного слоя 1 залегает слой салический, состав которого неясно выражен (развиты слабометаморфизованные кремнисто-вулканогенные, терригенные и терригенно-вулканогенные образования), а под ним находится базальтовый слой. В случае 1.2 4-слойный разрез был

сформирован, но затем произошло его преобразование: базификация гранитного слоя, сопровождавшаяся вулканизмом и разрастанием слоя 1.

Блоки 1.1 — не вполне благоприятны для рудообразования, если на них не наложены последующие процессы гранитизации. В то же время новейшая история их развития способствует погребению россыпей. К таким блокам на Востоке России относятся Нижнеленский, Чаунский, Пенжинско-Андырский, Кава-Ямский, Кухтуйский, Удско-Зейский, Средне- и Нижне-Амурский, Поронайский и Северо-сахалинский. Известные проявления золота характеризуются относительно низкой продуктивностью, колчеданным типом руд слабой степени дифференциации.

Блоки 1.2 в сравнении с блоками 1.1 значительно более благоприятны как для рудообразования (за счет активизации магматизма), так и россыпеобразования (в результате длительных знакопеременных движений). Это Колымско-Индигорский, Номочинский, Зей-Буреинский блоки.

На Дальнем Востоке представителем месторождений, залегающих в блоках базификации континентальной коры, является Покровское месторождение. Базификация консолидированной коры Буреинского массива происходила синхронно с образованием Осежинского юрского наложенного прогиба. Приращение мощности базальтового слоя за счет низов гранитного слоя сопровождалось вылавками андезитовой и дацитовой магмы, изливавшейся на поверхность земли.

С перестройкой консолидированной коры связано также образование месторождений Кризон, Маунт-Айза, Олимпик-Дам, Кобар в Австралии (рис. 39).

Золотоносность блоков 1.1 вызвана очаговой гранитизацией, связанной с разрастанием активного слоя. Как правило, рудоносные системы в них низкой интенсивности, возрастающей при увеличении мощности активного слоя.

*Блоки промежуточной мощности (2.1, 2.2) являются обычно намного более продуктивными. К ним тяготеют многие рудные и россыпные проявления золота (рис. 38). Это такие известные месторождения, как Многовершинное, Хаканджа, Карамкен, Эвенское, Майское, Совиное и многие другие. Среди них выделяются месторождения, сформировавшиеся в условиях относительно открытых и относительно закрытых рудообразующих систем [9]. Первые (Хаканджа, Карамкен и др.) сформировались в субвулканической обстановке*

и относятся к золото-серебряному близповерхностному вулканогенно-гидротермальному типу. Вторая группа месторождений, более глубинная (Нонинское, Дяппе, Учаминское в Хабаровском крае и др.), характеризуется примесями элементов более широкого геохимического спектра (мышьяк, молибден, олово, сурьма и др.), что является показателем слабой степени дифференциации рудоносной системы и меняющегося состава флюидов в ходе развития очага. Признаки таких изменений есть и на других месторождениях вулканогенного генезиса. Так, на месторождении Белая Гора (низовья Амура) имеются тела с примесью вольфрамита, киноварью; среди липаритовых некков развито золото-серебряное оруденение, а с базальтовыми продуктами дифференциации связано собственное золотое оруденение. Аналогичная картина связи состава руд с ассоциирующими вулканами отмечалась на других рудных полях Олотско-Чукотского вулканогена [9, 116].

Эволюция магматизма свидетельствует о гомодромной направленности глубинных процессов при “вызревании” гранитного слоя. В дифференцированных магматических комплексах золото связано с ранними их фазами повышенной основности. Дифференциация магматического очага, по-видимому, определяет и разобщенность во времени и пространстве золотого и редкометалльного (лиитофильного) оруденения. Рудные тела со слабодифференцированными гранитоидами характеризуются гибридным характером руд.

В Приамурье такие гранитоиды образуют характерную ассоциацию пород, объединенных в Нижнеамурскую серию. Они имеют диорит-гранодиоритовый состав, натровый тип щелочности и повышенную магнитность. Районы их распространения (Амгунский блок) имеют среднюю мощность литосферы – 3<sup>7</sup> км и низкую дисперсию значений – 3,7 км [9]. Золоторудная минерализация плутоногенно-гидротермального генезиса сопровождается сурьмой (Дидбиран, Дяппе), вольфрамом, молибденом, оловом, медью, свинцом, цинком (Большереченское, Учаминское, Покровско-Троицкое и другие месторождения).

Степень метаморфизма вмещающих песчано-алевритовых пород невысока и отвечает катагеническим преобразованиям или начальным ступеням зеленосланцевой фации. Оруденение преимущественно локализуется в алевритовых составляющих разреза, реже – непосредственно в гранитоидах плагиогранитной серии и в дайковых образованиях.

В меньшей мере для блоков земной коры промежуточной мощности характерно метаморфогенно-плутоногенное оруденение (Агние-Афанасьевское месторождение – в Нижнем Приамурье, Токурское – в Среднем Приамурье) и собственно метаморфогенно-гидротермальное (Маломырское – в Среднем Приамурье).

*Блоки повышенной мощности.* Как видно из рис. 38, к ним приурочено большинство золоторудных месторождений, тяготеющих все же к периферии их. Среди блоков завершенной складчатости (3.1) отчетливо выражена металлогеническая зональность, конформная геологическим структурам, а золотоносные площади активизации (3.2) имеют ареальный характер.

Для геосинклинально-складчатых систем золотое оруденение располагается зонально относительно основной области орогенеза (гранитизации), занимая периферические зоны (Ленская, Северонисейская, Сихотэ-Алинская, Яно-Колымская и прочие золотоносные системы). В то же время области активизации характеризуются разнообразием геологических условий. Но мафический состав субстрата является предпочтительным для образования продуктивных структур (месторождения Березитовое, Ледяное в Алдано-Становом блоке, рудоносные вулканические структуры на срединных массивах – Охотском, Омолонском).

В генетическом отношении оруденение, развитое в блоках повышенной мощности преимущественно трех типов: 1) метаморфогенно-гидротермальное – в геосинклинально-складчатых поясах и в древних зеленокаменных поясах. 2) метаморфизованное – вулканогенно-осадочное и гидротермально-осадочное – в древних зеленокаменных поясах и 3) вулканогенно-гидротермальное – в зонах тектоно-магматической активизации (ТМА). Преобладает метаморфогенно-гидротермальное оруденение, что согласуется с относительно “закрытым” характером рудообразующей системы в таких блоках.

### ***Выводы***

1. Интенсивность проявления золотого оруденения и его генетические особенности в большой мере зависят от мощности земной коры в конкретных блоках, что подтверждает ранее высказанные представления об определяющей роли в формировании месторожде-

ний внутрикоровых процессов — метаморфизма (гидротермального и регионального), гранитизации, седиментогенеза и катагенеза, корового магматизма и вулканизма.

2. Наибольшее число месторождений и наиболее крупные из них располагаются в блоках земной коры повышенной мощности. Это положение также согласуется с ранее приведенными общегеологическими данными — приуроченностью основных месторождений к прогибам: мио- и эвгеосинклинальным, в том числе внутрикратонным и перикратонным, древним архейским трогового типа, слагающим высокопродуктивные зеленокаменные пояса, палеозойским и мезокайнозойским в геосинклинально-складчатых поясах и областях ТМА. Согласуется это и с данными о наличии прямой зависимости между глубиной (мощностью) прогибов и их золотоносностью. Этим самым устанавливается определенная аналогия с нефтью — между размерами (продуктивностью) месторождений и мощностью вмещающих их геологических формаций. Последние можно, очевидно, рассматривать как рудогенерирующие в широком смысле этого слова.

3. Блоки земной коры низкой мощности характеризуются пониженной продуктивностью на золото в силу двух основных причин: 1) глубокой степени эродированности ранее сформированной коры, вскрывшей интенсивно гранитизированные “обеззолоченные” горизонты, 2) первичной малой мощности коры и как следствие слабой степени ее гранитизации и дифференциации.

4. Процессы ТМА могут приводить к существенному изменению зависимости интенсивности оруденения от мощности земной коры: при ее активном развитии золоторудные месторождения, в том числе значительные по масштабам (типа Покровского в Среднем Приамурье), могут формироваться и в блоках земной коры малой мощности в связи с образованием наложенных вулканогенных прогибов. Это важное обстоятельство следует, очевидно, иметь в виду, особенно на этапе прогнозно-поисковых работ.

5. Характер проявленности (контрастность) интенсивности золотоносности от мощности земной коры в различных регионах различный. Наиболее хорошо она выражается в посткембрийских континентально-складчатых системах. В древних золотоносных провинциях типа австралийской (рис. 39), где вскрыты древние архейские комплексы, содержащие узкие относительно мелкомасш-

табные золотоконцентрирующие зеленокаменные трюги – прогибы. эта закономерность в мелкомасштабном плане может не улавливаться. Для таких регионов наряду с использованием мелкомасштабных карт мощностей земной коры особенно необходимо использование более детальных данных.

6. Блоки земной коры различной мощности и зрелости развития содержат различные определяющие генетические типы золотого оруденения. Для блоков малой мощности наиболее характерно вулканогенное близповерхностное и гидротермально-осадочное оруденение, для блоков большой мощности – метаморфогенно-гидротермальное, метаморфизованное вулканогенное, вулканогенно-осадочное и гидротермально-осадочное, метаморфогенно-плутоногенное. для блоков коры промежуточной мощности – преимущественно плутоногенно-гидротермальное, метаморфогенно-плутоногенное.



## Глава 9. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

*Чтобы понять закономерности размещения рудных месторождений, нужно познать природу транспортирующей среды...*

Ч.Ф. Парк, Р.А. Мак-Дормид. 1964 г.

**М**есторождения золота в соответствии с разнообразием генезиса встречаются в различных геологических ситуациях. Тем не менее при целенаправленном изучении удается выявить некоторые общие закономерности их размещения, которые позволяют более успешно проводить металлогенические обобщения и прогнозно-поисковые работы. Отметим отдельные из них, еще слабо исследованные, но имеющие важное значение.

*Пространственно-статистические  
закономерности размещения  
золотоносных провинций, районов и узлов*

При рассмотрении взаимного пространственного расположения золотоносных провинций и районов удается в целом ряде случаев установить, что они располагаются не беспорядочно, а закономерно, образуя протяженные золотоносные пояса. Это было замечено многими геологами, в том числе В.А. Обручевым, С.С. Смирновым, Ю.А.

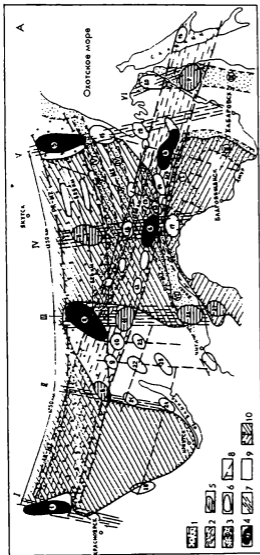
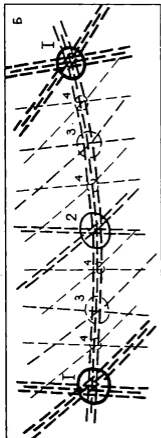


Рис. 40. Схема пространственного размещения основных золотосысыщих провинций юга Сибири и Дальнего Востока. А - фактические данные. 1 - Лено-Якутский трансрегиональный пояс; 3 - золотосысыщие пояса более мелкого (второго) ранга; 4 - золотосысыщие провинции и районы первого ранга (по значимости) и их номера; 5 - золотосысыщие районы второго ранга; 6 - еще менее продуктивные золотосысыщие районы и узлы (третьего ранга); 7 - глубинные рудоокладывающие субмеридиональные зоны повышенной проницаемости и обусловленные ими золотосысыщие пояса (1 - Северо-Енисейский, 11 - Западно-Прибайкальский, 111 - Ленско-Забайкальский, IV - Алдано-Гонжинский, V - Южно-Якутский; VI - Нижнеамурский); 8 - крупные разрывные нарушения; 9 - геосинклинальные складчатые структуры; 10 - платформенные "жесткие" структуры; а - Буреинский массив, б - Сибирская платформа. Золотосысыщие районы и узлы: 1 - Северо-Енисейский; 2 - Боллаибинский; 3 - Юдомо-Майский, 4 - Ниманско-Верхнечемалжинский, 5 - Алядский, 6 - Искраме Амурской (Дамбукинский), 7 - Тумнинский, 8 - Удильский, 9 - Иолышминский, 10 - Среднеамурский, 11 - Чангинский, 12 - Калакалский, 13 - Сугдзарский, 14 - Унья-Бомский, 15 - Лангерский, 16 - Маймакан-Магский, 17 - Гонжинский, 18 - Сугам-Брянтинский, 19 - Чункало-Тыльский, 20 - Нижнеамурский, 21 - Северо-Прибайкальский, 22 - Наманский, 23 - Витимский, 24 - Верхнеамурский, 25 - Ципиканский, 26 - Шилкинский, 27 - Балейский. Б - обобщенная эмпирическая закономерность в размещении разноранговых (по запасам) рудных провинций и районов. 1 - первого ранга, 2 - второго ранга, 3 - третьего ранга, 4 - четвертого ранга



Билибиным, Ф.Н. Шаповым, Я. Кутиной, Н.А. Шило, А.Д. Щегловым, Е.А. Радкевич, В.Г. Моисеенко, А.А. Сидоровым, В.А. Буряком, Ю.И. Бакулиным, Л.В. Эйришем и др. Положение таких золотоносных поясов определяется глубинными разломами и зонами их сближенного развития. Простираение поясов субмеридиональное или субширотное, реже — северо-западное и северо-восточное. Характерные примеры — золотоносные пояса Африки и Северо-Американской платформы [113]. Можно полагать, что к настоящему времени многие такие пояса выявлены, но, несомненно, далеко не все.

Целесообразно также выделение еще более крупных трансрегиональных золотоносных поясов, контролируемых трансрегиональными тектоническими поясами-линеаментами. Такие золотоносные пояса намечаются, в частности, в Сибири и на Дальнем Востоке. Это Лена-Якутский широтный пояс и Амуро-Енисейский северо-западного простираения (рис. 40).

Амуру-Енисейский пояс включает все основные золотоносные провинции и районы юга Сибири и Дальнего Востока: Северо-Енисейскую провинцию, Ленский золотоносный район, Верхне-, Средне- и Нижне-Амурский и Центрально-Сахалинский (Лангерийский) золотоносные районы, а также целый ряд отдельных золотоносных узлов. Общая ширина пояса около 300 км, центральной части — 200 км, протяженность — более 3 тыс. км. Ранее Г.П. Воларовичем в Приамурье был выделен фрагмент этого пояса под названием Главного пояса, охвативший

территорию Среднего и Верхнего Приамурья. На Становике пояс фиксируется Джелтулакским, Унахинским и Гилюйским глубинными разломами и системой более мелких параллельных и субпараллельных им разрывов, в том числе Олекме-Нюкжинско-Джелтулакской тектонической зоной. Далее на юго-восток пояс фиксируется Чампулинским и Южно-Тукурингрским разломами.

Похожее строение, но более мелкие размеры имеет Лена-Якутский субширотный пояс. Он проходит через Енисейский кряж, охватывает Ленский, Алданский и Южно-Якутский золотоносные районы.

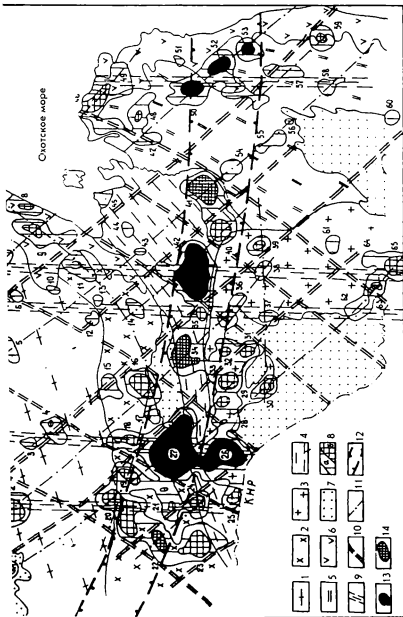
Выделяется, кроме того, дополнительно крупный Буря-Охотский золотоносный пояс (зона) северо-северо-западного простирания.

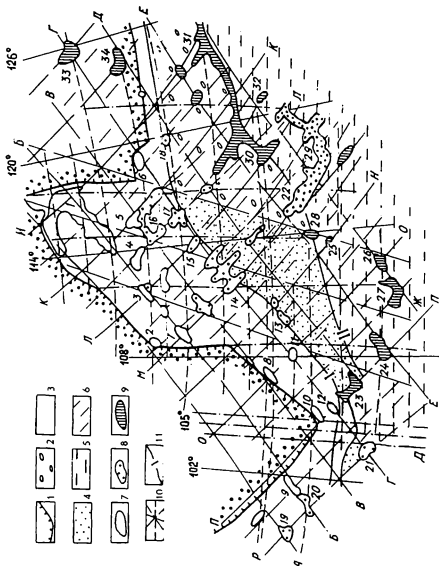
Важный существенный момент, проявляющийся при анализе различных данных, — статистически закономерное расположение золотоносных провинций и узлов в пределах поясов. Они располага-

*Рис. 41.* Схема размещения аномалий золотоносности (золотоносных районов и узлов) Центральной части зоны БАМ (принята по данным В.Д. Мельникова) с отображением регионально-металлогенических факторов контроля оруденения.

1 - Алданский шит. 2 - Становая область. 3 - Бурейский массив, 4 - Монголо-Охотская складчатая область, 5 - Сихотэ-Алиньская область; 6 - вулканические пояса; 7 - кайнозойские платформенные чехлы (плитные комплексы); 8 - аномалии золотоносности: а - слабой интенсивности, б - высокой интенсивности; 9 - субмеридиональные рудоконтролирующие зоны повышенной проницаемости; 10 - межблоковые тектонические зоны нарушений; 11 - оси золотоносных аномалий; 12 - Главные (Амуро-Енисейский) золотоносный пояс (центральная часть); 13 - аномалии золотоносности первого ранга; 14 - более слабые аномалии золотоносности второго ранга.

Наименование районов-аномалий: 1 - Верхнеангинская, 2 - Центральноалданская, 3 - Спокойненская (Тыркандинская), 4 - Ламанская (Гынинская), 5 - Кеткарская, 6 - Данийская, 7 - Одотуринская, 8 - Лантарская, 9 - Магейская, 10 - Верхнеучурская, 11 - Джанинская, 12 - Куптуринская, 13 - Кунь-Маньинская, 14 - Чогарская, 15 - Верхнетокская, 16 - Сугджарская, 17 - Мальмугинская, 18 - Сутам-Брянтинская, 19 - Верхнегилюйская, 20 - Алсаканская и Верхнегилюйская, 21 - Джелтулакская, 22 - Средне-нюкжинская (Уркиминская), 23 - Уруша-Ольдейская, 24 - Джалиндинская (Соловьевская), 25 - Осежинская, 26 - Гонжинская, 27 - Дамбукинская, 28 - Умлеканская, 29 - Ясиенская, 30 - Сиваглинская, 31 - Нижнеселемджинская, 32 - Глубокинская, 33 - Октябрьская, 34 - Унья-Бомская, 35 - Маломырская, 36 - Быссинская и Февральская, 37 - Ульмийская, 38 - Пролетарская, 39 - Изрикская, 40 - Софийская, 41 - Кербинская, 42 - Токурская и Харгинская, 43, 44 - Тыльская и Нимийская, 45 - Тугурская, 46 - Бекчи-Ульская, 47 - Албазинская, 48 - Херпужинская, 49 - Тырская и Бухтянская, 50 - Удыльская, 51 - Холанская, 52 - Верхнетуминская, 53 - Тумнинская, 54 - Дукинская, 55 - Эльбанская, 56 - Болонская, 57 - Джаурская, 58 - Хор-Аноийского водораздела, 59 - Коппинская, 60 - Дурминская, 61 - Тырчинская, 62 - Нижнебурейская, 63 - Ивановская (Уральская), 64 - Кульдурская, 65 - Сутарская





ются не беспорядочно, а через определенный “шаг” (1250, 625, 406, 200, 100-120 км), определяемый расстоянием (“шагом”) между соответствующими глубинными зонами повышенной проницаемости и разломами, контролирующими размещение оруденения.

При этом устанавливается ранжированность в расположении золотоносных объектов различных рангов (значимости): основные золотоносные провинции первого ранга находятся через 1250 км, менее крупные золотоносные провинции второго ранга и золотоносные районы – ровно посередине, т. е. через 625 км, еще менее крупные объекты – золотоносные районы второго ранга и узлы – соответственно через 406, 203 и 100-120 км. Зная этот шаг, можно более успешно проводить прогнозирование новых золотоносных районов и узлов, переоценивать известные.

Применительно к Дальневосточному региону это хорошо видно из представленного рис. 41. Здесь, как и в других регионах, намечается определенный шаг между равноценными по степени золото-

---

*Рис. 42. Схема расположения глубинных зон повышенной проницаемости (осевых зон) и различных генетических типов золотого оруденения на юге Сибирской платформы и в примыкающих регионах (по работе [25] с дополнениями).*

1 - краевой шов Сибирской платформы; 2 - нижнепротерозойские образования Становой области; 3 - байкалиты, в том числе активизированные в каледонский этап; 4 - каледониды; 5 - герциниты; 6 - область мезозойской тектоно-магматической активизации; 7-9 - генетические типы золотого оруденения (преобладающего); 7 - метаморфогенно-гидротермальное байкальской эпохи районы и узлы, обозначенные цифрами на схеме: 1 - Ленский, 2 - Миньский, 3 - Мамский, 4 - Экибзяхский, 5 - Чаянгринский, 6 - Верхнемузейский, 7 - Нюрундуканский, 8 - Верхнеленский, 9 - Ольгинский, 10 - Листвянкинский, 11 - Черемшанский, 12 - Утуликский); 8 - постмагматическо-гидротермальное каледонской и варисской эпох. (районы и узлы: 13 - Курбинский, 14 - Ципиканский, 15 - Чипчикон-Намачинский, 16 - Северомуйский, 17 - Южномузейский, 18 - Катарский, 19 - Кадыр-Оссский, 20 - Урик-Китойский, 21 - Джидинский, 22 - Дарасунский), 9 - преимущественно байкальской субвулканического и вулканогенного типов мезозойской эпохи (районы и узлы: 23 - Селенгинский, 24 - Чикойский, 25 - Бальджиканский, 26 - Любавинский, 27 - Илинский, 28 - Кручининский, 29 - Балейский, 30 - Могочинский, 31 - Урканский, 32 - Уровский, 33 - Куранахский, 34 - Нимнырский); 10 - осевые (центральные) части глубинных зон повышенной проницаемости; 11 - структурные швы: I - Туркино-Бамбуйский, II - Монголо-Охотский.

Зоны повышенной проницаемости северо-восточного (байкальского) простирания: А-А - Абчадская, Б-Б - Гаргано-Бодайбинская, В-В - Саяно-Ленская, Г-Г - Байкало-Чаская, Д-Д - Дархиншуй-Ципиканская, Е-Е - Джида-Витимская, Ж-Ж - Станово-Чикойская; северо-западного простирания: И-И - Сьюльбанская, К-К - Нимнырская, Л-Л - Анадырская, М - Муйско-Урюмская, Н - Муйско-Уровская, О-О - Муйско-Могочинская, П-П - Непско-Шахтаминская, Р - Ципо-Агинская

носности участками. Наиболее золотоносные районы – Дамбукинский, Верхнеселемджинский и Лимури-Верхнегумнинский – отстоят друг от друга на расстоянии 400 км. Посредине между ними – менее богатые, но также довольно крупные узлы – Уэня-Бомский, Кербинский. В свою очередь посредине между этими узлами располагаются еще более мелкие объекты.

Подобная закономерность отмечена в ряде других регионов [22, 9, 85; и др.], в том числе в размещении золотоносных районов и узлов Прибайкалья и Забайкалья (рис. 42).

Разумеется, при этом необходимо учитывать, что в каждом конкретном случае (геоблоке) указанный шаг может испытывать определенные отклонения, однако общая тенденция равноудаленности равнозначных объектов сохраняется. Обусловлена она, можно полагать, волновой природой распространения тектонических напряжений, приводящих к образованию рудолокализирующих разрывов. Длина же волн в земной коре не какая угодно, а определяется размерами радиуса Земли и мощностью земной коры в конкретных геоблоках.

Особо обращает на себя внимание приуроченность разновозрастного и различного по генезису оруденения часто к одной и той же системе “сквозных” длительно активных разломов, но к ее различным частям. Отмечается своеобразная латеральная миграция разнотипного по генезису оруденения. Особенно хорошо это выражено в Прибайкалье и Забайкалье (рис. 42), что уже ранее отмечалось [22, 85]. При движении с севера на юг по мере перехода от байкалид к каледонидам и мезозоидам в одной и той же рудлокализирующей системе глубинных разрывов преобладающее докембрийское осадочно-гидротермальное и метаморфогенно-гидротермальное оруденение сменяется вначале преобладающим плутоногенно-гидротермальным палеозойско-мезозойским, затем вулканогенно-плутоногенным и вулканогенным мезозойским.

Фиксируются процессы многократного переотложения и перекристаллизации самородного золота, что, в частности, выражается в наличии в пределах конкретных золотоносных россыпей и месторождений различной крупности и состава золотин, наличии разновозрастных золотоносных жил, прожилков и минерализованных зон. Особенно хорошо это видно на гистограммах пробыности самородного золота (рис. 10).

Обращает также на себя внимание симметрия различных видов в расположении рудных районов и узлов [22, 85].



Помимо рассмотренной пространственной симметрии, обусловленной симметричностью (равноудаленностью) рудоконтролирующих зон разрывов, наблюдается зеркально-лучевая симметрия и асимметрия относительно трансрегионально выраженных линейных элементов, прежде всего субмеридиональной ориентировки. В Прибайкалье этот линейный элемент проходит по 102-105-му меридиану, отделяя «саянские» структуры северо-западного простирания от байкальских северо-восточного простирания. В Приамурье подобный линейный элемент проходит по 132-му меридиану.

### *Роль древних платформ и срединных массивов*

При рассмотрении региональных закономерностей размещения золотого оруденения обращает также на себя внимание важная роль «жестких хрупких массивов» — собственно платформ и так называемых срединных массивов. Показательна в этом отношении Сибирская платформа и расположенные вблизи нее Буреинский и Охотский массивы, Северо-Муйская и Южно-Муйская архейские глыбы.

При коллизионных тектонических движениях и процессах наложенной тектоно-магматической активизации эти структуры, прежде всего их краевые части, обладая резко отличными физико-механическими свойствами по отношению к породам вмещающей «рамы», выступали в роли локализаторов оруденения, разбивались системами глубинных разломов и сопряженных более мелких разрывов. Как следствие они оказывались благоприятными для проникновения разновозрастных рудогенерирующих магматических комплексов и растворов.

В генетическом отношении оруденение, развивающееся в пределах древних платформ и срединных массивов, весьма разнообразно: в фундаменте — вулканогенное, магматическое осадочно-гидротермальное и вулканогенно-осадочное в той или иной мере метаморфизованное, а также метаморфогенно-гидротермальное, плутоногенно-гидротермальное; в осадочном чехле — катагенное, магматическое, плутоногенное, вулканогенно-плутоногенное.

Рудоконтролирующие структуры существенно различны для разных этапов рудообразования. Золотое оруденение, связанное с архейскими этапами, контролируется внутриплатформенными структурами — зеленокаменными поясами, более молодое — располагается преимущественно по периферии платформенных структур в миоге-

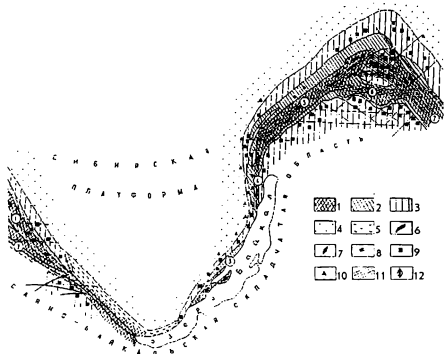


Рис. 13. Схема размещения фаций регионального метаморфизма позднебайкальской эпохи и золотого оруденения в мезогеосинклинальных прогибах складчатого обрамления южной части Сибирской платформы (Байкало-Патомский, Верхнеиленинский, Саянский мезогеосинклинальные прогибы). По работе [18], с дополнениями.

1 - центральная, наиболее проницаемая и подвижная часть зоны глубинных разломов, входящих в систему краевого шва платформы, - амфиболитовая фация метаморфизма с редкометалльными и слюдосносными метаморфогенными пегматитами, не золотоносная; 2 - зона развития эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма с высокотемпературным метаморфогенно-метасоматическим редкометалльным оруденением, не золотоносная; 3 - зона развития зеленосланцевой фации метаморфизма с золотым метаморфогенно-гидротермальным оруденением золото-сульфидной, золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой формации. Залитые большие квадратики: верхний - месторождение Голец Высочайший, нижний - Сухой Лог; 4 - зона развития катагенеза и очень слабого метаморфизма; характерно стратиформное свинцово-цинковое оруденение гидротермально-осадочного и осадочно-анагенетического генезиса, испытавшее дислокационный метаморфизм; 5 - интенсивно метаморфизованные нерасчлененные по фациям метаморфические породы; 6 - мусковитосносные пегматиты, 7 - редкометалльные пегматиты; 8 - редкометалльное высокотемпературное оруденение; 9 - золотое оруденение; 10 - свинцово-цинковое оруденение; 11 - глубинные разломы (цифры в кружке): 1 - Бирюсинский, 2 - Главный Саянский, 3 - Приморский, 4 - Даванская зона, 5 - Абчадский, 6 - Средне-Витимский, 7 - Сьюльбанский, 12 - флюоритосносные пегматиты - Слюдянское месторождение

осинклинальных прогибах (рис. 43), захватывая их краевые части, реже по наложенным секущим разрывам заходит на значительные расстояния (сотни километров) в глубь платформенных блоков (Алданский золотоносный район).

По этой причине южная часть Сибирской платформы — область Становика—Джугджура. — охваченная интенсивно проявленными процессами тектоно-магматической активизации, высокородотоносна. Здесь расположен целый ряд крупных золотоносных районов — Дамбукинский, Сугджарский, Верхненюжинский, Верхнегилюйский, Нижненюжинский, Верхнеамурский и др.

Высокородотоносны и названные срединные массивы и жесткие блоки. Особенно обращают на себя внимание в этом отношении Южно- и Северо-Муйская глыбы. В их краевых частях располагается целый ряд месторождений и рудопроявлений с высокородотоносными кварцевыми жилами (Серебряковское, Киндиканское, Иракиндинское, Вититимканская группа и др.). Повышенной родотоносностью обладают краевые части и обрамления Бурейнского, Охотского, Омолонского, Ханкайского и Колымского срединных массивов. Аналогичной повышенной родотоносностью характеризуются и другие срединные массивы — Кокчетавский (в Казахстане), Чешский, Колорадский и др.

### *Роль гранито-зеленокаменных поясов*

Важная роль в размещении месторождений золота зеленокаменных поясов, в последнее время называемых гранито-зеленокаменными поясами (ГЗП), общеизвестна. Дискутируется лишь генезис оруденения в поясах и причины приуроченности его к этим поясам.

Исходя из суммы полученных к настоящему времени данных можно полагать, что приуроченность многих месторождений золота к гранито-зеленокаменным поясам, конечно, не случайна и обусловлена тесной генетической и пространственно-временной сопряженностью гранито-гнейсовых куполов и “зеленокаменных” прогибов — компенсационных золотосодержащих образований. Постоянно купола и примыкающие к ним прогибы ассоциируют друг с другом; это парагенные образования (рис. 25, 26).

Прогибы — следствие длительного конседиментационного “всплывания” соседних куполов (за счет процессов гранитизации),

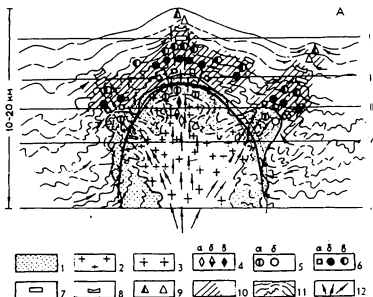
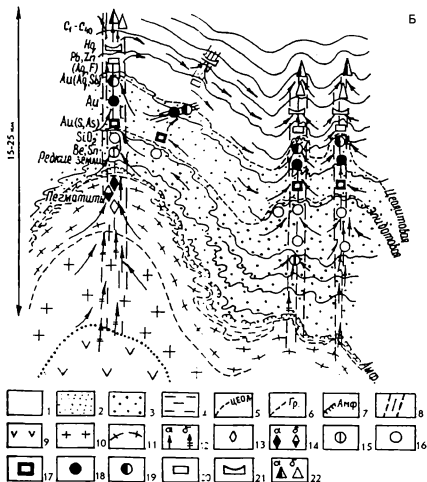


Рис. 44. Рудогенерирующие гранито-гнейсовые купола и метаморфогенно-гидротермальное оруденение.

А - купола простого строения: характерны для палеозойских и более молодых металлогенических эпох. I - регионально-контактовые метаморфические образования амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций - не золотоносные; 2 - мигматиты, гранит-пегматиты; 3 - граниты; 4 - пегматиты: а - керамические, б - мусковитовые, в - редкометалльные; 5 - кварцевые жилы: а - с редкометалльной специализацией, б - безрудные; 6 - золотое оруденение: а - золото-сульфидной, золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой формаций, б - преимущественно кварц-сульфидной и золото-кварцевой формаций, в - преимущественно золото-кварцевой формации; 7 - золото- и серебросодержащее свинцово-цинковое оруденение; 8 - ртутное оруденение; 9 - месторождения нефти, газа; 10 - золотоносные метасоматиты; 11 - область развития слабометаморфизованных пород; 12 - пути и направление миграции метаморфизующих и рудообразующих флюидов и гидротерм.

Эрозионные срезы: I - надрудный (по отношению к золоту), II - нижнерудный, III - подрудный, IV - подрудный глубокий, V - очень глубокий.

Б - сложностроенные древние купола. 1-4 - вмещающие породы (осажденные, магматические) различных зон метаморфизма: 1 - претерпевшие катагенез, 2 - цеолитовой и зеленосланцевой фаций, 3 - эпидот-амфиболитовой фации, 4 - амфиболитовой фации; 5-7 - границы метаморфических фаций: 5 - цеолитовой, 6 - эпидот-амфиболитовой (по изотраде граната - Гр.), 7 - амфиболитовой; 8 - глубинные зоны повышенной проницаемости; 9-11 - магматические породы: 9 - основного состава (ты-



ловая часть магматической колонны). 10 - гранитоиды биотитовые, роговообманковые, 11 - гранит-пегматиты, мигматиты; 12 - направления и пути миграции флюидов: а - коровых, б - глубинных; 13 - керамические пегматиты; 14 - пегматиты: а - керамические, б - слюдоносные; 15 - редкометалльное оруденение; 16 - безрудные и хрусталеносные кварцевые жилы. Золотое оруденение: 17 - золото-сульфидной формации, 18 - золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой формаций, 19 - преимущественно золото-кварцевой формации с повышенным содержанием серебра, сурьмы; 20 - серебросодержащие свинцово-цинковые месторождения, 21 - месторождения и рудопроявления ртути, 22 - углеводородов (а - газа, б - нефти)

развиваются они в условиях преобладающего растяжения, что приводит к развитию глубинных разрывов, по которым поступают основные и ультраосновные расплавы и сопутствующие флюиды с первично повышенными и высокими кларковыми содержаниями золота. Как следствие в них и образуются месторождения золота различного генезиса.

Области гранитизации, наоборот, характеризуются литофильной первичной специализацией; развиваются в условиях преобладающего сжатия. Активно происходящие процессы гранитизации приводят к выносу золота и сопутствующих элементов из них в соседние прогибы и дополнительному обогащению последних золотом.

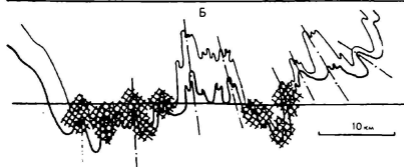
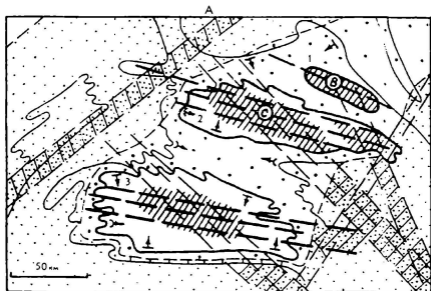
Преимущественно низкая — зеленосланцевая — степень метаморфизма в рудовмещающих зеленокаменных поясах обусловлена, следовательно, историей их развития, существенно отличной от соседних гранито-гнейсовых поясов с высокой степенью метаморфизма пород.

В итоге и устанавливается региональная метаморфическая зональность, характерная для гранито-зеленокаменных поясов с избирательной приуроченностью подавляющего числа месторождений к зеленосланцевой фации (рис. 43, 44).

В раннем докембрии межкупольные прогибы выполнены главным образом основными и ультраосновными вулканитами и имеют

---

*Рис. 45.* Положение золотого оруденения в многогессинклинальных прогибах, генетически сопряженных с гранито-гнейсовыми куполами. Ленский золотоносный район, Бодайбинский синклиниорий (по работе [19], с дополнениями. А - план, Б - поперечный разрез. 1 - осевая часть метаморфических поясов - линейных гранито-гнейсовых куполов; 2 - граница развития кристаллических сланцев (изограда граната); 3 - площади повышенного развития осадочно-гидротермальной и осадочно-диагенетической золотоносной минерализации и последующего метаморфогенно-гидротермального оруденения золото-сульфидной, золото-кварц-сульфидной и золото-кварцевой формаций; 4 - продольные конседиментационные, в последующем неоднократно активизированные глубинные разрывы, оказывающие решающее влияние на положение и ориентировку рудных зон; 5 - значительно слабее выраженные сопряженные зоны глубинных разрывов, контролирующие ориентировку обогащенных участков ("рудных струй") в пределах рудных зон; 6 - относительно поднятые участки в пределах прогибов (синклинориев) - "антиклинальные" поднятия; 7 - наиболее погруженные участки в пределах прогибов; 8 - складчатые структуры; 9 - зоны синскладчатого интенсивного рассланцевания; 10 - участки повышенного развития метаморфогенно-гидротермальных золотоносных кварцевых жил. Обозначения на схеме: В - положение месторождения Голец Высочайший, С - Сухой Лог; 1-3 - золотоносные прогибы, осложняющие Бодайбинский синклиниорий (прогиб) (1 - Хомолхинский, 2 - Маракано-Тунгусский, 3 - Бодайбинский)



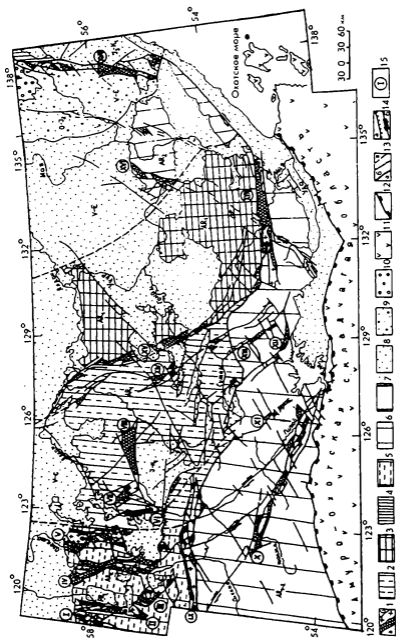




Рис. 4б. Схема размещения позднеархейских гранито-зеленокаменных поясов южной части Сибирской платформы (сост. В.А. Бурак, Н.А. Виславиных, 1994 г.).

1 - сохранившиеся фрагменты поясов; а - метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы, б - мигматиты, гранито-гнейсы и граниты (в пределах поясов); 2-7 - комплексы пород фундамента поясов (AR, -AR,); Блоки: 2 - Сугамский, 3 - Гонимско-Иломский, 4 - Охотский, 5 - Олекминский, 6 - Батомский, 7 - Становой; 8-10 - комплексы пород, пересекающие пояса (PR, -Q); 8 - в пределах платформ, 9, 10 - сланистые некристаллиновые прогибы (9 - Южно-Верхонский, 10 - Юдомо-Майский); 11 - Амуро-Охотский складчатый бассейн; 12 - красной шифровой областью; 13 - разломы; а - основные штурм-платформные межблоковые, определяющие размещение поясов, б - сопряженные более мелкие, в - предпологаемые; 14 - направление основных движений по разломам в мезозойский этап тектонической активизации; а - надвиговые, вбросовых, б - сдвиговые; 15 - позднеархейские зеленокаменные пояса (цифры на схеме): 1 - Чара-Ималыкский, 2 - Токко-Ханникий, 3 - Элююкит-Бырильский, 4 - Теуэукиг-Турурикий, 5 - Олекмо-Амгинский, 6 - Амелчинский, 7 - Унтринский, 8 - Дес-Леглеровский, 9 - Гас-Юрьский, 10 - Желтулакский, 11 - Унахинский, 12 - Сугдаржарский, 13 - Таксакадинский, 14 - Сеймский, 15 - Чумикано-Удмынский, 16 - Турикано-Удмынский, 17 - Белякчалский, 18 - Уаско-Майский

вид типичных "зеленокаменных" поясов, в позднем докембрии роль вулканитов резко ослабевает и прогибы приобретают вид сложнопостроенных синклинорных структур и синклинорий, сложенных полностью или в основном осадочными толщами. Однако закономерности размещения золотого оруденения остаются те же, что и в более древних "зеленокаменных" поясах: оно концентрируется в обрамлении куполов в наиболее прогнутых участках — в дополнительных осложняющих синклинорных прогибах. В пределах последних оруденение локализуется в зонах расланцевания антиклиналей нагнетания (рис. 45).

Более молодые "геосинклинально-складчатые" прогибы (синклинии) можно рассматривать как аналоги древних зеленокаменных. Степень вскрытия гранито-гнейсовых куполов в них, как правило, незначительная, наличие их обычно можно предполагать лишь на основании косвенных данных (зон разуплотнения и пр.).

Но и в этом случае пространственно-временная и генетическая сопряженность областей гранитизации и рудообразования проявляется [99, 105]. Золоторудные месторождения обрамляют (в региональном плане) площади гранитизации — разуплотнения, а при очень слабом эрозионном срезе располагаются над ними.

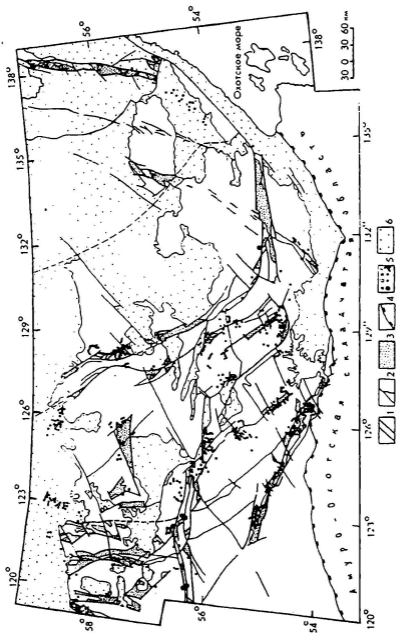


Рис. 47. Схема золотоносности позднерархейских гранито-зеленокаменных поясов южной части Сибирской платформы (сост. В. А. Бурик, Н. А. Виславных, 1994 г.).  
 Разломы: 1 - осевые, определяющие размещение поясов; 2 - прочие. 3 - сохранившиеся фрагменты поясов; 4 - краевой шов Сибирской платформы. 5 - месторождения (а), рудопроявления в пределах поясов (б) и в их створе (в), россыпи (г); 6 - комплексы пород, перекрывающие пояса

Степень сохранности раннедокембрийских гранито-зеленокаменных поясов на различных платформах не одинакова. Хорошо они сохранились в частности, на Африканской, Канадской и Австралийской платформах. На примере этих платформ и разработаны в основном современные представления об условиях образования ГЗП и развитого в них золотого оруденения. В то же время на Сибирской платформе ГЗП очень слабо сохранились, особенно в южной краевой части – в Становой складчато-глыбовой области, – подвергшейся в протерозое и особенно в мезозое интенсивно проявленным процессам тектоно-магматической активизации. В этом регионе от раннедокембрийских ГЗП сохранились преимущественно лишь отдельные составляющие их блоки – фрагменты (рис. 46, 47). В связи с этим ГЗП здесь многими вообще отрицаются, как и существенная роль их в размещении месторождения золота. Однако при детальном анализе большая роль ГЗП в развитии золотого оруденения довольно четко просматривается: подавляющее большинство золоторудных месторождений (около 75% от всех известных) располагается непосредственно в их пределах или на небольшом удалении от них. При этом в пределах поясов наряду с оруденением, для которого можно предполагать раннедокембрийский возраст, устанавливаются месторождения и многочисленные проявления, явно связанные с наложенными мезозойскими активизационными процессами. Более того, за пределами картируемых ГЗП интенсивное мезозойское оруденение в осадочном чехле платформы известно прежде всего там, куда трассируются известные ГЗП. Показательный пример – Центрально-Алданский золотоносный район. Он располагается на северо-западном продолжении Тьркиндинского и Сеймского позднерархейских ГЗП, что, можно полагать, обусловлено повышенным “базовым” содержанием в них золота и его регенерацией. *Раннедокембрийские ГЗП выступают, очевидно, в роли источников золота для месторождений более молодых металлогенических эпох.*

Обращает также на себя внимание широкое развитие в раннедокембрийских ГЗП этого региона разновозрастных зон диафторитов, сопровождающихся золотым оруденением.

Учет этого фактора позволяет понять аномально высокую (для мезозойских металлогенических провинций) золотоносность складчато-глыбовой области Становика—Джугджура, постоянное присутствие в россыпях золота различной крупности и пробыности, большое богатство россыпей и разновозрастность золотоносных минеральных ассоциаций.

Это любопытное явление следует, очевидно, учитывать при различного рода металлогенических исследованиях и прогнозно-поисковых работах.

### *Роль морфоструктур центрального типа*

Роль морфоструктур центрального типа (МЦТ) в локализации золотого оруденения и россыпей золота еще слабо изучена и не привлекла к себе внимание большинства исследователей, занятых изучением металлогении золота. Однако, как показывает анализ уже имеющихся данных, роль МЦТ довольно существенна, и расшифровка ее помогает более успешно подходить к выявлению закономерностей формирования и размещения месторождений различных металлов, в том числе и золота.

Как показывает опыт работ, классификацию МЦТ для этих целей целесообразно проводить исходя из вышеприведенной генетической типизации золоторудных проявлений и месторождений. Это позволяет сразу же, зная тип МЦТ, прогнозировать возможные генетические типы золоторудных месторождений, а также характер и продуктивность золотоносных россыпей. МЦТ целесообразно подразделять на метаморфогенные, метаморфогенно-плутоногенные, вулканогенные, вулканогенно-плутоногенные, интрузивно-купольные, антиклинально-складчатые, полигенные.

Распространенность различных типов МЦТ в разных районах не одинакова. В пределах складчатых областей (Амуро-Охотской, Байкальской и др.), сложенных преимущественно осадочными толщами, основную роль играют метаморфогенно-складчатые МЦТ, в районах интенсивного развития тектоно-магматической активизации и вулканизма решающую роль играют интрузивно-купольные, вулканогенные и вулканогенно-плутоногенные МЦТ.

Золоторудные месторождения и рудопроявления располагаются чаще всего в краевых частях МЦТ, несколько реже — в их центральных частях по периферии дополнительных осложняющих МЦТ, входящих в состав более крупных. Характерна приуроченность месторождений к участкам пересечений внешних границ различных МЦТ, к местам пересечений МЦТ линейными протяженными разрывами и зонами повышенной проницаемости (рис. 48).

Россыпи (за счет перемещения золота от коренных источников) локализуются преимущественно по периферии МЦТ и в промежутках между ними.

В зависимости от генетического типа МЦТ и степени их эродированности рудопроявления и месторождения золота располагаются: 1) в вулканогенных и интрузивных МЦТ при слабом эрозионном срезе — преимущественно в центральных частях; 2) в существенно эродированных вулканогенно-плутоногенных и вулканогенных — ближе к краевым частям МЦТ, реже — в центральных частях; 3) в метаморфогенных МЦТ — в краевых частях (при их значительном срезе) и в срединных (при слабом срезе); в полигенных МЦТ — в различных частях, в том числе в центральных.

Выделение рудоконтролирующих МЦТ целесообразно производить, используя различные методы, в том числе не только традиционные морфотектонические, но и собственно геологические, геофизические.

Уставивляется существенное влияние размеров МЦТ, степени их эродированности и особенностей строения на распределение золота. Региональные МЦТ (диаметр более 100 км) определяют положение золотоносных районов, локальные (диаметр менее 100 км) — контуры рудных узлов и полей.

При прочих равных условиях наиболее продуктивны сложно построенные МЦТ, осложненные секущими разрывными нарушениями и мелкими осложняющими МЦТ, неоднократно активизированные, особенно по отношению к формированию золоторудных формаций с крупным золотом, благоприятным для формирования россыпей. Яркие примеры — полигенно-полихронные МЦТ Дамбукинского, Верхнеамурского и Ниманского золотоносных районов Приамурья. Золотоносные россыпи в них одни из наиболее продуктивных в России и в мире (до 1–3 т золота на 1 погон. км речных долин). Аналогичной высокой золотоносностью обладают полигенно-полихронные МЦТ Ленского золотоносного района (Сухолож-

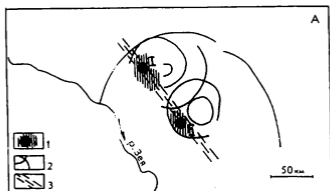


Рис. 48. Характерные примеры влияния морфоструктур центрального типа (МЦТ) на размещение золоторудной минерализации.

А - Среднее Приамурье. Стыбрьский золотonosный узел.

1 - золоторудные поля и ореолы золотonosных метасоматитов (штриховка); 2 - МЦТ. 3 - секущие глубинные зоны повышенной проницаемости.

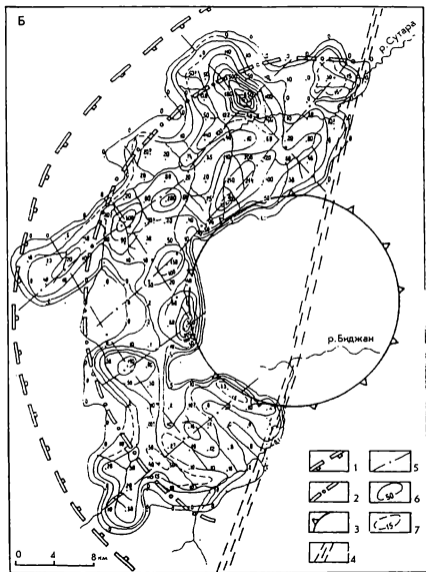
Б - Буреинский срединный массив. Сутарский золотonosный район. 1 - внешняя граница Сутарской секториальной купольно-депрессивной морфоструктуры кольцевого типа; 2 - внешний контур внутренней кольцевой зоны отрицательного знака, содержащей основные россыли и рудопроявления золота; 3 - внешняя граница центральной купольной части морфоструктуры; 4 - глубинный межблоковый рудоограничительный разлом; 5 - оси предполагаемых золотоконтролирующих разрывов; 6 - изоконцентраты добытого россыпного золота: 0,1; 5; 10; 50; 70; 100; 200; 300; 400; 500; 600; 700;  $\leq 800$  кг/4 км<sup>2</sup>

ско-Ныгринская и др.), Октябрьского в Среднем Приамурье (рис. 48) и многие другие.

Выделению их, очевидно, следует уделять повышенное внимание.

### *Роль сопряжений и пересечений разломов и мест изменения их простираний*

Приуроченность оруденения к местам пересечений разломов различных направлений и изменений их простираний — обычное явление и уже давно привлекло к себе внимание. Как отмечалось в предшествующих разделах, места пересечений разломов определяют положение в целом провинций, рудных узлов<sup>1</sup> и районов. При допол-



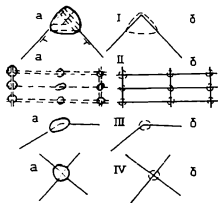


Рис. 49. Рельеф пересечений в различной мере выраженных разломов в локализации золотого оруденения. а - наиболее благоприятные случаи: в местах пересечений разрывы плохо выражены, "скрытого типа" б - менее благоприятные случаи: разрывы "открытые", хорошо выражены. I - система "входящих" углов. II - ортогональная система пересекающихся разрывов. III - места сопряженных разрывов. IV - места пересечений разрывов

нительном более углубленном анализе устанавливается, что далеко не все узлы пересечений в равной мере благоприятны для локализации оруденения. Схематично это отражено на рис. 49. В левой стороне рисунка показаны наиболее предпочтительные для локализации оруденения случаи: в местах пересечений разрывы плохо выражены, представлены системами мелких сближенных разрывов, зонами повышенной трещиноватости; в правой стороне рисунка показаны менее благоприятные случаи: в местах пересечений разрывы хорошо выражены, "открытые".

Наиболее активное влияние на локализацию оруденения оказывают, как видно, не хорошо выраженные открытые, а скрытые системы разломов, представленные в верхнем рудолокализирующем ярусе зонами сближенной тонкой трещиноватости, особенно узлы их пересечений. Аналогичным образом более предпочтительными для размещения месторождений оказываются места их пересечений и сопряженных разломов, особенно те случаи, когда фланги сопрягающиеся части разломов "расщепляются" на системы более мелких, хуже выраженных. Вследствие этого оруденение локализуется прежде всего в тех изгибах разломов, где происходит их разветвление на систему мелких, менее открытых.

По этой же причине определяющее влияние в пределах золотоносных провинций и районов оказывают не межблоковые хорошо выраженные разломы, а внутриблоковые менее проницаемые (рис. 50). В пределах конкретных месторождений рудные тела располагаются обычно не непосредственно в разломах, а на некотором удалении от них — в сопряженных хуже проницаемых нарушениях и зонах трещиноватости.





Рис. 50. Рудоограничительная роль межблоковых разломов. Характерный пример - Нижнее Приамурье. 1 - междолевые субмеридиональные разломы; 2 - секущие рудолокализирующие разломы; 3 - золотоносные россыпи; 4 - месторождения и рудопроявления золота; 5 - контуры золотоносных узлов.

Номера и наименования золотоносных узлов (даны по названию месторождений): 1 - Многовершинный, 2 - Белогорский, 3 - Холанский, 4 - Албазинский, 5 - Покровско-Троицкий, 6 - Агние-Аранасьевский, 7 - Дидбиранский, 8 - Дяпенский, 9 - Делкэнский, 10 - Каргинский, 11 - Бухтянский

Такая избирательная приуроченность оруденения не к открытым, хорошо выраженным, а к скрытым, плохо выраженным участкам разломов обусловлена, можно полагать, пониженной проницаемостью последних и хорошо объясняется исходя из известной формулы Д.С. Коржинского:

$$C_1\varphi_1 = C_2\text{const},$$

где  $C_1$  — концентрация компонента в растворе установившегося фильтрационного потока, а  $\varphi_1$  — проницаемость (фильтрационный эффект) компонента. Как видно, в фильтрационном потоке растворов (зоне разрыва, трещине) между концентрацией каждого компонента и величиной его фильтрационного эффекта существует обратная зависимость. В связи с этим в участках фильтрации через слабопроницаемые породы неизбежно образуется более высокая концентрация растворов, нежели в более проницаемых, и как следствие — локализация оруденения.

Кроме того, фильтрация растворов из хорошо проницаемых глубинных разрывов в менее проницаемые приводит к интенсивному тепло- и массообмену растворов с вмещающими породами, к более быстрому остыванию их и в итоге — к рудоотложению.

Аналогичная закономерность в размещении золота и сопутствующих элементов устанавливается и в более мелком плане — в размещении рудных узлов, полей и отдельных рудных тел. Они располагаются, как правило, не в местах пересечения хорошо выраженных разломов и разрывов, а в узлах их разветвления и сопряжения либо в местах пересечений разрывов, но лишь там, где они имеют так называемый “скрытый” характер.

Лучше всего эта закономерность выражена на месторождениях метаморфогенно-гидротермального генезиса, слабее всего — на месторождениях вулканогенного типа, развивающихся в условиях наиболее открытых природных систем. Однако применительно и к этому генетическому типу рассматриваемый фактор проявляется, и его следует учитывать при классификации разрывов по потенциальным рудо локализирующим возможностям. Характерным примером избирательной приуроченности промышленного оруденения к месту сопряжения глубинных линейных зон разломов, плохо выраженных и представленных зонами трещиноватости скрытого кулисообразного типа, являются крупнейшие зарубежные золоторудные месторождения

Хомстейкз США и Морро-Велью в Бразилии, имеющие, по мнению многих исследователей, метаморфогенно-гидротермальный генезис.

### *Системы “входящих” углов*

Системы пересекающихся разломов, входящих в кристаллическое основание древних платформ, имеют важное значение в размещении месторождений золота различного генезиса, прежде всего осадочно-гидротермального и метаморфогенно-гидротермального. Обусловлено это в первую очередь тем, что такие системы разломов определяют расположение и развитие перикратонных млогоосинклинальных прогибов, приводящих к накоплению терригенно-углеродистых толщ с сингенетичной осадочной и гидротермально-осадочной золотоносной минерализацией [22]. Большое влияние такие структуры оказывают на размещение месторождений золота и других генетических типов.

Весьма показательный пример — золотоносные районы и провинции в складчатом обрамлении Сибирской платформы (рис. 51, 52).

Все они, включая Ленский, Северо-Енисейский, Верхне-Ленский, Восточно-Саянский (Бирюсинский), приурочены к прогибам, положение и особенности строения которых определяются глубинными разломами (входящими в систему краевого шва платформы), вдающимися в основание платформы и образующими так называемые “входящие” углы. В свою очередь в пределах “входящих” углов оруденение приурочено к местам фланговых частей сопрягающихся между собой разломов, где они плохо выражены и расщепляются на систему более мелких. Такие структуры предложено именовать “тупиковыми” [105]. Можно полагать, что при глобальных тектонических перемещениях сюда происходило активное нагнетание рудоносных растворов и вещества горных пород.

В геотектоническом плане рассматриваемые “входящие” углы, сложенные интенсивно дислоцированными осадочными или вулканогенно-осадочными толщами, представляют собой антиподы “входящих” углов кристаллического основания платформ в складчатое обрамление. Это, как видно из приведенных рис. 40, 53, парагенная геотектоническая ассоциация. Характерна симметричность в расположении золотоносных узлов и районов в пределах как прогибов, так и платформ относительно региональных осей симметрии, на что уже

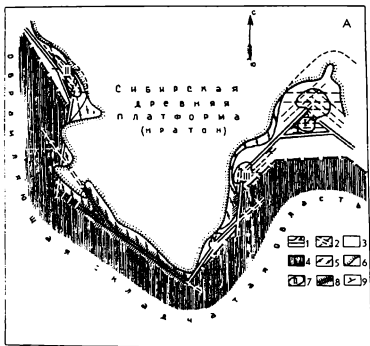
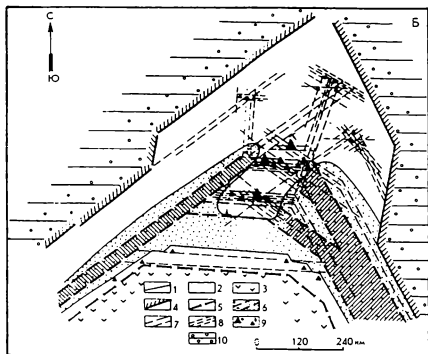


Рис. 51. Тектоническое положение многосинклинальных золотоносных провинции в складчатом обрамлении Сибирской платформы (по работе [22], с дополнениями).

А - обзорная схема. 1 - внутригеосинклинальные глубинные разломы (осевые разломы), определяющие развитие многогеосинклиналей и входящие в систему кризогеного шва платформы; 2 - напряженные слабее выраженные глубинные разрывы; 3 - многогеосинклинальная зона байкальской складчатой области; 4 - эвгеосинклинальная зона; 5 - выходы кристаллического основания платформы; 6 - осадочный чехол платформы; 7 - основные золотоносные провинции: I - Ленская (Бодайбинская), II - Северо-Енисейская, III - Северо-Байкальская, IV - Верхне-Ленская; 8 - редкометалльные метасоматиты; 9 - элементы залегания разрывов.

обращалось внимание [22]. Определяющей является зеркально-отраженная симметрия. Сами прогибы ("входящие" углы) — проявления лучевой симметрии. Показательный пример — юг Сибирской платформы [105].

Оси симметрии прогибов имеют меридиональное (субмеридиональное) или широтное (субширотное) простираение. Простираение разломов, образующих "входящие" углы, северо-восточное и северо-западное. То есть положение "входящих" углов определяется



Б - фрагмент строения - Патомский престиб, включающий Ленскую золотоносную провинцию. 1 - контур распространения кристаллических сланцев; 2 - область распространения пород зеленосланцевой фации метаморфизма; 3 - эвгеосинклинальная зона (область) байкалид; 4 - краевой шов Сибирской платформы; 5 - внешняя (северная) граница эвгеосинклинального прогиба; 6 - пояса повышенного метаморфизма; а - массовой гранитизации, б - кристаллических сланцев амфиболитовой фации; 7, 8 - пояса повышенной проницаемости; 9 - месторождения (а) и рудопроявления (б) золота, наиболее крупные (с севера на юг): Голец Высочайший, Сухой Лог, Догадлыкская жила; 10 - осадочный чехол платформы

разломами диагональной системы, а их осей симметрии — разломами ортогональной системы. В целом же положение золотоносных узлов и провинций — результат совместного воздействия ортогональной и диагональной систем разломов.

### Выводы

1. Месторождения золота, несмотря на многообразие условий образования, располагаются в земной коре не хаотично, а вполне за-

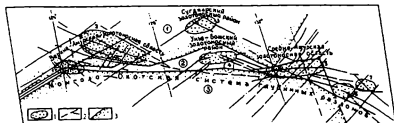


Рис. 52. Тектоническое положение золотоносных провинций и районов в Приморье.

1 - основные золотоносные провинции и районы и их номера; 2 - разломы; 3 - кривые ограничения платформенных структур. Цифры в кружках: 1 - Сибирская платформа; 2 - Амуро-Охотская складчатая область; 3 - Бурейский срединный массив

кеномерно и контролируются в региональном плане глубинными разрывными структурами ортогональной и диагональной систем.

2. Поскольку последние имеют тенденцию к развитию через определенное расстояние (шаг), проявляется тенденция и в размещении золотоносных провинций, районов и месторождений, равных по значимости, также через определенное расстояние – шаг. Зная этот шаг, можно более уверенно подходить к оценке известных и прогнозированию новых месторождений.

3. Устанавливаются различные виды пространственной симметрии в размещении золотоносных районов и провинций – зеркаль-

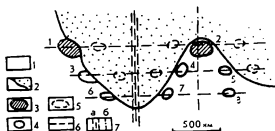


Рис. 53. Пространственная симметричность в расположении золотоносных провинций и районов южной части Сибири и Забайкалья. 1 - складчатое обрамление платформы, 2 - платформа, 3 - золотоносные провинции (цифры на схеме: 1 - Северо-Енисейская, 2 - Ленская); 4 - районы (на схеме: 3 - Восточносибирский, 4 - Северобайкальский, 5 - Средневитимский, 6 - Бирюсинский, 7 - Верхнеленский, 8 - Южномузейский); 5 - золотоносные узлы; 6 - субширотные зоны повышенной проницаемости; 7 - оси зеркально-лучевой симметрии - субмеридиональные зоны разрывов: а - первого порядка, б - второго

ная, зеркально-лучевая с субмеридионально или субширотно ориентированными плоскостями (осями) симметрии.

4. Определяющими в размещении золотоносных узлов и месторождений являются глубинные разрывы “скрытого” типа – внутри-блоковые зоны повышенной трещиноватости, зоны разветвления и расщепления крупных, хорошо выраженных разрывов и особенно места сопряжений и пересечений фланговых частей различно ориентированных выклинивающихся разломов.

5. Характерно для золота наличие длительно развивающихся трансрегионально протяженных рудоносных поясов, секущих одновременно различные геотектонические блоки (платформенные и геосинклинально-складчатые) и содержащих разновозрастное и разнотипное по генезису оруденение. Протяженность поясов (Амуро-Енисейского, например) может достигать более 3 тыс. км; контролируются они трансрегиональными зонами повышенной проницаемости, несомненно, глубинными. Это указывает и на глубинную первопричину геохимической специализации поясов на золото, приводящей в конечном итоге к формированию его разнообразных месторождений в пределах этих поясов – трансрегиональных геохимических аномалий. Именно глубинные недра земли, охватывающие мантию, а может быть, и ядро Земли, в результате процессов дифференциации первоначально поставляют в земную кору в составе магматических расплавов, “трансмагматических” флюидов и эманаций золото, обуславливая его повышенные исходные кларковые содержания в породах пояса – вулканогенно-осадочных, магматических. Последующие вышерассмотренные коровые процессы дифференциации, разнообразные по генезису (осадочные, метаморфические, магматические и др.), приводили к созданию более высоких локальных концентраций – месторождений. Лишь в частных случаях, можно полагать, мантийные основные и ультраосновные расплавы непосредственно создавали месторождения золота – магматические по генезису норильского типа.

В связи с этим мы и обнаруживаем месторождения золота в пределах одного и того же пояса одновременно в различных геотектонических коровых структурах – перикратонных и внутрикратонных мио- и эвгеосинклинальных прогибах, жестких платформенных блоках, расщепленных разломами, подвижных геосинклинально-складчатых поясах, межблоковых зонах спрединга и др. Связь золотого оруденения с этими структурами, очевидно, не прямая, а опосредованная, поскольку их развитие в решающей мере определяется свойствами и характером развития внешней оболочки Земли (коры), а не ее более глубинных зон.

## Глава 10. ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

*Все подвластно времени, время все создает, все уничтожает, все меняет и все заменяет.*

А.М. Мауленов, 1987 г.

Общеизвестна неравномерная продуктивность геохронологических периодов на различные виды полезных ископаемых. Так, 80% железа, около 60% урана, 90% хрома приурочены к образованиям позднего архея и протерозоя, около 50% свинца — к образованиям палеозоя, более 40% олова, более 60% меди и сурьмы, 90% молибдена — к образованиям мезозоя. Конечно, это не случайно и связано с изменением характера геологических процессов, обуславливающих рудообразование.

Для золота, имеющего более широкий диапазон условий подвижности, строгая возрастная привязка основных металлогенических эпох менее характерна, но все же своей продуктивностью выделяются докембрийские и мезо-кайнозойские эпохи.

Закономерное развитие геологических процессов в ходе эволюции Земли изменяли условия, масштабы и роль основных рудообразующих явлений — седиментогенеза, метаморфизма, магматической дифференциации. Пользуясь принципом актуализма, необходимо учитывать изменения условий



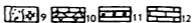
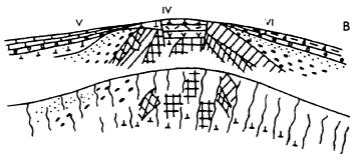
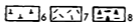
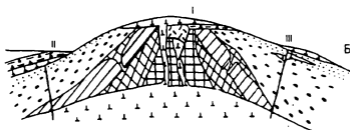
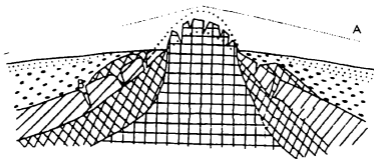
геологических процессов в прошлом. Для этих целей была проанализирована периодизация геологической истории Земли. При этом обращалось внимание не столько на стратиграфию и геохронологию, сколько на оценку состояния среды рудообразования, выдержанность и закономерности изменения ее параметров. Основная информация для излагающихся ниже представлений была почерпнута из работ В.И. Смирнова, В.Л. Барсукова, А.В. Сидоренко, Л.И. Салопа, Н.П. Семененко, Э.В. Собоновича, В.Г. Войткевича, В.А. Рудника и др.

События, задокументированные “геологической летописью”, характеризуют геологические этапы развития Земли. Не так просто читать эту летопись, так как многие “знаки”, “буквы” и “слова” не прочитываются однозначно и могут быть поняты только в совокупности, характеризующей целую категорию. Еще сложнее с расшифровкой догеологического этапа. Но уклониться от интерпретации его нельзя. Рассмотрим этапы в совокупности.

**Догеологический этап развития Земли.** Газово-пылевое облако, из которого согласно распространенным гипотезам произошла Земля, состояло из смеси частиц, отвечающих по составу метеоритам, и солнечного газа, состоящего на 99% из водорода. В результате уплотнения под воздействием гравитационных сил газовая составляющая отжималась, и на создание Земли пошло до 15-20% газа от его объема (соизмеримо с пористостью) литифицированной пыли – реголита). При достижении плотности в центральной части  $3 \text{ г/см}^3$  началось плавление за счет гравитационной энергии и включился механизм магматической дифференциации. В результате этого гомогенное прежде вещество типа реголита расслоилось, образовав:

- приядерную часть – тугоплавкое вещество в пластическом (или твердом) состоянии;
- расплавленный слой, концентрирующий выплавки, обеспечивающий магматическую дифференциацию вещества, аккумуляцию тепла и напряжений, превышающих литостатическое давление – это *активный слой*;
- зону закалки активного слоя – спекшегося реголита и превращенного в хондрит;
- слой слаболитифицированного реголита.

Оценить размеры Земли в начале этого процесса не представляется возможным, так же как и размеры каждого из слоев. Важно подчеркнуть, что границы этого квартета в ходе дальнейшей эволюции Земли скачкообразно приближались к поверхности. Такие скачки



происходили при накоплении в активном слое энергии, способной разорвать хондритовый панцирь. При уплотнении и разогреве реголита происходило поглощение кристаллическим веществом водорода и других компонентов газовой составляющей облака путем образования твердых растворов внедрения. При этом возрастала плотность вещества.

Через какое-то время (точно не известно, но это было более 4,6 млрд лет назад) после начала дифференциации вещества Земли хондритовая корочка приблизилась к поверхности Земли. Она была в некоторых местах разорвана, магматические процессы вырвались на поверхность и начался геологический этап ее развития. 4,6 млрд лет тому назад Земля представляла собой более или менее ровную поверхность, сложенную реголитом, из-под тонкого слоя которого выступал хондритовый (прибазальтовый) слой. Над равниной, порожженной остатками метеоритовых кратеров, местами возвышались массивы кристаллических пород, застывших прорывов магмы активного слоя (рис. 54). Никаких признаков воды, атмосфера первичная. Температура у поверхности составляла несколько сот градусов, но быстро понижалась в разреженной атмосфере, приближаясь к абсолютному нулю.

**Геологический этап** документируется прямыми и косвенными индикаторами условий геологических процессов.

Катархей (рис. 55, 56) характеризует *лунный* (по В.И. Смирнову) *период* развития Земли. Специфической особенностью его является низкая степень дифференциации магматических процессов, в ходе

*Рис. 54.* Модели геологических условий формирования докембрийских золоторудных месторождений. А-В - стадии развития ядер древних щитов.

А - начало геологического этапа: 1 - реголитоподобное слаболитифицированное вещество; 2 - хондрит, переходящий в агглютинат; 3-5 - диапиры вещества активного слоя трех актов, отражающие ход дифференциации.

Б - начальная стадия роста киматогена (по Л. Кингу), сопровождающаяся образованием осевого рифта и краевых вулканических зон: 6 - основные магматические породы в эффузивной и интрузивной формах; 7 - вулканогенно-осадочные породы; 8 - железистые кварциты.

В - стадия формирования "тектонических гнейсов": 9 - тектонические гнейсы с реликтами ранних образований; 10 - дифференцированные (базальто-риолитовые) магматические серии; 11 - конгломераты; 12 - мергелисто-доломитовые породы.

I-VI - типы золоторудных полей: I - зеленокаменных трогов (начальных этапов дифференциации); II - железистых кварцитов; III - покровов и силлов основных пород; IV - зеленокаменных трогов с дифференцированным (базальт-риолитовым) магматизмом; V - доломитово-мергелистых толщ; VI - конгломератов и кварцитов

Периоды развития (по В. И. Смирнову)	Индексы эр	Возраст границ, млрд лет	Возраст ( $1 \cdot 10^3$ млн лет) и название тектоно-магматических эпох и реперных событий		Атмосфера	Гидросфера
			Колонка	Название		
Плгины	Kz	0,067: 0,03	□□□	Альпийская (0,04; 0,024; 0,015; 0,31; 0,005), Ларамийская (0,065)	Современная 30 - 12°C	Мировой океан
	Mz	0,84 : 0,01		Покрыто:еменные (0,12) Киммерийская (0,093), Атлантика (0,18)		
Геосинклинальный	Pz	0,57	■ ■ ■ □ □ □ ■ ■ ■	Герцинская (0,24), 0,37 Голсвемияны, Каледонская (0,41), 0,42 Наземные растения, Саланская (0,52)	20,0% O <sub>2</sub> 8,0% O <sub>2</sub> 2,0% O <sub>2</sub>	pH=7,5-8,5
Эпиплатформенный	V	6,475:0,025		р. Байкальская (0,65)	0,2% O <sub>2</sub>	pH=7
	R <sub>2</sub>	1,35 ± 0,05	■ ■ ■	Гренвальская (1,09), Ангидры	В	(SO <sub>4</sub> ) <sup>-2</sup>
Нуклеарный	Pt <sub>2</sub>	1,9 ± 0,1			~50°C	pH > 5
	Pt <sub>1</sub>	2,6 ± 0,1	▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	Балтийская (1,98) 2,0 Грибы, Красноцветные отлож. Альгомоя (2,44)		T ~ 100°C
	A <sub>2</sub>	3,0 ± 0,1	■ ■ ■	Беломорская (2,70), Вулканизм, Микроорганизмы	P - n-10 атм H <sub>2</sub> O; CO <sub>2</sub> ; Cl; H <sub>2</sub> S	
	A <sub>1</sub>	3,5 ± 0,15	▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲ ▲	Кольская (3,05), Строматолиты	T - n-10 <sup>2</sup> C	CO <sub>2</sub> H <sub>2</sub> S NH <sub>3</sub> ; HCl T - 156-308°C
Лунный	A <sub>c</sub>	74,5-4,6	▲ ▲ ▲ ▲	Белоземская (35,4), Кремни (3,8)	Первичная (H, N, He) γ - n-10°C	

▲ ▲ ▲ ▲ Железистые кварциты  
■ ■ ■ Угlistое вещество  
□ □ □ Соль

Рис. 55. Основные периоды геологического развития Земли

которых генерируются в основном магмы ультраосновного—основного состава. Это определяет низкую продуктивность периода на полезные ископаемые; появляются первые признаки химической седиментации (кремнисто-железистая формация), протекающей, по-видимому, в кислотных резервуарах ( $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) при высокой температуре (сотни градусов). Начала формироваться вторичная атмосфера за счет вулканических извержений.

*Нуклеарный период*, по нашим представлениям, развивался в течение архея-раннего протерозоя (3,5-1,9 млрд лет). В этот период началось формирование ядер континентов. Каждое ядро (нуклеар) на поверхности Земли разрасталось независимо. Поэтому аналогичные события на щитах по времени не коррелируют. Общая особенность периода — дифференциация до плагиогранитов. Практически на одних уровнях развивался интрузивный и эффузивный магматизм. Этому способствовали плотная вторичная атмосфера, высокое давление на поверхности Земли, высокая температура атмосферы за счет парникового эффекта. В начале периода в составе атмосферы стали быстро преобладать вторичные газы — пары воды, углекислота, хлор, сероводород. Температура ее повышалась до конца раннего архея, а затем стала медленно падать за счет ее разрежения при конденсации газов.

Древним ядрам континентов ближе всего соответствует по геологической сущности такой тип развития, который заложен в понятие киматоген, введенное для характеристики процессов преобразования древней коры Л. Кингом. Но его можно экстраполировать и на начальные этапы формирования коры. В таком представлении становится понятным соседство противоположных явлений: сводообразование и рифтогенез, субгоризонтальная и субвертикальная линейность, эффузивный и интрузивный магматизм, зеленосланцевый метаморфизм и порфириобластоз, гидротермально-осадочное золото-сульфидное рудообразование в условиях дефицита кислорода. Гидросфера была представлена конденсатами атмосферы и проявлялась в виде временных бассейнов, тяготеющих к подножиям поднятий. Ввиду высокой агрессивности и подвижности среды она очень быстро расходовалась на минералообразование. Вообще формирование гидросферы первоначально происходило “сверху вниз” — с поверхности Земли вглубь до изотермы  $t_x = K \cdot 374^\circ\text{C}$  (где  $K$  — коэффициент, повышающий критическую температуру воды за счет ее минерализации и в настоящее время равный 1). Только после насыщения подземной части гидросферы (формирования подземных вод) началось

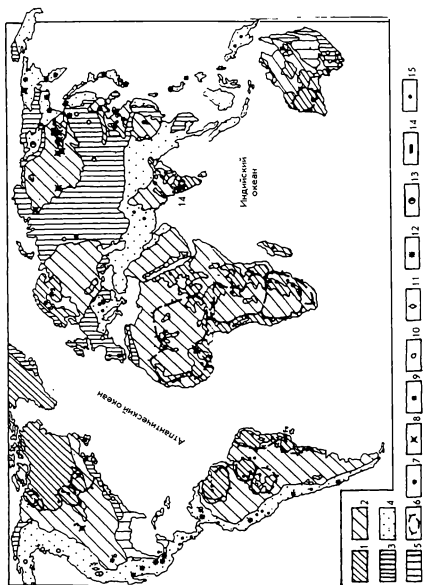


Рис. 5б. Распространенность комплексов горных пород различных периодов развития Земли и месторождения золота. 1-5 - горные породы различных периодов: 1 - лушного и нуклеарного; 2 - элиаидформенного; 3 - геосинклиального; 4, 5 - плитного (4 - континентального, 5 - океанического); 6 - контуры климатов. 7-15 - месторождения золота разных генетических типов: 7 - магматогенно-гидротермальные, 8 - метаморфогенно-гидротермальные, 9 - вулканогенно-осадочные колчеданские, 10 - кварцево-жильные, 11 - типа Карани, 12 - вулканогенные адулар-кварцевые, 13 - кварцево-сульфидные метаморфогенно-плутоногенные, 14 - осадочно-гидротермальные (карбонатные), 15 - без указания типа. Месторождения (цифры на схеме): 1 - Иеллоунайф, 2 - Поркьюпаин, 3 - Хомстек, 4 - Джуно, 5 - Карани, 6 - Крипл-Крик, 7 - Эль-Оро, 8 - Болиден, 9 - Оутокумпу, 10 - Титириби, 11 - Жакобина, 12 - Морро-Велью, 13 - Пасажем, Рапосос, 14 - Колар

образование постоянных позерхностных водоемов. Формирование подземных вод было важным геохимическим явлением, обеспечивающим поступление в глубины кислорода, других активных элементов, ускоряющих дифференциацию земной коры, в том числе гранитообразование. Кратонизация нуклеаров в конце рассматриваемого периода (в конце раннего протерозоя) явилась, по-видимому, началом образования постоянных водоемов. С образованиями типа породных шлейфов, селеных потоков и других транзитных продуктов поверхности Земли связаны седиментогенно-гидротермально-метаморфогенные месторождения золота [9], имеющие признаки каждого из представителей триады и отличающиеся высокой продуктивностью за счет суммирования эффектов мобилизации, переноса и отложения. Различные сочетания седиментогенных явлений (выветривания, транспортировки и отложения), взаимодействия с флюидной фазой, последующие этапы динамотермального метаморфизма и регенерации (не говоря о различии состава субстрата) создавали условия для большого разнообразия минеральных и морфологических типов руд. Однако наличие общих черт и закономерное их изменение позволяют провести типизацию рудных образований по развиту в определенных литофациях:

1. В транзитных литофациях.
  - 1.1. В конгломератах и других грубообломочных образованиях (Витватерсранд).
  - 1.2. В турбидитах.
  - 1.3. В терригенных и вулканогенно-терригенных комплексах.
2. В аккумулятивных литофациях.
  - 2.1. В глинистых и глинисто-карбонатных породах (Морро-Велью, Бразилия).
  - 2.2. В железистых кварцитах (Колар, Индия).
3. В вулканогенных образованиях.

В результате ндложения метаморфизма залежи могли существенно изменить свою первоначальную форму. Степень изменения зависит от типа метаморфизма, его химических и физических параметров, состава пород и характера изменения направления главных осей напряжений. Первичная стратиформность сохраняется при пластическом течении (Морро-Велью, Колар, Лупин). При слабом метаморфизме могли формироваться секущие жилы вдоль межпластовых и кососекущих трещин (Буффало-Анкерит).

Рассматриваемый геологический этап отличается Р-Т условиями, характерными для начальных этапов дифференциации магмы. Наиболее распространены базальты, реже дифференциация продвигается дальше дацита. В архейских зеленосланцевых поясах Канады, Южной Африки, Бразилии установлены золоторудные месторождения, имеющие различные формы пространственной связи с интрузиями габброидов (Керкленд-Лейн, Канада), дайками андезито-базальтов (Кемфло), силлами и покровами основных пород (Калгурли, Австралия, Йеллоунайф, Канада и пр.). Характерно осадочно-гидротермальное и вулканогенно-осадочное первичное оруденение. В последующем регенерированное и метаморфизованное. Высокие поверхностные температуры и высокое содержание различных газов и кислот в атмосфере и гидросфере приводили к образованию аматогенных высокоминерализованных поверхностных "гидротерм", аналогичных по свойствам магматогенным "постмагматическим", характерным для последующих металлогенических эпох.

В разрезах позднего архея появляются и более широко представленные позже углеродистые "черные" сланцы, обогащенные углестым веществом (графитом). Признанной является их повышенная металлоносность, но отождествление повышенной углеродистости с органическим веществом не всегда правомерно. Установленные данные по высвобождению флюида при литификации алевропелитового осадка и мраморизации глинисто-карбонатного осадка дают представление о масштабах мобилизации углекислоты, за счет восстановления которой могли образоваться и углерод, и углеводороды. Обращает на себя внимание тот факт, что повышенная углеродистость коррелирует с периодами эндогенной активности (принятыми тектоно-магматическими циклами). Если исходить из биогенной природы углерода, то необходимые условия застойных изолированных водоемов не всегда могли реализоваться в названных областях.



Золотоносные черные сланцы и вообще углеродистые образования, включая и карбонатные толщи, более характерны для последующего эпиплатформенного и собственно геосинклинального периода развития Земли, когда были сформированы постоянные, но локальные седиментационные бассейны.

К рассматриваемому периоду приурочены Белозерская, Кольская, Беломорская, Альгонская, Раннекарельская и Балтийская тектоно-магматические эпохи. Помимо золота характерными металлами периода являются железо, уран и марганец. Самая общая закономерность — возрастание металлогенической продуктивности к концу периода на фоне роста содержания кислорода. Во всяком случае начальные этапы геологического развития являются слабопродуктивными.

*Эпиплатформенный период* (1,9-0,570 млрд лет), по нашим представлениям, охватывает период кратонизации и обособления всех известных платформенных сооружений. На платформах были сформированы постоянные седиментационные бассейны и произошло образование комплекса осадков платформенного чехла. Стабилизация земной коры в пределах крупных блоков, соответствующих выделяемым платформам, определила перестройку эндогенной активности: своды, шиты (ядра платформ) консолидировались. К ним припаялись прилегающие части молодой коры, а эндогенные процессы переместились в краевые части жестких сооружений. Нуклеарное (ядерное) развитие процессов сменилось на линейное, что привело к заложению геосинклиналей. Но в рассматриваемый период они еще не приобрели всех признаков геосинклиналей и поэтому называются перикратонными прогибами. Характерна низкая магматическая активность, фиксирующаяся в основном в краевых частях перикратонных прогибов, и низкая интенсивность эндогенной металлогении золота. Температура атмосферы снизилась. Разрастание седиментационных бассейнов сопровождалось понижением температуры среды и ее кислотности. В связи с низкой эндогенной активностью поступление воды, по-видимому, происходило из подземных горизонтов при подъеме массивов. Возможно также ускорение формирования водоемов за счет таяния ледников. Тиллиты являются признаком движения ледников. Из-за слабой атмосферы вертикальная климатическая зональность была отчетливо выражена, горные массивы накапливали воду в твердом виде, а у подножий гор гляциальные воды концентрировались в водоемах, прогревались и в виде селевых потоков

перемещались в седиментационные прогибы, образуя упомянутый выше ряд фаций золотоносных осадков.

Для рассматриваемого периода характерно первое появление в осадках ангидрита (что связывают с появлением иона  $\text{SO}_4^{2-}$ ), свидетельствующее о повышении активности кислорода; начинают образовываться водорослевые угли-шунгиты (1,4 млрд лет). В атмосфере количество кислорода было невелико. Считается, что точка Юра (0,1% от современного уровня) была достигнута 1,2 млрд лет назад (средний рифей), а точка Пастера (1% от современного уровня) – в венде (600 млн лет).

Особенности этого периода наложили отпечаток на металлогению золота. Происходит его накопление в определенных фациях осадков седиментационных бассейнов, тяготеющих к периферии воздымающихся золотоносных структур. Наряду с поступлением кластогенного золота за счет разрушаемых пород областей сноса важную роль, скорее всего решающую, играли конседиментационные глубинные эксгаляции и гидротермы, приносящие золото, мышьяк и другие сопутствующие компоненты. Последующие преобразования (диагенез, метаморфизм, гидротермальные изменения) привели к образованию метаморфогенно-гидротермальных месторождений золота. Типичным (эталонным) представителем является месторождение Сухой Лог (Бодайбинский-Патомский перикратонный прогиб), описанное в работах В.А. Буряка [22]. К этой же генетической группе принадлежат месторождения Мурунтау (основное оруденение, Узбекистан) и Майское (Чукотка), представляющие крайние (сильную и слабую соответственно) степени метаморфизма. К промежуточной группе относятся многочисленные проявления Приамурья (Маломыр и др.). Наиболее известным зарубежным представителем является месторождение Хомстейк (США).

В эпиплатформенный период за счет накопления золота в глинисто-доломитовых осадках и последующей его регенерации образуется широкий спектр месторождений, главными особенностями которых являются:

- ассоциация с углеродистыми глинисто-карбонатными породами, в различной степени преобразованными (кавернозными и закарстованными, брекчированными, окремненными, гематитизированными, скарнированными);
- преимущественно стратиформный характер залежей; приуроченность к определенным стратиграфическим уровням;

- тонкодисперсность золота;
- распространенность в составе руд гематита, карбонатов, гидрослюд.

Практически весь спектр названных типов месторождений представлен в чехле Сибирской платформы на юго-восточном ее фланге (рис. 57), а также на соседних древних срединных массивах — Буринском, Охотском, Омолонском, Ханкайском. Геохимическим опробованием (рис. 57,Б) установлены три стратиграфические уровня накопления золота в субгоризонтально лежащих толщах: тумудлурский (ранний кембрий) и два юдомских в нижней и верхней частях вендского разреза. Они характеризуются повышенными кларковыми содержаниями золота (до 0,06 г/т) и углерода (до 3,0%) и часто серебра. С запада на восток отмечаются следующие типы накопления золота за счет преобразования глинисто-карбонатных толщ.

1. Куранахский тип. Накопление в карстовых полостях перед образованием юрских наложенных впадин.

2. Лебединский тип. Перераспределение золота под воздействием субпластовых и секущих субвулканических щелочных интрузий диорит-гранодиоритового состава, сопровождавших образование юрских впадин.

3. Улаханский, или Кеткапский тип. Переработка рудовмещающих толщ под воздействием меловых щелочных интрузий кеткапского комплекса (диорит-сиениты, граносиениты, гранодиориты) с образованием скерновых, гематитовых и кварцевожильных согласных и секущих жил.

4. Тас-Юряхский тип. Регенерация в зоне разлома под воздействием как экзогенных, так и эндогенных факторов. Жилы согласные и секущие, состав преимущественно гематитовый.

Чайдахское рудное поле — характерный представитель Кеткапского типа оруденения — приурочено к флексуобразному изгибу пологой (5-10°) моноклинали карбонатной толщи, прерванной лакколитоподобным телом сиенитов, диорит-сиенитов, порфиритов. Представлено десятками пологих согласных субпараллельных зон брекчирования, перекристаллизации, соединенных секущими апофизами. Минеральный состав зон: гидродематит, кварц, анкерит, арагонит, золото, магнетит, псевдоморфозы лимонита по пириту. Содержания золота 5-20 г/т, реже до 390 г/т; возрастают при закарстованности. Залежи приурочены к трем уровням: тумудлурскому и двум юдомским.



Улаханское поле имеет аналогичное строение. Содержание золота в зонах Комсомольской и Якутской выше (63 и 44 г/т соответственно), кроме того, присутствуют сульфиды меди, свинца, вторичные минералы, самородное серебро.

На участке Бердякит оруденение проявлено только на нижнем юдомском уровне. Этот же уровень является рудоносным на участке Пятилетка. Здесь среди кварц-гематитовой зоны отмечаются линзовидные обособления магнетита. На участке Юна в кварц-кальцит-гематитовых зонах отмечается флюорит.

Из числа регенерированных заслуживают упоминания рудопроявления, связанные с зонами интенсивного прожилкового окварцевания (уч. Крутой) и скарнирования (уч. Чагдала, Стенд и др.). Окварцевание сопровождается калиевым метасоматозом с наличием адуляра.

Из всех названных на данное время наиболее интересным является месторождение Тас-Юрях, приуроченное к восточному флангу зоны распространения юдомских образований. Оно контролируется зоной разлома, по которой висячем боку развиты кембрийские породы пестроцветной и тумудлурской свит, а в лежащем — рудоносные доломиты юдомской свиты. Считается, что породы висячего бока выполняли роль экрана. Регенерация первично рассеянного золота происходила неоднакратно: 1) на стадии эпигенеза и катагенеза (650-120 млн лет); 2) юрского выветривания (195-141 млн лет); 3) под воздействием раннемелового магматизма (116-119 млн лет — роговообманковые лампрофиры); 4) в условиях современного выветривания.

В результате руды представляют собой рыхлые или слабоскрепленные массы, в которых в гидрослюдистом, каолиновом, карбонатном порошковатом веществе, “кварцевой сыпучке”, обильно пропитанном гематитом, гидроксидами железа и марганца, наблюдаются обломки или реликты обломков кварца, кварцевых метасоматитов, доломита, алевролитов, также интенсивно пораженных вторичными минералами. Морфологически рудные тела представляют собой лентообразные залежи в зоне разлома и вдоль контакта алевролитов и доломитов (зона Красная), а также вдоль висячего бока дайки лампрофиров (зона Подкова).

Золото в рудах тонкое (в среднем 2-10 мкм). Сульфиды, судя по количеству вторичных минералов, составляли не более 5-8% (пирит, арсенопирит, халькопирит, реже галенит, сфалерит).

Среднее содержание золота очень высокое — около 200 г/т на рудное тело мощностью около 6 м. Прогнозная оценка — 130 т. Если прожилково-вкрапленное оруденение участка Малютка, залегающее в песчано-алевритсвых отложениях кембрия, образовано за счет регенерации золота юдомских уровней, то его можно рассматривать как индикатор крупной залежи в карбонатных отложениях. При этом прогнозная оценка месторождения возрастает как минимум вдвое.

*Палеозойский период* (570–240 млн лет) мы называем *геосинклинальным*, поскольку классические представления о геосинклиналях наиболее отчетливо проявлены в палеозойских геосинклинально-складчатых системах и на их базе разрабатывалась геосинклинальная теория. Получили в этот этап большое развитие эвгеосинклинальные прогибы. С развитием в них вулканизма связано Колчеданное оруденение. Широко распространено золотое оруденение в связи с гранитным магматизмом и орогенных этапов развития. В обособившихся срединных массивах золотое оруденение сопровождал субэвральным вулканизмом андезит-дацитового состава. Наряду с эвгеосинклинальными зонами получили широкое развитие миевгеосинклинальные прогибы, развитые на материковом склоне древних массивов; продолжалось формирование золотого оруденения черносланцевой группы формаций. Характерной особенностью периода, вызванной образованием глубоких флишоидных прогибов, является развитие метаморфогенно-гидротермальных согласных (стратиформных) кварцевых жил типа Бендиго (Австралия, Ахлах-Юньский синклинорий в Якутии).

На геохимии коровых процессов отразилось резкое возрастание во второй половине палеозоя свободного кислорода. Прежде всего это видно на примере гранитного магматизма и сопровождающего его оруденения и проявилось в большом разнообразии минеральных типов золоторудных месторождений. А в связи с андезит-дацит-риолитовым вулканизмом получили распространение субвулканические халцедоновые и адуляр-халцедон-кварцевые минеральные воды (Кураминская зона — Узбекистан, Джунгаро-Прибалхашская зона — Казахстан, Омолонский массив — Россия).

*Мезокайнозойский период* (от 240 млн лет) называется нами *плитным* потому, что в связи с формированием Мирового океана индивидуализировались два типа блоков земной коры — континентальные и океанические (первичного состава), получившие возможность оформиться как единое целое за счет слоя гидросферы. Мезокайнозойс-

кая металлогения золота характеризуется возросшей интенсивностью за счет того, что в сферу вещественных преобразований были вовлечены свежие объемы недифференцированной первичной коры в островных дугах. С ними связано образование вулканогенно-осадочных (колчеданных) и вулканогенно-гидротермальных (халцедон-адюляр-кварцевых) типов золоторудных месторождений, продолжилось развитие оруденения черносланцевых групп формаций и связанного с гранитоидами. Это оруденение получило широкое освещение в работах как российских, так и зарубежных исследователей.

Если рассматривать островные дуги как ядра зарождения новой коры, то можно видеть много общих особенностей развития золотого оруденения этого периода с нуклеарным (ассоциация с базальтовым магматизмом, геолого-структурные условия локализации и др.).

### *Выводы*

1. Эволюция золотого оруденения обусловлена историей формирования Земли и земной коры.
2. Для различных этапов развития Земли определяющими явились различные типы оруденения, что обусловлено различным режимом кислорода процессов седиментации, эпигенеза, метаморфизма и магматизма. Для раннего докембрия наиболее характерно метаморфогенно-гидротермальное, осадочно-гидротермальное, вулканогенно-осадочное и близповерхностное вулканогенно-гидротермальное оруденение золото-сульфидных формаций, сформированное в условиях резкого дефицита кислорода, в той или иной мере метаморфизованное и регенерированное. Для позднего докембрия характерно метаморфогенно-гидротермальное и гидротермально-осадочное оруденение, сформированное при существенно возросшем потенциале кислорода; для палеозоя — разнообразные типы оруденения, преимущественно связанные с интрузивным гранитоидным магматизмом в условиях высокого потенциала кислорода; для мезозоя — плутоногенное, вулканогенное, гидротермально-осадочное и вулканогенно-плутоногенное, сформированное при высокой активности кислорода и для кайнозоя — вулканогенное близповерхностное малосульфидных формаций при высоком потенциале кислорода.

3. Продуктивность на золото различных эпох явно не одинакова. Катархей и ранний архей слабопродуктивны. Поздний архей и ранний протерозой наиболее рудоносны в силу локализованного развития магматической миграции, поверхностного гидротермально-седиментационного осаждения золота, фемического состава пород, слагающих земную кору того этапа развития, и ряда других факторов.

4. Седиментогенная миграция и отложение золота, получившие максимальное развитие в нижнем протерозое, проявлялись вплоть до мезозоя, пройдя через рудовмещающие ассоциации пород — железистых кварцитов, глинисто-доломитовую, углеродистых алевропелитов и известняков.

5. Группа гранитоидных золоторудных образований характерна для металлогенических эпох палеозоя и раннего мезозоя.

6. Вулканогенное золотое оруденение формировалось в различных этапах развития Земли, но профилирующие формационные типы его различны для разных периодов: золото-сульфидные формации характерны для докембрия и нижнего палеозоя, золото-кварцевые и золото-адуляр-кварцевые для мезокайнозоя — в соответствии с эволюцией режима кислорода и серы в истории развития Земли.

7. Специфические условия ранних докембрийских этапов развития Земли (высокая поверхностная температура и высокая степень минерализации поверхностных вод, насыщенность их газами и кислотами и пр.) имитировали создание поверхностных рудообразующих гидротерм и как следствие широкое развитие осадочно-гидротермального рудообразования, происходившего в условиях дефицита кислорода. В связи с этим для рудных тел этих этапов характерно высокое содержание сульфидов при низком содержании жильного кварца. По мере эволюционного изменения термального и химического режима земной коры (падения  $T$  и возрастания потенциала кислорода) содержание сульфидов в рудах в общем падает, а роль жильного кварца возрастает.



## Глава 11. ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ ЗОЛОТА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

**Н**а основании данных, изложенных в предшествующих главах, прежде всего по поведению золота при различных геологических процессах (литификации и метаморфизме осадков, гранитизации различных пород и пр.), могут быть сделаны и общие глобальные выводы, характеризующие закономерности миграции его в биосфере Земли. Исходя из приведенных сведений по золотоносным геохимическим ассоциациям, можно наметить определенные закономерности и в поведении сопутствующих золоту элементов. Особенно актуальным это становится в последнее время в связи с получением все более многочисленных данных, свидетельствующих о важной роли золота (как химического элемента) и других металлов не только в техногенных, но и в биогенных процессах, в том числе обеспечивающих в биологическом отношении жизнедеятельность человека и благоприятные экологические условия.

Биосферу в данном случае мы понимаем в соответствии с представлениями В.И. Вернадского как верхнюю часть нашей планеты Земля, куда проникает кислород атмосферы и в пределах которой происходит взаимодействие эндогенных и экзогенных процессов. Это область распространения

живых микроорганизмов и их в различной мере метаморфизованных остатков.

Именно в этой части Земли благодаря важной роли кислорода формируются месторождения разнообразных полезных ископаемых, как можно судить по фактическим глубинам их залегания. Данные по роли кислорода в рудообразовании золота, приведенные в гл. 2 наст. работы, позволяют понять эту закономерность и объяснить ее. Глубина этой зоны достигает 4-5 км и, может быть, несколько больше. Главный фактор — процессы окисления, приводящие к высвобождению металлов из горных пород и минералов, в том числе золота, и к концентрированному отложению их в виде месторождений.

Учитывая также приведенные фактические данные по рассчитанным кларковым содержаниям золота в разных горных породах и минералах, можно отметить следующее.

1. Первичным источником золота, как и подавляющей массы других металлов, для биосферы Земли явились ее глубинные недра (мантия), откуда оно поступало в составе газов, флюидов и магм основного и ультраосновного состава. При кристаллизации этих магматических расплавов почти все золото входило в состав образующихся магматических пород, включая находящиеся в них сульфиды и прочие минералы. Незначительная часть золота высвобождалась из расплавов в составе восходящих гидротерм и флюидов, рассеиваясь в породах земной коры либо образуя повышенные — “рудные” концентрации. Автометасоматические преобразования и процессы кристаллизационной и ликвационной дифференциации расплавов были определяющими в распределении золота.

2. Последующие процессы гранитизации и сопутствующего гидротермального метасоматоза мафитов приводили к значительному выносу из них золота во вмещающие породы земной коры. Показателем этого является во много раз более высокое содержание золота в постмагматических образованиях в сравнении с материнскими магматическими породами, наличие в последних зон выноса и одновременно последовательное уменьшение кларковых содержаний золота по мере эволюционного перехода от наиболее ранних ультраосновных и основных разностей к наиболее поздним — кислым. При замещении 1 км<sup>3</sup> основных и ультраосновных магматических пород гранитами выносились в среднем, как следует из вышеприведенных данных в гл. 4, не менее 9 т золота, а при гранитизации средних по составу магматических пород — 3,9 т.

3. Процессы эрозии гранитоидных пород и постмагматических производных вызвали образование золотоносных осадков и осадочных толщ и как следствие — образование золото содержащих почв, растительных и животных организмов.

Литификация, метаморфизм и гранитизация этих образований и магматических пород, приводили к новому высвобождению золота и новому более высокому уровню накопления его в биосфере — в осадках и осадочных породах, растительных и животных организмах.

4. В исходных метаморфизируемых и гранитизируемых породах содержание золота выше, чем в образующихся метаморфитах и ультраметаморфитах. Золото, поступающее из глубинных недр Земли, в основной массе не возвращается обратно, а накапливается в верхних частях земной коры — в различных осадочных породах, в первую очередь углеродистых, частично в коровых магматических породах, повышая их кларк, и в различных “рудных” гидротермальных образованиях. В этом его существенное отличие от таких химических элементов, как железо, титан, хром, магний, никель, кобальт.

В итоге миграция золота в земной коре происходит не по замкнутому кругу, а по сужающейся спирали (рис. 58).

5. Растительные и животные организмы выступают мощным аккумулятором золота (как и молибдена, фосфора, урана, серебра и ряда других металлов). Благодаря этому в осадках и породах, содержащих органический углерод, отмечаются повышенные количества золота — до 4-10 мг/т породы и более. Эпохи расцвета и усиленного развития животных и растительных организмов, выражающиеся в накоплении значительных количеств углеродсодержащих толщ, отвечают, очевидно, периодам повышенного накопления золота и других металлов в осадочных породах земной коры и этапам активизации магматической деятельности.

6. Накопление золота в породах земной коры, в ее растительных и животных организмах происходит длительно, непрерывно-прерывисто, более 4,5 млрд лет, начиная с самых ранних этапов эволюции Земли и по настоящее время.

В связи с изложенным можно высказать два важных вывода-предположения:

1) при прочих равных условиях древние виды растительных и особенно животных организмов имели более низкие содержания золота (как и ряда других металлов) по сравнению с эволюционно более развитыми формами, особенно современными;

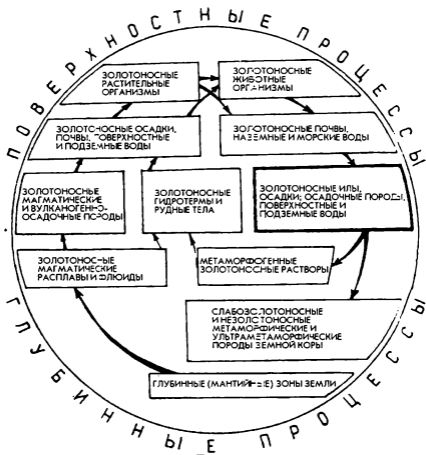


Рис. 58. Схема миграции золота в биосфере Земли

2) то же касается и древних осадков и осадочных пород в сравнении с более молодыми, особенно современными, равно, как и разновозрастных углей и нефтей.

К настоящему времени пока еще не накоплено достаточное количество данных, однозначно подтверждающих эти предположения, однако весьма существенные материалы в пользу такого заключения уже имеются. Так, в частности, установлено, что содержания золота в целом в гранитоидах возрастают по мере перехода от древних комплексов к более молодым: от 1-3 до 2-5 мг/т и выше.

Аналогичным образом обычно возрастают кларковые содержания золота в гранитоидах по мере перехода от глубинных ранних фаций к более молодым гипабиссальным. По осадочным породам, в том числе углеродистым, также имеются аналогичные данные. Например, в Ленском золотоносном районе повышенные кларковые содержания золота (4-9 мг/т) фиксируются в верхних частях рудовмещающего стратиграфического разреза – в углеродистых алевролитах, алевросланцах и песчаниках валюхтинской–анангрской свит позднего докембрия. В более древних аналогичных по составу породах джемкуканской и баракунской свит концентрации золота более низкие (2-4 мг/т).

Аналогичные закономерности намечаются в Енисейском кряже, в Приамурье, в Якутии, Средней Азии и в других регионах. Так, в частности, в Якутии повышенные кларковые содержания золота (до 5-10 мг/т и выше) характерны для самых верхних частей разреза докембрийско-палеозойских отложений (нижнепермская куканская свита). Можно полагать, это и обуславливает избирательную приуроченность наиболее золотоносных кварцевых жил именно к данному стратиграфическому уровню (Юрско-Бриндакитское и Дуэтское рудные поля) – хорошо выраженную стратиформность в их размещении, что впервые было отмечено В.А. Слезько и явилось предметом длительной дискуссии, продолжающейся по настоящее время. Эта стратиформность, очень хорошо выраженная, привела В.А. Слезько и М.М. Константинова к представлениям об осадочном или осадочно-гидротермальном генезисе таких кварцевых жил, что, однако, вызывает серьезные возражения. К этому же стратиграфическому уровню (куканской свите) с подобными типами осадков приурочено и широко известное Нежданнинское месторождение Якутии, находящееся, как и месторождения Юрско-Бриндакитского и Дуэтского рудных полей, в пределах Южноверхоянского синклиория. Но оно представлено не седловидными стратифицирующими жилами, а крутопадающими.

Как и золотоносные кварцевые жилы Ленского золотоносного района (например, жила Догалынская), жилы Енисейского кряжа, Мурунтау, Бендиго в Австралии – все эти образования, по нашему мнению, есть основания рассматривать как обусловленные процессами метаморфизма кремнекислых отложений, обогащенных изначально золотом (что доказывается многочисленными анализами) и

сульфидами, в том числе за счет поступления конседиментационных золотосодержащих сернисто-мышьяковистых гидротерм и эксгальций [23]. Эти представления разделяют М.К. Силичев, Н.В. Белозерцева и ряд других геологов, длительное время изучавших месторождения.

Вместе с тем имеются и другие представления (В.М. Яновский, Д.В. Эйриш и др.), принципиально по-иному объясняющие эту явную стратиформность в размещении золотого оруденения: золото связывается с поступлением в постскладчатые этапы из нескрытых гранитоидных интрузий в рудовмещающие алевросланцы – в регионально проявленные геологические экраны.

Аналогичным образом в Узбекистане отложения бесапанской свиты, характеризующиеся повышенными кларковыми концентрациями золота, венчают собой разрез докембрииско-вендских отложений. Это также обуславливает избирательную приуроченность золоторудных месторождений данного региона (Мурунтау, Школьное, Дуугыз и др.) именно к этому стратиграфическому уровню, на что впервые указал В.Г. Гарьковец.

Естественно, возрастание кларковых содержаний золота в однотипных породах (осадках) по мере перехода от древних к более молодым может происходить не обязательно плавно, постепенно и последовательно. Намечаются прерывистость, волнообразность, локальные изменения в этой общей тенденции, частные отступления, выражающиеся в резком возрастании содержаний или их падении. Однако общая генерализованная закономерность все же сохраняется: в одинаковых в фациальном отношении и по составу породах и осадках кларки золота обычно возрастают по мере эволюционного развития земной коры. Особенно это заметно в конкретных крупных регионах. Как один из характерных примеров – содержание золота и серебра в илистых морских отложениях: в современных фациях они наиболее высокие и достигают в отдельных случаях значительных концентраций, представляющих практический интерес.

Эта закономерность проявляется и в характере содержаний золота в золоторудных месторождениях по мере перехода от древних к более молодым. В последних высокие и очень высокие концентрации золота (бананцы) встречаются значительно чаще. Средние содержания золота в рудах также обычно более высокие. Это положение, по существу, общеизвестно, но объясняется обычно только

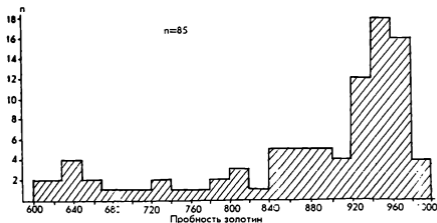


Рис. 59. Гистограмма пробности рудного золота Тас-Юряхского золотоносного поля

физическими условиями формирования более молодых месторождений – меньшими глубинами в условиях более резких градиентов Р и Т. Яркий пример – сравнительно недавно открытое золоторудное месторождение Хисикари в Японии. Оно одно из наиболее молодых месторождений (абсолютный возраст всего около 1 млн лет), а содержания золота – одни из наиболее высоких – до 80-100 г/т и более в отдельных телах.

Помимо того что молодые месторождения золота в сравнении с древними чаще характеризуются более высокими содержаниями золота, они имеют обычно и более разнообразный минеральный и химический состав. Особенно показательно возрастание состава и количеств сульфосолей. Увеличиваются, как правило, концентрации сопутствующих золоту элементов, прежде всего серебра, ртути и сурьмы, в меньшей мере – свинца, цинка, висмута, селена, олова, таллия, вольфрама.

Главным образом за счет возрастания примеси серебра в золоте уменьшается его проба. Исключения бывают, как отмечает Н.В. Петровская и другие исследователи (месторождения Гольдфильд, Эмпарер и др.), но они не являются определяющими.

Обращает также на себя внимание, что уменьшение пробности золота обычно происходит и в пределах конкретных месторождений при переходе от ранних минеральных ассоциаций (стадий) к более

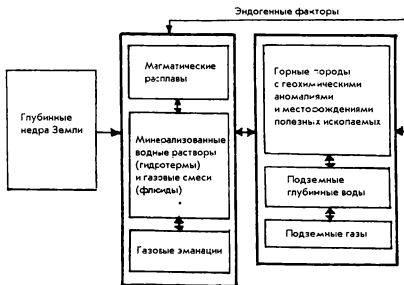
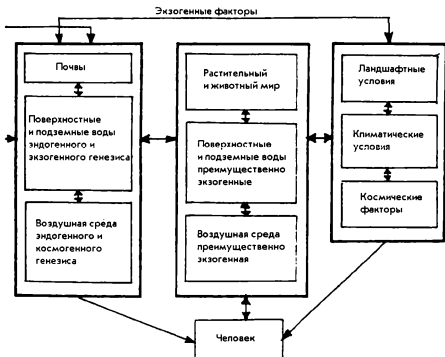


Рис. 60. Принципиальная схема взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов и воздействия на человека

поздним, в том числе и в тех случаях, когда поздние золотоносные ассоциации связаны с явно наложенными этапами тектоно-магматической активизации.

Казалось бы, в этих случаях позднее самородное золото должно быть, наоборот, более высокопробным за счет явлений перекристаллизации и регенерации, характерных для процессов контактового метаморфизма. Однако этого, как правило, не наблюдается. Показательные примеры — самородное золото в пределах Софийского золотоносного узла Ниманского золотоносного района Приамурья, в Дамбукинском золотоносном районе, на месторождении Мурунтау Средней Азии, в Приохотье. Аналогичные данные получены нами и по Тас-Юряхскому золотоносному узлу, расположенному на западе Амурской области, охватывающему недавно открытые месторождения — Скалистое и Ледяное палеозойского возраста с наложенной мезозойской золотоносной минерализацией (рис. 59). Можно привести и целый ряд других примеров.





Важно лишь при этом учитывать, что запасы золота в молодых месторождениях в сравнении с более древними обычно не возрастают, а, наоборот, преимущественно уменьшаются, и это весьма существенно.

Касаясь содержания золота и МПГ в разновозрастных углях и нефтях, следует отметить, что имеющиеся доступные данные пока немногочисленны и не дают четкого ответа на затронутый вопрос. Они в определенной мере противоречивы. Основная причина в том, что анализируемые и сравниваемые между собой разновозрастные разновидности нефтей и углей строго еще не разделяются по содержанию серы и других элементов-примесей, существенно влияющих на концентрацию золота и сопутствующих металлов, прежде всего серебра и платиноидов. Необходимо, очевидно, сравнивать и сопоставлять строго однофациальные образования.

Можно надеяться, что применительно и к этим видам полезных ископаемых, добываемым и перерабатываемым в очень больших ко-

личествах, намечающаяся закономерность будет доказана. Для практических целей — повышения комплексности использования энергетического сырья — это имеет, несомненно, очень большое значение. Повышенные содержания золота, платиноидов и других “полезных” сопутствующих металлов следует ожидать в первую очередь среди молодых месторождений угля и нефти мезозойского и особенно кайнозойского возраста. Применительно к нефтям прежде всего следует обратить внимание на кайнозойские месторождения, характерные для Сахалина и всей шельфовой и примыкающей континентальной части Востока России и других регионов.

Сказанное следует учитывать и при изучении содержания золота и сопутствующих элементов в различных видах растительных и животных организмов по мере их эволюционного развития в истории Земли и вообще, как нам представляется, в биохимии и геоэкологии.

Нетрудно видеть из представленной схемы (рис. 60), что собственно геологические, геохимические, биологические процессы тесно взаимосвязаны и существенно влияют на условия жизнедеятельности человека. Понимание закономерностей миграции различных химических элементов (на рассмотренном примере золота) в биосфере Земли и их эволюции помогают более правильно подойти к пониманию техногенных факторов и процессов.

### *Выводы*

1. Миграция золота в биосфере Земли происходит не по замкнутому кругу, а по сужающейся спирали, приводящей к постепенному возрастанию его кларковых содержаний в осадках и как следствие — в осадочных породах по мере уменьшения возраста их накопления (образования).

2. Аналогичные закономерности намечаются и для основных наиболее характерных сопутствующих элементов — в первую очередь серебра, ртути, сурьмы.

3. Эти же закономерности, можно полагать, свойственны разновозрастным животным и растительным организмам, продуктам их литификации и слабого метаморфизма, разновозрастным нефтям и углям.

4. В нефтях и углях повышенные содержания золота, как и платиноидов, следует ожидать в первую очередь среди кайнозойских отложений. И причина этого кроется не только и не столько в наименьшей степени их метаморфизма, а в изначально наиболее высоком содержании этих элементов.

Целесообразна постановка специальных геохимических и технологических исследований по этому важному направлению, прежде всего по определению концентраций золота, серебра и элементов платиновой группы во фракциях нефтепереработки и продуктах сжигания угля различной степени подвижности, включая газовые эманы, смолы, асфальтены и золу. При этом следует учитывать повышенную способность золота и платиноидов создавать металлоорганические соединения, высокоподвижные при сгорании и обжиге содержащих их образований.

## Глава 12. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*С каждым годом при поисках и разведках будет требоваться все большая острота геологической мысли, все большая предприимчивость...*

Академик В.И. Смирнов, 1954 г.

*Нет ни одной другой области творческой деятельности человека, где была бы та близость между теорией и практикой, которая непрерывно имеет место в геологии.*

Академик А.П. Виноградов, 1969 г.

**В** общеизвестном смысле под прогнозированием понимается предсказание события или результатов какого-либо действия. В геологической литературе сущность прогнозирования заключается в возможности открытия месторождения или группы месторождений по ограниченному количеству данных. Приходится применять совокупность различных методов и подходов.

Как следует из вышеизложенного, золото в силу своих уникальных химических свойств способно образовывать повышенные концентрации в различных геохимических средах и в различных геологических ситуациях. Оно может находиться в тесной ассоциации как с кислыми, средними, так и основными и ультраосновными породами, метаморфизованными и не метаморфизованными; обладает одновременно атмофильными, сидерофильными, халькофильными и

литофильными свойствами; кристаллизуется как при низких, так и при средних и высоких температурах. Может быть инертным или высокоподвижным. В связи с этим диапазон условий формирования промышленных месторождений золота весьма широк. Они разнообразны по генезису. Прогнозирование и оценку месторождений золота можно производить, очевидно, только при учете всей совокупности факторов, определяющих его концентрацию. Это, как уже неоднократно подчеркивалось, “всюдный” элемент. Применительно к золоту, по существу, нет “главных” и “второстепенных” факторов. Каждый из них в отдельности необходим, но недостаточен для формирования оруденения. Только сочетание благоприятной геологической среды и геологических процессов приводит к возникновению золоторудных месторождений.

Следует также учитывать, что месторождения полезных ископаемых вообще, а золота особенно — это редко встречающиеся аномальные для обычных природных условий явления, своего рода “геологические уроды”, полезные для человеческого общества. Поиски их, особенно золота, — дело весьма сложное и трудное. Как на этапе общих поисков, так и при оценке месторождений положительные результаты могут быть достигнуты лишь в том случае, когда используется совокупность факторов, определяющих локализацию оруденения, в том числе региональные и локальные. Необходимо также учитывать этапы и стадийность работ.

### *Принципы прогнозирования*

Прогнозирование золоторудных районов, полей и месторождений целесообразно проводить, исходя из соблюдения следующих основных требований.

1. Учет и анализ факторов, определяющих возможность наличия месторождений золота, должен производиться в соответствии с этапами работ на ранговой основе, т. е. последовательно, путем использования вначале региональных факторов, затем локальных, что в принципе общеизвестно, но не всегда учитывается и выполняется. Характерно это, например, при анализе собственно метаморфических факторов. Они успешно могут использоваться при региональном и в ряде случаев при среднемасштабном прогнозировании, однако весьма редко “работают” при локальном прогнозе.

Аналогичным образом ранее рассмотренные глубинные зоны повышенной проницаемости весьма информативны, и отображение их на геологических картах целесообразно при региональном и среднemasштабном прогнозировании. Вместе с тем при локальном прогнозировании отображение таких структур на картах прогнозов теряет смысл, поскольку в большинстве случаев ширина их в плане превышает размеры оцениваемых участков.

2. Локальному прогнозированию должен предшествовать углубленный металлотехнический анализ региона и входящей в него рассматриваемой площади с целью выявления их общих потенциально возможных перспектив, в том числе на основе определения ранговости (значимости) золотоносного региона и конкретной площади (района), и исходя отсюда — так из ранговости регионально проявленных глубинных зон повышенной проницаемости, определяющих положение золотоносных провинций, районов, узлов и поясов. Необходимо выделить и общее изучение золотоносного пояса, в который входит конкретный рассматриваемый район или площадь, изучение его общей ориентировки, установление “шага” в размещении рудных районов или узлов.

3. Прогнозирование месторождений должно проводиться по генетическому принципу, т. е. в основу должно быть положено выделение возможных генетических типов месторождений и классификация известных по генетическим признакам, поскольку генезис оруденения определяет закономерности его размещения и возможные перспективы. В пределах генетических типов месторождений целесообразно выделение минеральных типов — золоторудных формаций (золото-сульфидной, золото-кварцевой, кварцево-сульфидной, золото-серебряной, золото-платиновой и др.).

В пределах формаций целесообразно дополнительное более детальное подразделение исходя из формы рудных тел и характера распределения минерализации, с выделением формаций: 1) прожилково-вкрапленной золото-сульфидной и кварцево-сульфидной формаций, 2) жильно-прожилковой (штокверковой) — золото-кварцевой и кварцево-сульфидной, 3) жильной — золото-кварцевой и кварцево-сульфидной.

Целесообразно выделение рудно-формационных рядов, предлагаемых А.А. Бидоровым, прежде всего золото-серебряного формационного ряда месторождений, рассмотренных обстоятельно Н.А. Шило с соавторами на примере Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [ 6].

4. Прогнозирование должно производиться отдельно для различных геотектонических структур (блоков) земной коры:

- 1) древних платформ,
- 2) подвижных геосинклинально-складчатых поясов,
- 3) зон спрединга,
- 4) областей ТМА и вулканических поясов с учетом слагающих их структурно-вещественных комплексов (СВК).

Каждая из названных геоструктур характеризуется специфическими особенностями оруденения и преимущественным развитием определенных генетических типов месторождений.

На платформах и срединных массивах золоторудная минерализация наиболее разнообразна по возрасту и генезису. При этом оруденение, развитое в кристаллическом основании и в осадочном чехле, обычно не одинаково. В первом случае оно преимущественно древнее, контролируется в основном гранито-зеленокаменными поясами и имеет осадочно-гидротермальное, метаморфогенно-гидротермальное генезис, полигенное, реже — вулканогенно-плутоногенное. Во втором случае — преимущественно осадочно-гидротермальное, вулканогенно-плутоногенное и метаморфогенно-гидротермальное стратиформного типа.

Оруденение, развитое в геосинклинально-складчатых поясах и спрединговых зонах — преимущественно плутоногенно-гидротермальное, гидротермально-осадочное, метаморфогенно-гидротермальное, скарновое, метаморфогенно-плутоногенное.

В зонах тектоно-магматической активизации и вулканических поясах преимущественно проявлено вулканогенное и вулканогенно-плутоногенное оруденение.

В соответствии с этим различны типовые структуры, преобладающие условия локализации и выдержанность оруденения по вертикали.

В областях ТМА основную роль в формировании рудных тел играют глубинные крутопадающие разрывы, выступающие в роли подводящих каналов, и перекрывающие эти разрывы пологозалегающие зоны надвигов, зоны расщепления, покровы андезитов, толщи известняков, алевросланцев и субпластовые залежи магматических пород, выступающие в роли экранов. Оруденение преимущественно одноярусное, но может быть и многоярусным, в случае, если благоприятные горизонты пород сближены. Общая протяженность зго по вертикали (размах) небольшая или умеренная — до первых со-

тен метров. В связи с этим основное оруденение приурочено практически к одному вполне определенному неглубоко залегающему структурно-стратиграфическому уровню, выдержанному в региональном плане. Глубины формирования (от палеоповерхности) рудных тел небольшие — не более 1,5–2 км. В основном рудные тела субгоризонтальные и пологозалегающие, располагаются под экранами и в нижнем эндоконтакте рудовмещающих пачек, реже — крутопадающие секущие, в тех случаях, когда располагаются в подводящих разрывах [9, 25].

Более древнее “доактивизационное” оруденение в зонах ТМА может быть различным, многоярусным.

В пределах складчатых поясов оруденение имеет, как правило, многоярусный характер (до 2–3 и более продуктивных горизонтов), локализуется внутри или в нижнем эндо- и экзоконтакте рудо локализирующих пластов и пачек — среди углеродистых алевросланцев, алевролитов, пластовых тел основных эффузивов и туффов. Рудные тела пластово-секущие и секущие — в нижних структурных горизонтах, пластово-секущие и пластовые седловидного и стратиформного типов — в верхних. Общая протяженность (диапазон) оруденения по вертикали достигает 3–5 км.

В пределах вулканогенных поясов оруденение наиболее отчетливо приурочено к верхним СВК, формируется на небольших глубинах (до 0,5–1,5 км). Вертикальная протяженность отдельных рудных тел не превышает 500–600 м и находится в прямой зависимости от размаха палеорельефа.

В целом особенности оруденения каждой из названных геотектонических зон согласуются с Р-Т и палеогидрохимическими режимами этих зон. Области ТМА и вулканогены, характеризующиеся высокими градиентами Р и Т, максимальной приближенностью к поверхности высоких температур, неокисленных подземных хлоридных вод, неблагоприятных для золотоотложения, и малой мощностью вышележащей зоны ( $\text{HCO}_3^-$ ) вод, благоприятных для осаждения золота, содержат близповерхностное слабодифференцированное оруденение. Складчатые пояса (орогены), характеризующиеся низкими градиентами Р и Т, глубоким расположением областей высоких Т и зоны хлоридных вод и большой мощностью гидрокарбонатной зоны, содержат выдержанное на глубину дифференцированное оруденение.

5. Прогнозирование должно учитывать весьма важную роль в рудообразовании химического состава пород (в том числе осадочных),



слагающих как непосредственно рудовмещающий разрез, так и его основание. Для рудных полей и месторождений характерны СВК пород, обладающие повышенными кларковыми содержаниями золота, железа, серы и других сопутствующих элементов. Это различные разновидности основных и ультраосновных пород, особенно в виде "зеленых сланцев", углеродистые алевросланцы и метакремни. различные пиритонесные отложения, железистые кварциты, породы железисто-карбонатной и кремнисто-карбонатной формаций.

К настоящему времени, как было показано в гл. 3 наст. работы, накоплено достаточное количество данных, позволяющих прогнозировать кларковые содержания в различных породах, зная их формационный тип. Это дает возможность дифференцировать их (с учетом физико-механических свойств) по степени благоприятности для рудообразования. В соответствии с предложенной классификацией [69, 70] породы можно подразделять: на рудовмещающие, рудоносные, рудогенерирующие и рудообразующие. Однако при всей своей внешней привлекательности такая классификация трудно выполнима и поэтому не вполне удобна для практического пользования, прежде всего из-за гонятийной нечеткости границ между предлагаемыми формациями (например, между рудогенерирующей и рудообразующей) и большой гипотетичности их выделения. Применительно к золоту представляется целесообразным выделение двух основных типов вмещающих пород: рудоносные — рудогенерирующие (углеродистые, железистые кварциты, железисто-карбонатные и др.) и рудовмещающие — прочие, с низкими и умеренными кларковыми содержаниями золота.

6. При прогнозировании золоторудных месторождений необходимо учитывать, что процесс их формирования, как правило, длительный, золото неоднократно переотлагалось и регенерировалось.

Крупные промышленные концентрации (Сухой Лог, Мурунтау, Поркьюпайн, Келар и др.) — это обычно полигенно-полихронные образования, сформированные в участках неоднократной активизации и длительного развития конкретного участка земной коры; узлы сочленения и сопряжения различно ориентированных глубинных разрывов "скрытого" типа, мобильных начиная с этапа осадконакопления и кончая самыми поздними "пострудными" этапами.

7. При прогнозировании и оценке месторождений золота необходим учет и использование по возможности всех основных факто-

ров, определяющих процесс рудообразования и создания повышенных концентраций золота. Нередко благоприятные или весьма благоприятные по многим показателям конкретные площади оказываются нерудоносными в силу лишь одного-двух неблагоприятных факторов, часто весьма неброских и, казалось бы, несущественных. Особенно это заметно сказывается при прогнозировании на основе применения ЭВМ, в том числе с использованием многофакторных программ. Факторы эти весьма разнообразны и применительно к частным генетическим типам еще не вполне установленные. Рассмотрим главные из них и на их основе – требования к прогнозно-тематическим работам различного масштаба и различных этапов.

### *Тектонические факторы*

*Разрывные структуры.* В региональном плане золотоносные структуры (зеленокаменные трюги, геосинклинальные прогибы мио- и эвгеосинклинального типа, синклиории, узкие геосинклинали “шовного” типа, золотоносные вулканические пояса и вулканотектонические депрессии, зоны ТМА и др.) характеризуются двумя главными особенностями:

1) отчетливо контролируются глубинными разрывами и зонами повышенной трещиноватости (проницаемости) длительно активными, начиная с этапа осадконакопления;

2) представляют собой относительно опущенные по этим и сопряженным разрывам участки (сегменты) земной коры.

Применительно к зеленокаменным поясам, синклиориям и прочим золотоносным структурам рассматриваемые зоны разрывов конформны их общему простираанию (продольны), определяют их заложение и развитие, ориентировку полей диафоритов, пропицитов, различных предрудных и синрудных метасоматитов, ареалов повышенного распространения кварцевых жил и прожилков.

В пределах таких продольных зон повышенной проницаемости положение отдельных золотоносных узлов, рудных полей и месторождений, естественно, неравномерно и определяется в первую очередь местами пересечений их диагонально секущими, реже – поперечно секущими зонами разрывов.

Во всех случаях, как отмечалось, наиболее благоприятны узлы пересечений и сопряжений слабовыраженных “скрытых” зон разры-

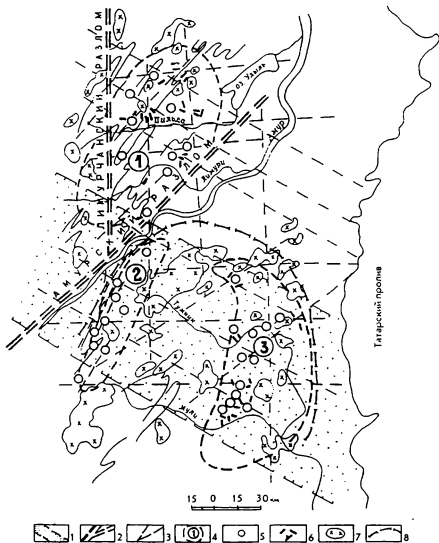


Рис. 61. Тектоническое положение Пильда-Лимурийского, Тумнинского и Уктурского золотоносных районов.

1 - главный золотоносный пояс, 2 - глубинные разломы, 3 - глубинные зоны повышенной проницаемости, 4 - золотоносные районы (цифры в кружках: 1 - Пильда-Лимурийский, 2 - Уктурский, 3 - Тумнинский), 5 - рудопроявления и месторождения золота, 6 - золотоносные россыпи, 7 - гранитоиды нижнеамурского комплекса, 8 - внешняя граница орогенного Северо-Сихотэ-Алинского сводового поднятия



Рис. 62. Роль глубинных зон повышенной проницаемости в размещении золотоносных россыпей, коренных рудопромыслов и месторождений золота в Никанском золотоносном районе. 1-3 - россыпи золота (1 - очень богатые, 2 - умеренно и высокопродуктивные, 3 - средней и низкой продуктивности), 4 - золоторудные месторождения (крупный кружок) и проявления, 5, 6 - глубинные зоны повышенной проницаемости (5 - продольные, согласные с простиранием основных складчатых структур, 6 - секущие)

зов и рассланцевания. Характерно преимущественное размещение рудных полей и месторождений в межблоковых, а не во внутриблоковых разрывах, что особенно хорошо выражено в областях ТМА.

Золотоносность конкретных территорий и площадей существенно зависит также от особенностей блоковой тектоники, особенностей строения и степени раздробленности их кристаллического фундамента. Высоко поднятые, глубокоэродированные блоки характеризуются повышенным метаморфизмом (вплоть до проявления ультраметаморфических гранитов), пониженной мощностью земной коры, общим повышенным гранитоидным магматизмом, особенно автохтонным, и обычно лишены золота, за исключением наложенного (вулканогенного или плутоногенного), связанного с процессами тектоно-магматической активизации. Типичный пример — восточная часть Буреинского срединного массива, среднее и верхнее течение Гилюя и др. Золотоносные блоки, наоборот, относительно опущены, имеют повышенную мощность земной коры. В зависимости от степени их опущенности различна интенсивность проявления различных типов оруденения: в наиболее опущенных блоках типа грабен-синклинорных и троговых развивается осадочно-вулканогенное, вулканогенное и последующее метаморфогенно-гидротермальное оруденение, в относительно поднятых — плутоногенное и (или) вулканогенно-плутоногенное.

Существенное значение для локализации оруденения имеют характер и тип сочленения блоков фундамента с перекрывающими рудовмещающими терригенными отложениями. Благоприятны стратиграфические несогласия и тектонические контакты. Рудо локализирующие среди них могут быть представлены надвигами, сбросами, взбросами и раздвигами. Наилучшие структурно-тектонические условия создаются в тех случаях, когда формирование тектонических контактов сопровождается развитием магматических пород. При этом концентрируется оруденение преимущественно в породах обрамления блоков, в зонах

прямых надвигов и сбросов и в зонах раздвигов, сопровождающихся вулканогенными прогибами. Благоприятны узлы сочленения нескольких разломов — ранее рассмотренные “входящие” и “выходящие” углы блоков. Значительно реже, но отмечается промышленное оруденение и во внутренних частях блоков, располагаясь вдоль скрытых секущих зон повышенной трещиноватости (рис. 61, 62).

Форма блоков фундамента и особенно степень вскрытости их имеют также важное значение. Вскрытые полигональные, максимально дискордатные по отношению к общей региональной складчатой структуре блоки чаще всего сопровождаются ореолом плутогенных и вулканогенных месторождений.

Важное рудолокализирующее значение имеют купольные и сводовые структуры: метаморфические для метаморфогенного оруденения, тектоно-магматические — для плутогенного, вулканотектонические — для вулканогенного и вулканоплутогенного. На примере Приохотья это показано на рис. 63.

*Пликативные структуры и сопряженные разрывы.* Для развития оруденения всех генетических типов благоприятны дислоцированные толщи, особенно крупные: сложно построенные складчатые структуры собственно синклинозного типа либо (реже) преобразованные в этап интенсивного сжатия и инверсии в антиклинории или в сложно построенные антиклинальные поднятия и горст-антиклинории.

В общем случае по мере перехода от крупных складчатых структур к более мелким устанавливается следующая смена рудоконцентрирующих складчатых форм: 1) крупные синклинозные и грабен-синклинозные прогибы; 2) дополнительные осложняющие прогибы; 3) в их пределах антиклинальные складки первого-второго порядка, прежде всего сложной сжатой формы, осложняющие эти прогибы; 4) в пределах антиклиналей первого-второго порядка — дополнительные более мелкие антиклинали высоких порядков; 5) в их пределах — ядерные части, своды, флексуобразные в плане и по падению изгибы осевых поверхностей, периклинальные погружения; 6) в периклинальных погружениях и флексуобразных изгибах — узлы сопряжения продольных зон расщепления с диагональными или поперечными зонами разрывов, преимущественно “скрытого” типа (рис. 64).

В свою очередь в пределах таких узлов сопряжений оруденение концентрируется преимущественно там, где не выдержаны элементы залегания осевых поверхностей складок и где в связи с этим созда-

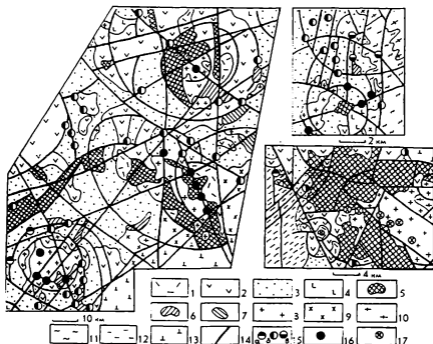


Рис. 63. Схема размещения магматизма и оруденения в вулканотектонических структурах. 1-4 - покровные образования: 1 - тунумский комплекс (игнибриты, игниспумиты липарито-дацитов, липариты), 2 - мотаринский комплекс (андезиты, андезитобазальты, андезитодациты, базальты, реже их туфы), 3 - магейский комплекс (туфы, игнибриты, игниспумиты дацитов, андезитодациты), 4 - немуйканский комплекс (андезиты, андезитобазальты, их туфы); 5-7 - субвулканические образования: 5 - тунумский комплекс (игниспумиты и игнибриты липарито-дацитов), 6 - мотаринский комплекс (андезиты, андезитобазальты, диоритовые порфириды), 7 - магейский комплекс (дациты, андезитодациты); 8-10 - гранитоиды: 8 - джугджурского комплекса, 9 - удского комплекса, 10 - позднестанового комплекса; 11, 12 - метаморфические образования: 11 - верхнеархейские, 12 - нижнеархейские; 13 - анортозиты; 14 - разрывные нарушения; 15 - проявления золото-серебряной формации (а - золотой, б - золото-серебряный, в - серебряный геохимические типы); 16 - проявления меднопорфировой формации; 17 - проявления молибденит-кварцевой формации

ются участки (полости) пониженного давления — в местах их кручения по осям, ориентированным параллельно либо диагонально к простиранию складок. Это области относительно пониженного давления, куда наиболее активно происходило нагнетание растворов и где лучше всего развивались процессы собирательной кристаллизации. При

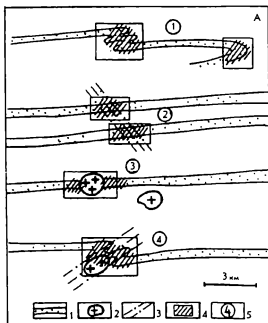


Рис. 64. Характер распределения золоторудной минерализации в пределах благоприятных "рудогенерирующих" литокомплексов.

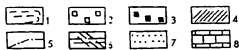
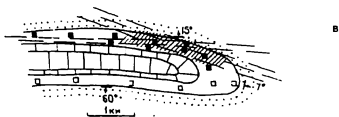
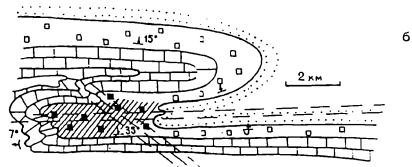
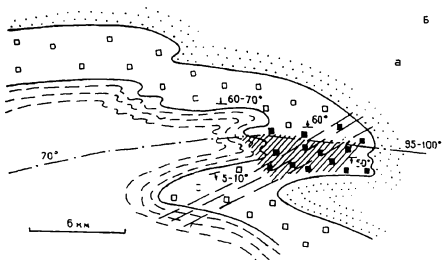
А - общая схема. 1 - благоприятные литокомплексы; 2 - интрузии гранитондов; 3 - синскладчатые разрывы; 4 - ареалы развития повышенной золоторудной минерализации; 5 - возможные частные случаи.

Б - характерные типы: а - Мурунтауский, б - Сухоложский, в - Хомолхинский. 1 - подстилающие алевролиты, песчаники; 2 - золотоносные пачки с рассеянной вкрапленностью слабозолотоносных сульфидов (преимущественно пирит); 3 - сульфиды с повышенным содержанием золота; 4 - повышенное прожилково-вкрапленное и(или) кварцевожильное оруденение; 5 - ось складки и ее простирание; 6 - зоны позднескладчатого расланцевания; 7 - песчаники (преимущественно); 8 - известняки

прочих равных условиях наиболее благоприятны ядра сильно сжатых антиклиналей, особенно близких к изоклиналим или изоклиналим, в несколько меньшей мере — ядерные части менее сжатых, прямых, асимметричных и флексуобразных складок. Обычно наиболее дислоцированные и расланцованные участки наиболее золотоносны.

При прочих равных условиях роль складчатых структур в размещении оруденения сильно зависит от генетического типа орудене-





ния. Решающее значение они имеют в размещении метаморфогенно-гидротермального оруденения, важное — для полигенного и плутоногенно-гидротермального и незначительное — для вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного. Роль разрывных структур, наоборот, имеет наиболее важное значение для вулканогенного оруденения, в том числе вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного и наименьшее — для метаморфогенно-гидротермального.

Вообще же надо признать, что вплоть до настоящего времени роль складчатых (пликативных) структур в формировании месторождений золота все еще недооценивается. По традиции основное внимание при геологическом изучении и картировании золоторудных полей и месторождений уделяется разрывным структурам, а складчатым — подчиненное, второстепенное. Помимо субъективных факторов это обусловлено и объективными причинами: большей трудностью выделения и картирования складчатых структур в сравнении с разрывными. Необходимо, очевидно, тщательному картированию пликтивных (как и разрывных) структур уделять большое внимание. Без их учета и использования, как показывает практика поисковых работ, геологоразведочные работы не могут быть успешными. Более того, успешная оценка рудных полей и конкретных месторождений становится вообще возможной лишь в том случае, когда она проводится на основе уже составленных кондиционных литолого-структурных карт, отражающих все особенности пликтивной и разрывной тектоники оцениваемой площади.

### *Магматические факторы*

Специально они уже рассматривались в гл. 6 наст. работы. Информативность и роль их существенно различны в зависимости от генезиса оруденения. В общем случае можно констатировать, что наличие магматических пород и процессов гранитизации, приводящих к их образованию, — благоприятно, но не обязательно для наличия промышленных золоторудных месторождений из-за многообразия их генезиса. В то же время регионы и районы, где магматические породы на современном эрозионном уровне встречаются или их наличие можно ожидать по геофизическим данным на небольшой глубине, значительно более перспективны по сравнению с теми, где таковые не установлены. Обусловлено это тем, что сами массивы магматических расплавов и процессы, приводящие к их образованию,

вызывают активное перераспределение золота во вмещающей их раме с созданием локальных новообразованных повышенных концентраций, т. е. выполняют рудообразующую роль.

Кроме того, как указывалось, магматические расплавы основного—ультрасосновного состава и гранитоиды, представляющие собой продукты их дифференциации и контаминации, в частных случаях могут быть и непосредственно источниками золота и сопутствующих рудообразующих элементов, т. е. являться рудогенерирующими. Поля даек и конкретные интрузивные массивы могут, кроме того, выступать в роли теплоносителей и проводников глубинных флюидов. В структурном и геохимическом отношении зоны контактов их с вмещающими породами благоприятны для развития рудолокализирующих разрывов и рудоотложения — как места наиболее редких градиентов физико-механических и геохимических параметров среды рудообразования.

Особенно предпочтительны участки, где размещены разнообразные по составу и возрасту резкоконтрастные магматические породы в виде пластовых, субпластовых и секущих даек или небольших штоков, подверженных метасоматическим изменениям березит-лиственитовой формации. Рудные жилы в таких случаях часто следуют вдоль контактов даек и штоков, накладываются на них с образованием штокверков и коротких частых жил и прожилков лестничного типа. При этом происходит наложение оруденения на штоки и дайки различного состава. Для развития оруденения штокверкового и лестничного типа золото-кварцевой формации наиболее благоприятны протяженные дайки гранитоидного состава, согласные и субсогласные с простираем вмещающих терригенных толщ. В условиях развития тектонических деформаций они выступают в роли локализаторов разрывов и как следствие — кварцевых жил и прожилков, благодаря своей повышенной хрупкости в сравнении с вмещающими породами, особенно в тех случаях, когда последние представлены преобладающими высокопластичными сланцами или алевролитами. Для развития жильно-прожилкового оруденения с повышенным содержанием сульфидов (пирита и халькопирита) благоприятны дайки и штоки основного состава, особенно те из них, которые содержат магматогенную или автосоматическую вкрапленность сульфидов (пирита, пирротина, халькопирита). Оруденение, развиваясь в эндо- и экзоконтактах таких тел, часто имеет повышенные содержания золота.

В региональном плане многие золоторудные районы и узлы располагаются по периферии и в экзоконтактах зон повышенного гранитоидного магматизма, прежде всего автохтонного батолитовой формации. По геофизическим данным отмечается нередко приуроченность повышенного оруденения к экзоконтактовым ореолам зон и узлов разуплотнения, фиксируемых на глубине 3-5 км и интерпретируемых как области гранитизации или тела гранитов. Характерно развитие оруденения по периферии гранито-гнейсовых куполов. Массивы интрузивных гранитоидов занимают менее определенное положение, они имеют значительное распространение либо отмечаются в виде редких отдельных небольших тел. Более предпочтителен второй случай, в первом, возможном при глубоком эрозионном срезе, месторождения отмечаются значительно реже или очень редко.

Магматические породы, с которыми тесно ассоциирует плутоногенно-гидротермальное и скарновое золотое оруденение, характеризуются следующими основными особенностями:

- формируются в геотектонических условиях, отвечающих преимущественно поздним орэгенным стадиям развития складчатых областей или этапам их тектоно-магматической активизации;
- имеют преимущественно гипабиссальный уровень становления (1-2,5 км);
- залегают в виде небольших массивов, штоков и даек при большой вертикальной протяженности магматической "колонны" (3-5 км и более по геофизическим данным);
- контролируются зонами глубокопроникающих ("мантийных") разломов;
- принадлежат в фациальном отношении к высококонтрастной габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитной формации, переходящей в зонах автономной активизации в граносиениты;
- часто развиты в виде дифференцированных серий даек предрудного, синрудного и послерудного этапов, изменяющихся по составу от габбро-диоритовых и диоритовых порфиритов до гранитпорфиритов;
- имеют повышенный кларк золота (3-8 мг/т);
- во флюидной фазе хлор преобладает над фтором (Cl:F 2+0);
- высока степень окисленности железа, высоко содержание щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 3-11\%$ ), обычно при существенном преобладании натрия над калием (Na:K 0,9+3,5) и повышенном содержании

магнетита. В геофизических полях такие гранитоиды характеризуются положительными магнитными и гравитационными аномалиями.

В развитии вулканогенного и вулканогенно-плутоногенного оруденения также устанавливается существенное, но менее четкое влияние магматических пород определенного состава. По химическому составу они отвечают обычно рассмотренному габбро-диорит-плагиогранитному высококонтрастному ряду, но со значительными отклонениями в сторону повышенного содержания калия. Золото-теллурическое оруденение при этом преимущественно развивается в ассоциации с трахибазальтовой и андезит-базальтовой формациями. золото-серебряное — с липарит-дацитовый, андезит-липаритовой и трахилипаритовой, а золотое — с андезитовой, андезит-дацитовый и трахиандезитовой.

Для вулканогенно-осадочного оруденения благоприятно наличие конседиментационных вулканитов аналогичного трахиандезит-дацит-липаритового ряда и соответствующих им туфогенно-осадочных образований, а также подводных вулканических аппаратов, взрывных, взрывно-туффовых конседиментационных взрывов.

Применительно к метаморфогенно-гидротермальным и гидротермально-осадочным месторождениям магматические критерии наименее выражены и информативны. Именно для них присутствие магматических пород не обязательно.

Вместе с тем для этих и всех других типов оруденения благоприятно наличие в рудовмещающих толщах конседиментационных вулканитов различного состава, прежде всего среднего, основного и особенно ультраосновного, а также вулканогенно-осадочных образований в виде туфов, туффов, взрывно-туффовых взрывов, сопутствующих эксгальтационных, гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических производных. Для докембрийских золотоносных зеленокаменных поясов особенно благоприятно наличие вулканитов толент-коматиитового состава. Обусловлено все это тем, что такие породы и связанные с их становлением метасоматические производные характеризуются повышенными, а нередко и высокими исходными содержаниями золота. Так, кларки золота в коматиитах обычно на уровне 9-10 мг/т, что в 2-3 раза превышает кларки обычных осадочных пород и кислых вулканитов. Еще более высокие концентрации золота в сопутствующих эксгальтационно-фумарольных и гидротермальных образованиях — до 10-15 г/т и выше.

Естественно, что последующие наложенные метаморфические и магматические процессы приводят к образованию метаморфогенных и(или) метаморфогенно-плутоногенных месторождений, преимущественно в таких СВК.

### *Метаморфические критерии*

Плутоногенное, вулканогенное и вулканогенно-плутоногенное оруденение не синхронизируется с регионально-метаморфическими преобразованиями вмещающих пород, накладывается на них и поэтому может быть встречено в породах любой степени метаморфизма. В то же время в связи с частой приуроченностью его к сводовым и купольным структурам, а также к эндоконтактам древних “жестких” массивов и блоков, сложенных древними метаморфическими породами, блоки умеренно и высокотемпературно метаморфизованных пород среди неметаморфизованных следует рассматривать как перспективные для поисков такого оруденения. На это указывают и особенности распределения золотоносных россыпей, возникающих за счет этих типов оруденения: избирательная приуроченность их к выходам метаморфизованных пород, заключенных среди неметаморфизованных, отчетливо проявляется во многих регионах.

Метаморфогенно-гидротермальное и вулканогенно-осадочное оруденение, не подверженное наложенным процессам метаморфизма, отмечается только в низкотемпературных зонах метаморфизма — цеолитовой, хлорит-серицитовой, биотит-хлоритовой и частично в самых низкотемпературных частях эпидот-амфиболитовой фации. В более высокотемпературных зонах синметаморфическое оруденение не образуется. Оно может развиваться лишь при наличии регрессивных диафторитов, проявляющихся вдоль глубинных зон повышенного расщепления. В пределах последних формируется “диафторитовая разновидность” метаморфогенно-гидротермального оруденения и нередко последующее плутоногенное.

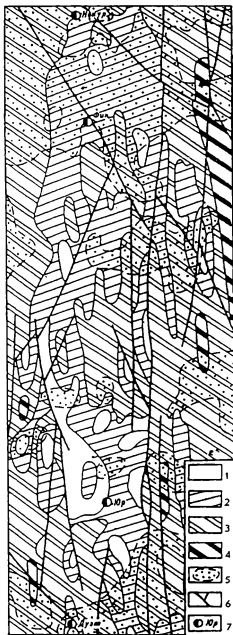
В пределах низкотемпературных фаций метаморфогенно-гидротермальное оруденение локализуется в основном в хлорит-серицитовой зоне, в меньшей мере — в хлорит-биотитовой и цеолитовой зонах. При детальном исследовании в этих зонах устанавливается дополнительная более дробная зональность в распределении оруденения. Характерный пример — Юрско-Бриндакитское рудное поле

Рис. 65. Зональность метagenетических преобразований пород ЮБП.

1 - метаалевропелиты с матовой поверхностью кливажа сланцеватости (зона I); 2 - метаалевропелиты с шелковистым блеском поверхности кливажа сланцеватости (зона II); 3 - метаалевропелиты с шелковистым блеском поверхностей кливажа сланцеватости, на которых ясно различимы редкие порфиробласты светлой слюды (зона III); 4 - метаалевропелиты с многочисленными выделениями порфиробласт светлой слюды на поверхности кливажа сланцеватости, имеющей шелковистый блеск (зона IV); 5 - поля ороговикованных (биотитизированных) пород; 6 - разрывные нарушения; 7 - рудные участки

(ЮБП) в Якутии (рис. 65) (по данным [35]).

Там, где эрозионный срез сравнительно глубокий и вскрываются метаморфические пояса и купола, оруденение преимущественно локализуется в их экзо- и эндоконтактных частях. При слабом эрозионном срезе в узлах сочленения скрытых глубинных разломов часто (но не всегда) отмечается приуроченность повышенного оруденения к предполагаемым выступам кровли нижележащих кристаллических сланцев и к экзоконтактным ореолам зон разуплотнения, фиксируемых геофизическими методами и интерпретируемых как узлы повышенного метаморфизма



и гранитизации. В связи с этим устанавливается зависимость интенсивности рудной и россыпной золотоносности от конфигурации и глубины залегания изогипс кровли кристаллических сланцев [22], меняющейся в зависимости от условий и режима метаморфизма. В древних верхнепротерозойских метаморфических поясах наиболее интенсивное метаморфогенно-гидротермальное оруденение золото-кварцевой формации располагается на удалении (по вертикали) 3-4,5 км от кровли кристаллических сланцев, прожилково-вкрапленное золото-кварц-сульфидное оруденение — на удалении 0,5-1,5 км, т. е. преимущественно ближе к кровле кристаллических сланцев. В связи с этим образуется метаморфическая зональность в размещении золота, меняется минеральный состав рудных тел. По мере усиления метаморфизма пород возрастают содержание пирротина в рудах, пробность золота, увеличивается отношение Au/Ag, изменяется целый ряд других показателей [22].

В высокометаморфизованных породах (в том числе в пределах зеленокаменных поясов и в областях развития гранулитового метаморфизма) золотое оруденение может быть двух возрастных видов и генетических групп:

1) дометаморфическое метаморфизованное, первично различного генезиса: осадочно-гидротермального, вулканогенного, плутоногенного, метаморфогенно-гидротермального и пр.;

2) постметаморфическое, не метаморфизованное — плутоногенно-гидротермального, вулканогенно-плутоногенного и вулканогенного генезиса.

### *Литофациальные и литостратиграфические критерии*

Повышенное золотое оруденение встречается среди терригенных толщ различного состава и фациальных условий. Но применимо это положение только к месторождениям плутоногенного и вулканогенного генезиса. Однако и для этих месторождений, как отмечалось, заметно сказывается влияние состава вмещающих пород: наиболее значительная концентрация золота устанавливается в рудных полях и вулканических структурах, в основании которых и(или) в верхнем рудовмещающем СВК отмечено наличие терригенных углеродсодержащих алевритов и сланцев или основных вулканитов, имеющих повышенные содержания золота. Существенно сказывается



влияние состава пород вмещающей рамы и на составе элементов-примесей. Присутствие олова (касситерита), например, обнаруживается в тех вулканогенных золотых и золото-серебряных месторождениях, где основание вулканических поясов сложено терригенными толщами.

В размещении оруденения вулканогенно-осадочного и метаморфогенно-гидротермального генезиса роль литофациальных особенностей пород значительно более существенна. Прежде всего это касается прожилково-вкрапленной золото-кварцевой и золото-кварц-сульфидной формаций. Оно избирательно локализуется в толщах и мощных пачках кремнисто-железистых, магнезиально-железистых и углеродсодержащих тонкозернистых пород, сложенных преимуще-

Таблица 20

*Химический состав различных разновидностей сланцев (вс. %),  
в различной мере золотоносных (средние данные, по [10], с доп. измерениями)*

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	60.54	58.10	60.22	57.84	67.11	60.01
TiO <sub>2</sub>	1.33	0.65	0.80	0.99	0.57	0.94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.01	15.40	16.45	17.35	14.11	17.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.05	4.02	2.50	1.59	1.57	3.55
FeO	3.47	2.45	3.96	5.34	3.11	3.13
MnO	0.10	-	0.09	0.14	0.15	0.08
MgO	2.34	2.44	2.30	2.22	1.75	2.35
CaO	1.77	3.11	1.06	0.90	0.11	1.64
Na <sub>2</sub> O	1.36	1.30	1.93	0.96	2.14	1.86
K <sub>2</sub> O	3.29	3.24	3.32	3.29	2.87	3.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.17	0.17	0.15	0.13	0.18
H <sub>2</sub> O*	3.81	5.00	2.76	3.67	2.47	4.07
C <sub>орг.</sub>	0.39	0.8	1.6	1.71	0.63	0.95
S <sub>своб.</sub>	0.10	(0.64)	1.3	1.72	0.43	0.18
CO <sub>2</sub>	1.70	2.63	1.62	2.66	0.63	0.81
Сумма	100.42	99.95	100.08	100.53	100.51	99.99
CaO/MgO	0.76	1.3	0.46	0.41	0.59	0.70
FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	0.6	1.60	3.36	2.12	0.90
Количество анализов	3470		573	310	263	698

**Примечание.** 1 - обычные серые и зеленовато-серые незолотоносные глинистые и хлорит-серицитовые сланцы; 2 - незолотоносный глинистый сланец, принято по Кларку (для сравнения); 3 - углеродистые, содержащие золотое оруденение, в том числе: 4 - прожилково-вкрапленное золото-сульфидное ± кварцевожильное; 5 - только кварцевожильное; 6 - темно-серые углеродсодержащие незолотоносные сланцы.

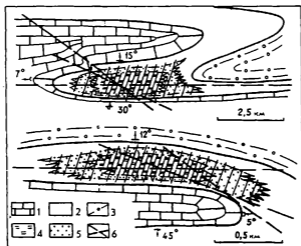


Рис. 66. Типичные примеры геологического строения золоторудных месторождений с повышенной золото-сульфидной минерализацией осадочно-гидротермального генезиса.

Верхний рисунок - месторождение Сухой Лог, нижний - Голец Высочайший. Показано схематично.

1 - известняки; 2 - алевролиты с прослоями песчаников; 3 - песчаники с прослоями сланцев; 4 - углеродистые алевросланцы сульфидоносные; 5 - более грубозернистые слабее сульфидизированные фаши алевросланцев; 6 - глубинные разрывы - конседиментационные, активизированные в складчатый этап деформаций

ственно тонкозернистыми: фациями с подчиненными прослоями песчаников и в ряде случаев известняков или вулканитов. Это осадки первично обогащенные золотом. В зависимости от их преобладающего фациального типа характер оруденения дополнительно существенно различен: 1) в тонкозернистых пелитовых разностях, характеризующихся исходным умеренно низким (50-63%, преимущественно 56-61%) содержанием  $\text{SiO}_2$  и повышенным содержанием сингенетических сульфидов (до 5-6% и более), формируется прожилково-вкрапленное сульфидное, кварцево-сульфидное и более позднее золото-кварцевое оруденение; 2) в известковисто-кремнистых разностях пород, залегающих среди углеродсодержащих алевролитов и сланцев, формируется тонкорассеянная стратиформного типа вкрапленность высокозолотоносного "игольчатого" арсенипирита в ассоциации с пирротином, блеклыми рудами, пиритом и дру-


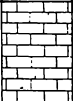


Мощность, м	Колонка	Краткая характеристика разреза
800-1600		<b>Аунантская свита.</b> Алевролиты, песчаники
200-900		<b>Имянская свита.</b> Светлые известняки, известковистые сланцы
200-350		<b>Хомолжинская свита.</b> Углеродистые алевросланцы (месторождение Сухой Лог), песчаники кварцитовидные, углеродистые алевросланцы (месторождение Голец Высочайший)
200-500		<b>Баракунская свита.</b> "Угlistые" известняки с маломощными прослоями глинистых сланцев
550-600		<b>Маринская свита.</b> Кварцитовидные углеродистые песчаники, сланцы.

Рис. 67. Литостратиграфическое положение золотосульфидного оруденения в Ленском золотоносном районе - избирательное развитие в углеродистых алевросланцах хомолжинской свиты. Обязательно наличие триады контрастных пород - кварцитовидные песчаники, углеродистые алевросланцы, известняки

гими сульфидами, т.е. более разнообразная по составу; 3) в алевролитах и алевро-сланцах, имеющих повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  (63-90%, преимущественно 85-75%) и низкие первичные содержания сингенетических сульфидов (десятые доли процента, до 1-3%), развито только жильное и жильно-прожилковое штокверкового типа оруденение золото-кварцевой формации. Золото-сульфидное оруденение практически не развито. Породы, несущие вкрапленное и прожилковое золото-сульфидное оруденение, отличаются, кроме того, более высоким содержанием  $\text{C}_{\text{орг}}$  (до 3-6%) и наличием магнезиально-

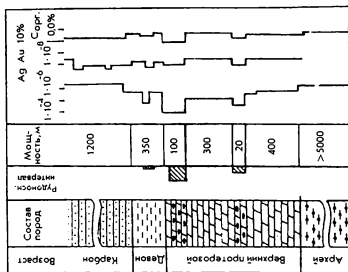


Рис. 68. Охотский срединный массив. Избирательная приуроченность мезозойского золото-серебряного оруденения к верхнепротерозойскому горизонту метакремней и доломитов с повышенными кларковыми содержаниями серебра и золота. Схематическая геологическая карта и стратиграфическая колонка района.

1 - рыхлые отложения верхнечетвертичного возраста; 2 - терригенные породы перми-триаса; 3 - терригенно-карбонатные породы девона; 4 - терригенно-карбонатные породы верхнего протерозоя; 5 - кристаллические сланцы архея; 6 - магматические породы позднего мела; 7 - горизонты доломитов с линзами и конкрециями кремней; 8 - тектонические нарушения; 9 - рудопроявления

железистых карбонатов (до 10-20%). Формирование их происходило в более глубоководных застойных условиях, характеризующихся значительным сероводородным заражением и восстановительной обстановкой (табл. 20).

Во всех случаях благоприятны породы, содержащие примесь  $C_{\text{орг}}$  в умеренных (1-6%) или незначительных количествах (десятые доли процента) и железа – в виде сингенетичных сульфидов магнезиально-железистых карбонатов, силикатов, магнетита и других железосодержащих минералов. Пласты и даже маломощные прослои углеродсодержащих сланцев, являясь хорошими осадителями золота и имея его повышенные кларковые содержания, часто обуславливают в местах пересечения кварцевыми жилами и прожилками различного генезиса наличие повышенных концентраций золота в виде рудных “столбов” и гнезд. Такие случаи многочисленны и характерны, в частности, для кварцезоженных месторождений Бендига и Балларат в Австралии, где неоднократно отмечались многими геологами. Поискам и специальному картированию углеродсодержащих сланцев, в том числе маломощных прослоев, следует, очевидно, уделять первостепенное внимание.

Среди пластов углеродсодержащих алевролитов и сланцев наибольшего внимания заслуживают участки локального увеличения их мощностей, сопровождающиеся увеличением роли тонкозернистых фаций. Именно к ним, обогащенным конседиментационными сульфидами и магнезиально-железистыми карбонатами, обычно и приурочивается основное прожилково-вкрапленное гидротермальное-осадочное золото-сульфидное оруденение, трансформируемое при последующих процессах в метаморфогенное кварцево-золото-сульфидное. На флангах месторождений одновременно с выклиниванием филлитов и алевросланцев и сменой их более грубозернистыми нессульфидоносными

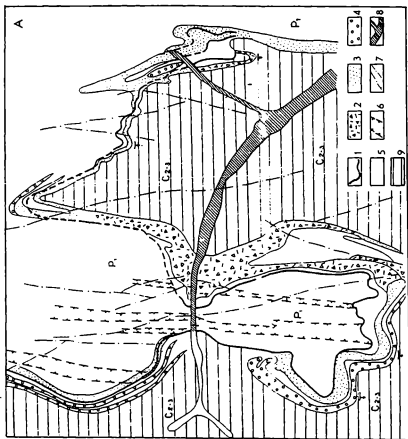
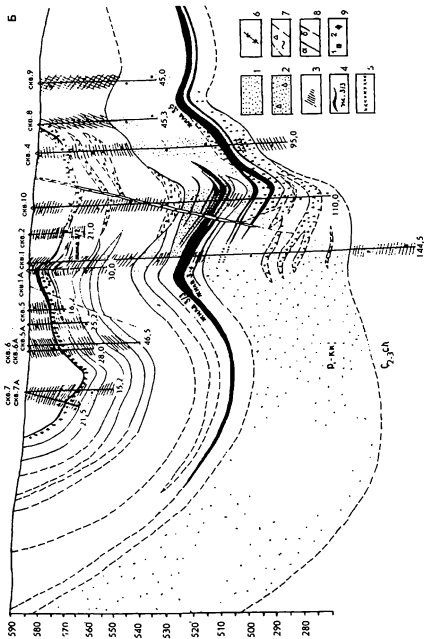


Рис. 69. Стратифицирующиеся золотоносные кварцевые жилы Дуэзского рудного поля (по В.А. Слезько).

А - схематизированная геологическая карта. 1 - золотоносные кварцевые жилы; 2-5 - куканская свита; 2 - сланцевые концентраты, 3 - песчаники с прослоями алевролитов, 4 - конгломераты, 5 - алевросланцы отложения экачанской свиты; 6 - рудные столбы ("лепты"); 7 - разрывы; 8 - золотоносные россыпи; 9 - каменные угольные отложения экачанской свиты (алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы).

Б - поперечный разрез. 1 - песчаники массивные; 2 - сланцевые конгломераты; 3 - алевролиты; 4 - кварцевые жилы и их помера; 5 - соляные зоны линзовидного окварцевания; 6 - кварцевые прожилки; 7 - зоны дробления; 8 - геологические границы (а - установленные, б - предполагаемые); 9 - акральность пиррита (1), арсенопирита (2)



фациями осадков происходит постепенное ослабление и исчезновение золотоносной минерализации (рис. 66).

Показательно для месторождений золота различного генезиса и различных регионов наличие благоприятных литостратиграфических уровней. При этом для различных регионов эти уровни могут быть разными либо одними и теми же. Так, для всего западного и южного складчатого обрамления Сибирской платформы весьма благоприятен для накопления терригенно-углеродистых и углеродисто-известковистых отложений с повышенным содержанием золота и сингенетичных сульфидов позднекембрийский уровень. Как следствие все основные месторождения этого очень обширного региона (Сухой Лог, Олимпиадинское, Советское и др.) сосредоточены именно в породах этого возрастного уровня, в том числе золото-сульфидной прожилково-вкрапленной и жильно-прожилковой золото-кварцевой формаций в алевросланцах (рис. 67) и золото-серебряной (рис. 68) – в карбонатных породах Охотского массива [33].

Аналогичный “бесаланский” позднекембрийский-нижнепалеозойский уровень характерен для Средней Азии. Он включает месторождения Мурунтау, Школьное, Даугыз и др. Для севера Хабаровского края, Якутии и Магаданской области отчетливо проявляется позднепермский-нижнекарбонный уровень, выражающийся в приуроченности основного количества высокозолотоносных кварцевых жил, в том числе строго стратиформных и секущих, к углеродистым алевросланцам и песчаникам этого возрастного уровня, содержащим сингенетичный пирит ± арсенопирит и другие сульфиды. Это известные месторождения Юр. Бриндакит, Дуэт и др. (рис. 69).

Наряду с благоприятным составом (исходным повышенным содержанием золота и сульфидов) положительное влияние на локализацию оруденения оказывают в таких случаях и резкие различия физико-механических свойств пород. Пласты и пачки высокопластичных и плохо проницаемых сланцев выступают в роли “экранов”, благоприятных для рудоотложения. Поэтому контакты мощных толщ песчаников и перекрывающих сланцев, алевролитов и перекрывающих сланцев, песчаников и перекрывающих известняков, черносланцевых терригенных толщ и пластовых тел основных магматических пород оказываются во многих случаях содержащими золотое оруденение и заслуживают детального картирования и опробования. Особенно это благоприятно, когда такие разнородные породы фиксируют собой стратиграфические несогласия и перерывы в осадконакоп-



лении. Показательный пример — золото-сульфидное вулканогенно-плутоногенное и гидротермально-осадочное оруденение лебединско-куранахского типа юга Якутии. Оно избирательно приурочено к контакту кембрийских известняков (заходя в них) и перекрывающих юрских терригенных отложений. На тех площадях, где этот контакт эродирован, оруденение отсутствует.

Заслуживают особого изучения и олоисквания на золото древние стратифицирующиеся коры выветривания, в том числе катагенезированные и метаморфизованные. Они могут содержать различные по генезису промышленные концентрации золота, в различной мере регенерированные.

### *Гидротермально-метасоматические критерии*

Метасоматиты, сопровождающие образование метаморфогенно-гидротермального и плутоногенно-гидротермального золотого оруденения, относятся в зависимости от уровня эрозионного среза к гипо- или мезоабиссальным фациям березит-лиственитовой и аргиллизит-пропилитовой формаций собственно березит-лиственитовой (в магматических породах) или апосланцевой и апопесчаниковой фаций (в сланцах, песчаниках). Для наиболее глубоких гипабиссальных фаций (3,5 км и более) типоморфно слабопроявленное окварцевание на фоне повышенной сульфидизации (с присутствием пирротина), незначительного выноса щелочей и слабого развития магнезиально-железистых карбонатов. Для умеренных и средних горизонтов (3,5-2 км) типоморфна пиритизация и арсенопиритизация, развивающиеся в условиях значительного выноса  $\text{SiO}_2$ , интенсивного развития магнезиально-железистых карбонатов анкерит-сидеритового ряда, серицитизации и привноса калия.

Суть всех этих метасоматитов сводится к полному разложению темноцветных фемических железо-магнийсодержащих минералов, имеющих повышенный кларк золота (амфиболов, пироксенов, хлорита, хлоритоидов, пирротина, магнетита и др.), и замещению их серицитом, кварцем, карбонатами — с более низкими кларками золота.

При наличии в исходных породах (магматических или осадочных) в существенных количествах плагиоклазов развивается альбитизация с образованием альбитовых, кварцево-альбитовых и альбито-кварцевых тонких линзовидных обособлений, прожилков и жил,

содержащих нередко сульфиды (пирит, арсенопирит) с тонкодисперсным золотом. Важная особенность таких альбитсодержащих метасоматитов — более ранняя кристаллизация основной массы альбита по отношению к кварцу. Последний обычно слагает центральные части кварцево-альбитовых прожилков и жил или самостоятельные альбито-кварцевые и кварцевые прожилки.

Благодаря этому характерно симметрично-зональное строение прожилков и жил. Общее содержание альбита в жилах и прожилках и в альбитовых метасоматитах находится в прямой зависимости от исходного содержания плагиоклазов в метасоматируемых породах. Основная масса золота в альбитовых метасоматитах, как и вообще в золотоносных метасоматитах, тесно ассоциирует с кварцем, завершающим процесс метасоматогенеза. Это золото, в отличие от “раннего”, свободное, россыпеобразующее. Поэтому интенсивность развития кварца (в виде жил, прожилков) при прочих равных условиях и определяет интенсивность золотоносности. Собственно “альбититы” (без кварцевой минерализации) — не золотоносны или слабозолотоносны, так же как “анкерититы”, “сидерититы”, плагиооклазиты, адулярититы, серицитолиты и прочие образования.

Для углеродсодержащих толщ дополнительно характерны процессы антраксолитизации, графитизации и переотложения  $C_{орг}$ .

Для самых верхних горизонтов минерализованных зон характерен еще более активный привнос калия, продолжается вынос  $SiO_2$ , появляется адуляр, характерно повышенное развитие кальцита и существенное развитие среди терригенных углеродистых толщ новообразованного гидротермального антраксолита в виде прожилков (в ассоциации с кальцитом и кварцем) и рассеянной вкрапленности. В составе магнезиально-железистых и магнезиально-кальциевых новообразованных карбонатов и рудных тел возрастает величина отношения  $Ca$  к  $Mg$ . Начинает проявляться близповерхностное окварцевание. Гидротермальное органическое вещество образует наиболее мощные ореолы в самой верхней части рудных тел. В связи с этим его повышенное развитие можно использовать как показатель значительного оруденения на глубине. Во всех случаях интенсивность золотоносности находится в прямой зависимости от мощности и интенсивности окалорудных метасоматитов и исходного содержания золота в измененных породах.

Характер контрастности метасоматической зональности также можно использовать при определении глубины и потенциальных

возможностей оруденения: высококонтрастная зональность типоморфна для верхних уровней, слабоконтрастная — для нижних и нормально контрастная — для средних.

Применительно к плутоногенно-вулканогенному и особенно вулканогенному оруденению информативность метасоматитов, сопровождающих оруденение, еще более значительна и позволяет судить о глубине эрозионного среза и формационно-геохимическом типе оруденения [25]. Благоприятно наличие пропилитов, имеющих зоны окварцевания (окремнение), адуляр-серицитовых, адуляр-кварцевых метасоматитов. Сверху вниз и по латерали в направлении от флангов к центру зон устанавливается обычно следующая последовательность метасоматитов, детально изученная В. А. Гуменюком: 1) алунитовые кварциты, 2) каолинитовые кварциты, 3) кварцевые гидрослюдиты, 4) кварцевые серицитолиты, 5) кварцевые адуляриты, 6) хлорит-карбонатные пропилиты, 7) хлорит-эпидотовые пропилиты. Соответственно жильные образования располагаются в следующей последовательности: метасоматические кварцевые жилы (уровни 3-4, реже 2), кварцевые жилы метаколлоидного кварца, содержащие адуляр (уровни 4-6), кварц-карбонатные жилы полнокристаллического кварца (уровень 7), кварцевые жилы с альбитом, эпидотом (уровень 8). Рудная нагрузка уровней 3-5 (редко 2) — золото-серебряная, 6-8 — золото-полиметаллическая. На уровне 1 и обычно 2 размещается надрудный ореол золота и непромышленная минерализация Hg и Sb.

В целом эта зональность согласуется с гидрохимической зональностью подземных вод континентов. Зона окисленных гидрокарбонатных ( $\text{HCO}_3^-$ ) вод (уровень 3-5, редко 2) — локализатор (осадитель) золота [51, 50].

Минеральный состав золоторудных месторождений может изменяться, как уже отмечалось, в широких пределах. Постоянно золотоносные ассоциации отсутствуют. Даже в пределах одного и того же месторождения и рудного тела участки, имеющие один и тот же минеральный состав, могут иметь существенно различные содержания золота: от практически полного отсутствия до нескольких сотен граммов на тонну, что обусловлено его более поздней кристаллизацией. Особенно характерно это для малосульфидной кварцевожильной формации метаморфогенно-гидротермального генезиса. Однако тем не менее устанавливаются на основании многочисленных эмпирических наблюдений и определенные закономерности, не всегда, правда, проявляющиеся и строго выдерживающиеся.

Золото ассоциирует с наиболее поздними генерациями сульфидов — прежде всего с галенитом, блеклыми рудами, сфалеритом и поздними генерациями пирита, халькопирита и арсенопирита. Поэтому наличие этих генераций сульфидов, особенно в существенных количествах, — благоприятный показатель. Характерные особенности их — расположение преимущественно по внутрирудным трещинам и микротрещинам в кварце и в более ранних сульфидах, цепочковидная и прерывистая форма выделений, мелкозернистое строение, тесное взаимное срастание сульфидов разного состава, частая приуроченность к включениям вмещающих пород и к зальбандам жил. Кристаллизация этих сульфидов происходит при умеренно низких температурах (300–180°C), благоприятных для массового их выпадения и для золота.

Морфологические особенности сульфидов также выступают во многих случаях показателем золотоносности. Мелкокристаллический галенит в сравнении с крупнокристаллическим более благоприятен. Аналогичным образом мелкокристаллический пирит чаще (но не всегда) более золотоносен, чем крупнокристаллический, особенно если последний представлен одиночными или равномерно рассеянными крупными кубическими кристаллами. Сложной формы кристаллы пирита (пентагон-додекаэдры, кубооктаэдры, кубы с искаженными выпуклыми и искривленными гранями роста, кубические кристаллы со слабопроявленными гранями пентагон-додекаэдра и пр.) преимущественно более золотоносны в сравнении с простыми кубическими формами. Соответственно крупные хорошо ограненные “правильные” кристаллы арсенопирита менее золотоносны, чем мелкие тонкие, особенно “игольчатые”. Наличие последних в минерализованных углеродистых сланцах, известняках, доломитах и известковистых метакремнях — один из наиболее благоприятных показателей.

Благоприятно, кроме того, наличие в жилах, кварцевых и сульфидных прожилках фтор-апатита, магнезиально-железистых карбонатов (анкерита, пистомезита, сидерита и др.), адуляра, шеелита, антраксолита, темноокрашенного за счет тонкой вкрапленности сульфидов кварца.

Во многих случаях, но не всегда, структурно-текстурные особенности и цвет жильного кварца могут служить информативным показателем степени его золотоносности. Прежде всего это характерно для жильного кварца плутоногенно-гидротермального и вулканогенно-генезиса. Дымчатый высокотемпературный кварц не золотоносен.

Золотоносные разности его преимущественно серого, темно-серого и молочно-белого цвета с характерным перламутровым оттенком и раковистым изломом, мелко-, средне- и тонкозернистые. Во всех случаях благоприятны полосчато-зональные, пятнисто-зональные, брекчиевые, брекчиевидные, катакластические, колломорфные и колломорфно-полосчатые, метаколлоидные текстуры с признаками внутриминерализационных и(или) наложенных деформаций, грануляции и перекристаллизации. Благоприятны реликто-полосчатые метаколлоидные текстуры жильного кварца с признаками нагнетания геля кремнезема в жилловмещающие разрывы.

### *Геохимические критерии*

Возможности и информативность геохимических методов в первую очередь определяются содержанием и составом сульфидов, сопутствующих золоту, и в меньшей мере содержанием самого золота. Поскольку в подавляющем большинстве случаев количество сульфидов незначительное, возможности геохимических методов поисков и оценки месторождений золота по сопутствующим компонентам ограничены. Наиболее информативны, естественно, данные по содержанию самого золота в первичных и вторичных ореолах и непосредственно в оцениваемых геологических телах. Но в связи с низким общим кларком золота во вмещающих породах и в сопутствующих эндогенных ореолах и в самих рудах прямые методы поисков золота затруднительны, за исключением вторичных (экзогенных) ореолов, в которых концентрация золота резко возрастает и в связи с этим легко фиксируется.

Наиболее ограничены возможности геохимических методов при поисках и прогнозировании месторождений малосульфидной золото-кварцевой формации различного генезиса. Благоприятные показатели применительно к этим месторождениям — наличие прежде всего ореолов мышьяка (даже слабовыраженных, неконтрастных), в меньшей мере — свинца, серебра, меди, цинка, вольфрама, сурьмы, ртути, фтора и фосфора. Контрастность ореолов этих элементов, в первую очередь Ag, Pb, Sb, Hg, возрастает по мере уменьшения глубины эрозионного среза и повышения золотоносности.

В золотоносных зонах золото-сульфидной и кварцево-сульфидной формаций осадочно-гидротермального, метаморфогенного и вул-

каногенного генезиса содержание сульфидов (пирита, арсенопирита) значительно более высокое — до 5-8% и выше. Поэтому геохимические методы при их оценке более эффективны (рис. 70). Однако сульфиды мезотермальной полиметаллической ассоциации (галенит, халькопирит и др.), с которыми наиболее тесно ассоциирует золото, присутствуют, как правило, в ничтожных или незначительных количествах. Некоторое увеличение их наблюдается в верхнерудных срезах, а также при дополнительном наложении плутогенной (постмагматической) минерализации, связанной со штоками или дайками основного состава или гранитоидами габбро-диорит-плагиогранитного или монцопитоидного ряда. В связи с этим использование геохимических критериев применительно и к этим видам золотого оруденения, хотя и значительно более эффективно по сравнению со всеми другими типами оруденения, но также имеет свои трудности.

Прежде всего большое влияние оказывает состав вмещающих пород. Так, независимо от степени золотоносности минерализованные зоны, развитые среди известковистых отложений, содержат обычно повышенные количества Pb, Zn, Ba, Ag, Sr; развитые среди кремнисто-углеродистых формаций — Ag, As, Sb, W, часто Mo, P, Ti; в черносланцевых алевро-филлитах — S, Ag, Mg, Ca, As, Fe, Ti, W, Mn, K, Al.

Обобщенный ряд вертикальной зональности соответствует намеченному Л.Н. Овчиниковым и С.В. Григорьяном для сульфидных месторождений и относится к прямому фациальному типу. Специфика золотого оруденения заключается в низких содержаниях металлов и в слабой контрастности ореолов, а также в значительно большем размахе оруденения, достигающем по падению рудных зон 3-5 км. Для минерализованных зон гидротермально-осадочного и метаморфогенно-гидротермального генезиса, развитых в углеродистых толщах, намечается следующая обобщенная вертикальная зональность, характерная во многом для других золоторудных формаций.

На рудный срез. В незначительно повышенных количествах (Кк — 1,1-10, редко более — для Au и Ag — до 50-100) отмечаются V, Li, F, As, Sb, Ag, Hg, Au, Ca, Mg, Na, K, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O. Медь, Ni, Co, Fe, образуют очень слабо выраженные отрицательные ореолы (Кк — 0,9-0,5). Характерна линейно проявленная вдоль минерализованных зон апосланцевая и апопесчаниковая пропилитизация, переходящая в аргиллизацию или слабую березитизацию в ядерных частях. Отмечаются отдельные золотоносные прожилки и вкрапленники кварца, пирита,

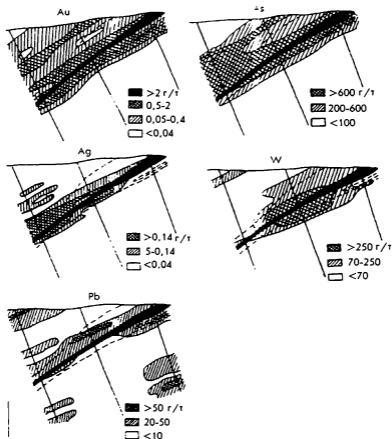


Рис. 70. Характер геохимической выраженности зоны золото-сульфидной вкрапленности в углеродистых сланцах. Типичный пример. Месторождение Маломир. Среднее Приамурье

арсенопирита, иногда антимонита, а также магнезиально-кальциевые и магнезиально-железистые карбонаты, адуляр-серицитовые новообразования.

Верхнерудный срез. В умеренных и повышенных концентрациях содержатся Au и Ag (Кк — 50-100, до 1000). В более низких (Кк — 1,5-10, редко более) — Pb, Sb, Zn, Cu, As, S, Bi, U, Th, K. Сидерофильные элементы (Fe, Ni, Co, Cu) и SiO<sub>2</sub> формируют слабые от-

рицательные ореолы;  $\text{CO}_2$ , Ca, Mg — слабые положительные. В жилах и прожилках иногда отмечается адуляр, аргентит, характерны галенит, блеклые руды. Коэффициенты  $\text{Ag}/\text{Au}$ ,  $\text{Sb-As-Pb}/\text{Cu-Co}$ ,  $\text{Ni}/\text{Co}$  значительно больше единицы. Сопровождающие оруденение углекисло-кальциевые и кремниевые метасоматиты умеренно развиты.

**Среднерудный срез.** В отличие от верхнерудного более низкое содержание Ag. Коэффициент  $\text{Ag}/\text{Au}$  меньше или близок к единице,  $\text{Ni}/\text{Co} > 1$ . Резко уменьшается содержание Sb (исчезают блеклые руды), в меньшей мере Pb, Zn; характерен W, иногда E. Возрастает содержание Fe, Cu, Co, Ni. Сопровождающие оруденение углекисло-кальциевые метасоматиты (березиты преимущественно апосланцевые) интенсивно проявлены. Характерно повышенное развитие магнезиально-железистых карбонатов в жилах и в боковых породах совместно с сульфидами. Последние в резко подавляющей массе представлены пиритом или арсенопиритом.

**Нижнерудный срез.** Еще более уменьшается содержание Pb и Ag, коэффициент  $\text{Ag}/\text{Au} < 1$ ,  $\text{Ni}/\text{Co} < 1$ . Остается на одном уровне или возрастает содержание W, Ni, Co, Fe, Cu. Появляется в ряде случаев Mo. Сульфиды в резко подавляющей массе представлены пиритом, пиритом в ассоциации с арсенопиритом или пиритом с пирротинном. Галенит и сфалерит крайне редки. Последний представлен темной высокожелезистой разностью. Калий дает очень слабо выраженные отрицательные ореолы или сохраняется на одном уровне по сравнению с исходными породами. Метасоматиты типа глубинных (фаций апосланцевых и апопесчаниковых березитов и лиственитов слабо проявлены. Развитые в них магнезиально-железистые карбонаты представлены высокожелезистыми разностями.

**Подрудный срез.** Характеризуется общим низким содержанием Au и особенно Ag. Коэффициенты  $\text{Ag}/\text{Au}$ ,  $\text{Ni}/\text{Co}$ ,  $\text{Sb-As-Nb}/\text{Cu-Co}$  меньше единицы.

Слабо проявлено окварцевание, обуславливающее наличие слабых положительных ореолов  $\text{SiO}_2$  и отрицательных — калия.

В тех случаях, когда на метаморфогенно-гидротермальное оруденение накладывается плутоногенное (постдайковое или дотгранитное), формируется сложная, часто обратная фациальная зональность, типоморфная, как показали выполненные нами сопоставления, для собственно плутоногенно-гидротермальных месторождений золота.

Обобщенный ряд элементов, построенный по мере уменьшения их корреляционных связей с Au, имеет для этого типа месторожде-



ний следующий вид: Ag, As, Pb, S, Sb, Fe, W, Zn, Cu, Bi, Ni, Co. В каждом конкретном случае могут происходить существенные трансформации в зависимости от изменения условий минералообразования и исходного состава вмещающих пород.

Обобщенный геохимический ряд вертикальной зональности для вулканогенно-гидротермальных крутопадающих рудных тел (сверху вниз) имеет следующий вид [25]: Hg—Ag—Pb—Zn—Sb—Au—Co (Ni)—Cu—Bi—Sn—Mo. Поперечная зональность для пологозалегающих рудных тел от всياчего к лежащему боку залежи: Hg—Ag—Au—Sb—Zn—Pb—Cu—W—Mo—Sn—Bi. В качестве геохимического критерия степени эродированности рудных тел целесообразно использование мультипликативного показателя зональности  $\Pi_3$ :

$$\Pi_3 = \frac{\text{Ag} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot (\text{Sb}, \text{As})}{\text{Sn} \cdot \text{Bi} \cdot \text{Mo} \cdot (\text{W}, \text{Cu})}$$

Значения его при переходе от всячего бока рудных тел к лежащему и от верхнерудных срезом к подрудным уменьшается в 1000 раз и более.

Целесообразен и весьма эффективен при поисках оруденения анализ монофракций сульфидов. По ним рудоносные зоны четко отличаются от нерудоносных, а внешние слабозолотоносные ореолы — от внутренних продуктивных. Так, в Австралии на месторождении Балларат содержание золота в пирите в среднем 180 г/т, на месторождении Матинг — 300 г/т, в Мали на месторождении Калана — от 0,5 до 140 г/т, на Сухом Логге — в среднем 25 г/т. Для пирита рудоносных участков помимо золота характерны повышенные содержания меди, серебра и особенно мышьяка; повышено отношение Ni/Co > 1. Значения коэффициента Ni/Co < 1 свойственны незолотоносному пириту и отмечаются в тех случаях: 1) когда минерализованные рудоносные зоны глубоко эродированы, 2) когда они высокотемпературны и вообще не золотеносны.

Золотометрический анализ монофракций сульфидов (преимущественно арсенопирита и пирита) особенно эффективен на этапе поисковых работ при разбурковке зон сульфидизации и кварцевых жил. Информативна величина отношения Ni/Co в сульфидах. Так, в Ленском золотоносном районе в пирите среди алевросланцев величина коэффициента Ni/Co изменяется (по усредненным данным) от 0,7 — в нижних корневых частях рудных зон до 1,5–2,6 — в верхних апикальных частях. В пирротине подобных зон отношение Ni/Co

изменяется от 7,2 до 9,7. При более высоких, как и при более низких, значениях этого коэффициента существенные концентрации золота не отмечены. Одновременно в карбонатах и в самих минерализованных зонах по мере уменьшения глубины эрозионного среза и приближения к рудоносным участкам увеличивается отношение  $\text{Ca/Mg}$  и коэффициент щелочности ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ), уменьшается суммарное содержание в зонах  $\text{SiO}_2$ , несмотря на общее возрастание в них мощности и количества кварцевых жил за счет усиления синжильного кислотного выщелачивания [22].

В связи с тем, что золотоносный пирит имеет повышенные содержания мышьяка, общее содержание мышьяка в золотоносных пиритизированных зонах также оказывается повышенным — сотые-десятые доли процента. Благодаря этому сульфидизированные золотоносные зоны фиксируются в первичных ореолах положительными аномалиями мышьяка, что с успехом может использоваться в начальный этап поисков. Следует лишь иметь в виду, что из-за низкого содержания в зонах пирита эти аномалии не контрастны, слабовыразительны.

Учитывать также необходимо то обстоятельство, что в пределах секущих и послонных минерализованных сульфидоносных зон золото тесно ассоциирует не со всеми генетическими разновидностями сульфидов. Наиболее распространенные разности в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах — осадочно-диагенетические и раннеметаморфические — слабозолотоносны. В них содержания золота обычно сотые-десятые доли грамма на тонну. Повышенной золотоносностью могут обладать осадочно-гидротермальные, вулканогенно-осадочные либо новообразованные разности: метаморфогенно-метасоматические, постмагматические, полигенные. Именно наличие этих сульфидов, интенсивность их распространения определяют в значительной мере общую золотоносность зон и пластов. Поэтому валовый анализ золотоносности сульфидов не всегда является достаточно надежным показателем, позволяющим оценивать закономерности распределения золота и общие перспективы зон сульфидизации. Необходимо различные генетические разновидности сульфидов опробовать отдельно, особенно на этапе поисков и начальных поисково-оценочных работ. И затем, исходя из удельной распространенности различных разновидностей, оценивать общую золотоносность.

### *Состав изотопов серы сульфидов*

Устанавливается латеральная и вертикальная зональность в распределении изотопного состава серы по мере перехода от золотоносных участков к незолотоносным, на что уже обращалось внимание многими. Кроме того, установлено [27, 29] и весьма существенное влияние состава пород, что, однако, как правило, не учитывается, хотя имеет большое значение при интерпретации аналитических данных.

Пириты месторождения золото-кварцевой, золото-сульфидной и золото-кварц-сульфидной формаций, развитые среди известковистых и кремнистых толщ, имеют более высокие, как правило, положительные значения  $\delta S^{34}$ , независимо от возраста оруденения и интенсивности золотоносности, по сравнению с пиритами, развитыми в иных разностях пород. Характерный пример — месторождение Хомстейк, США. Здесь золотоносные пириты, развитые в формациях Хомстейк (графитосодержащие хлорит-куммингтонитовые сланцы) и Пурмен (филлиты, аспидные сланцы), по данным Рая и Омюты, имеют относительно низкие значения  $\delta S^{34}$  — +3,+10‰. В то же время пириты из рудоперекрывающих кремнистых пород формации Эллисон значительно сильнее обогащены тяжелым изотопом. В них  $\delta S^{34}$  изменяется в пределах +4,+30‰.

В Саяно-Байкальской горной области пирит и пирротин кристаллических позднедокембрийских графитосодержащих известняков в сравнении со сланцевыми и песчано-сланцевыми углеродистыми породами этого же возраста обогащены тяжелым изотопом. В этом регионе на месторождении Сухой Лог с продуктивной прожилково-вкрапленной кварцево-пиритовой вкрапленностью в верхнепротерозойских породах верхнего сланцевого горизонта хомолхинской свиты в направлении с восточного фланга минерализованной зоны к западному происходит постепенное утяжеление изотопного состава серы пиритов от +6,4 до +10,5‰ (усредненные данные). В этом же направлении (по мере приближения к перекрывающим известковистым сланцам и известнякам имняхской свиты) повышается общая известковистость пород:

Применительно к рудовмещающим геосинклинальным толщам значение  $\delta S^{34}$  сульфатной серы в карбонатных породах составляет в среднем +8,2‰, а в глинистых — 5,9‰.

Изотопный состав серы пиритов золотоносных зон, развитых среди углеродсодержащих алевросланцев и филлитов, изменяется в

широких пределах — от  $-32,6$  до  $+30\%$ . Разброс ( $R$ ) в пределах отдельных месторождений весьма значительный и достигает  $15-60\%$ . Наибольшие различия характерны для древних (докембрийских) месторождений. По мере перехода от древних месторождений к молодым разброс в значениях  $\delta S^{34}$  проявляет тенденцию к уменьшению, но в целом остается значительным, прежде всего для месторождений раннего палеозоя и позднего мезозоя. На эти же эпохи приходится повышение активности вулканических процессов.

В соответствии с имеющимися общетеоретическими и экспериментальными разработками и фактическими данными по определению составов изотопов в областях современной вулканической деятельности все это свидетельствует в пользу полигенности источников серы при рудообразовании — одновременном участии как явно биогенной пиритной серы, обогащенной изотопом  $S^{32}$ , так и вулканогенной, имеющей состав, обогащенный изотопом  $S^{34}$  или близкий к стандартному (метеоритному).

Устанавливается горизонтальная поперечная зональность в распределении состава изотопов: по мере перехода от флангов рудных тел к их центральным частям происходит сначала постепенное утяжеление серы, т. е. обогащение изотопом  $S^{34}$ , а затем (в наиболее рудоносных участках) некоторое облегчение (рис. 71, 72). Одновременно уменьшается разброс значений  $\delta S^{34}$ , т. е. происходит гомогенизация серы. Это обстоятельство с успехом может использоваться в практике работ.

Обогащенные золотом участки, характеризующиеся некоторым понижением значений  $\delta S^{34}$ , приходятся на наиболее расчлененные интервалы минерализованных зон. Характерный пример — уже упоминавшееся месторождение Хомстейк. Здесь постоянно в пределах ослабленных зон с высокой концентрацией сульфидов и золота значения  $\delta S^{34}$  систематически понижаются до  $5,7\%$  при значении  $9,4\%$  за их пределами. Аналогичная закономерность отмечается и на других месторождениях, в том числе Сухой Лог. Можно полагать, что обусловлена она повышенной проницаемостью и как следствие повышенной фугитивностью кислорода в таких участках, приведшей к изменению восстановительных условий на более окислительные и к большему накоплению изотопа  $S^{32}$ . Аналогичная зональность наблюдается и в целом ряде типично колчеданных месторождений при переходе от флангов к центральным частям рудных зон, а во многих случаях (при прямой минералогической зональности) при переходе от

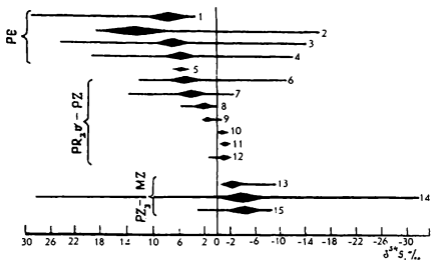


Рис. 71. Временная эволюция изотопного состава пиритов золоторудных месторождений, развитых в углеродистых алевросланцевых толщах (по работе [30], с уточнениями).

1 - месторождение Номстейк, США; 2 - Советское и др., Енисейский край, Россия; 3 - Сухой Лог; 4 - Голец Высочайший; 5 - Северное Прибайкалье, Нюрундакан; 6 - Восточные Карпаты; 7 - Мурунтау, Узбекистан; 8 - Восточные Саяны; 9 - Даугыз, Школьное, Узбекистан; 10 - Курун-Уряхская группа, Дальний Восток; 11 - Маломыр, Приамурье; 12 - Софийское рудное поле, Приамурье; 13 - Бакырчик, Казахстан; 14 - Бобриковское, Нагольный край, Украина; 15 - Юр. Дуэт, Бриндакит, Якутия

низких горизонтов оруденения к верхним и, видимо, является типоморфной вообще для гидротермального рудообразования, развивающегося в условиях "открытой" системы.

По мере перехода от древних месторождений, развитых в углеродистых толщах, к молодым в подобных толщах отчетливо устанавливается временная эволюция изменения состава изотопов серы пиритов — последовательное облегчение, т. е. уменьшение содержания изотопа  $\text{S}^{34}$ . Среднее значение  $\delta\text{S}^{34}$  в золотоносных зонах изменяется в интервале от  $+8 + 12\text{‰}$  — в докембрийских месторождениях до  $-4 + -4,5\text{‰}$  — в позднемезозойских. Это обстоятельство весьма существенно, и его можно использовать для определения возраста оруденения. Но, повторяем, необходимо учитывать состав пород. Сравнивать между собой следует объекты и участки, развитые в однотипных по исходному составу серы породах.



Рис. 72. Пространственная эволюция состава изотопов серы пирита вкосте простираения рудной зоны. Месторождение Сухой Лог (по работе [30], с уточнениями)

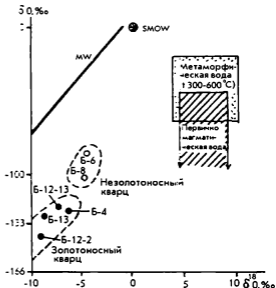
**Состав изотопов кислорода и водорода** газопо-жидких включений также может быть высокоинформативным при оценке золотоносности. Характерный пример – стратифицирующиеся кварцевые жилы Юрско-Бриндакитского рудного поля (ЮБП) Якутии (рис. 73, по работе [29]).

В этом районе рудные кварцы в сравнении с безрудными имеют существенно более низкие значения изотопного состава кислорода  $\delta^{18}\text{O}$  (соответственно  $-4,6\pm 4,8$  и  $-6,4\pm 9,0\text{‰}$ ) и водорода  $\delta\text{D}$  (соответственно  $-121\pm 142$  и  $-85\pm 102\text{‰}$ ). Рудный кварц более значительно отличается от SMOW, по-видимому, вследствие трансформации первичного флюида под влиянием метаморфизирующего воздействия предполагаемых нескрытых массивов гранитоидов.

### *Палеогидрохимическая зональность*

Большую помощь при прогнозировании золотого оруденения на различных этапах геологоразведочных работ может оказать использование данных по палеогидрохимической зональности задожных вод и палеорельефу на момент рудообразования. Как установлено В.А. Гуменюком при детальном изучении месторождений Приамурья, Камчатки, Магаданской области и других регионов, роль этих факторов соизмерима с общим влиянием состава пород земной коры. Использование их позволяет существенно повысить эффективность прогнозирования оруденения по латерали (на флангах) и на глубину в масштабе как месторождения, так и рудного поля в целом. Растворимость золота значительно зависит от степени окисленности гидротерм. По мере ее возрастания (приближения к поверхности) она

Рис. 73. Изотопные характеристики водорода и кислорода в воде флюида газовой-жидких включений из жильного кварца ЮБП. SMOW - стандарт средней океанической воды; MW - линия метеороидной воды



уменьшается, что и приводит к выпадению золота из растворов в ассоциации с кварцем, кристаллизующимся в этих условиях. В зоне нижележащих неокисленных вод практически не происходит кристаллизация жильного кварца, а золото высокорастворимое в виде комплексов, содержащих  $\text{HS}^-$  и  $\text{Cl}^-$ . Здесь активно происходит кристаллизация сульфидов. Золото не выпадает из растворов за счет разрушения растворимых комплексов, а захватывается сульфидами при их кристаллизации за счет сорбционных явлений.

Наиболее ярко выражено влияние состава подземных вод на формирование близповерхностных золотых и золото-серебряных месторождений. Рудно-метасоматическая зональность определяется палеогидрохимической зональностью и выражается в следующем:

1) надрудные кварциты и алуниты развиваются в самой верхней сульфатной ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) зоне хорошо окисленных вод;

2) продуктивные золотые и золото-серебряные руды образуются в нижерасположенной гидрокарбонатной ( $\text{HCO}_3^{-1}$ ) зоне слабоокисленных вод, не способных к растворению золота; типоморфны кремнекальевые кварц-серицитовые и кварц-адуляровые метасоматиты, сопровождающиеся золотоносными кварцевыми и кварц-адуляровыми прожилками и жилами;

3) ниже глубины свободного водообмена располагается третья

хлоридная ( $\text{Cl}^{-1}$ ) зона неокисленных вод с золото-сульфидной минерализацией. Золото в ней тонкодисперсное, является сопутствующим компонентом, осажденным под влиянием электрофизических факторов на сульфидах. Типоморфны пропилиты карбонатной и эпидеитовой фаций.

В соответствии с этим субмаринные палеопрогибы характеризуются наличием только одной хлоридной зоны (с подзонами различной степени окисления), а минерализация колчеданно-полиметаллическая с сопутствующей золотой. Рудно-метасоматические ассоциации с литофильной и продуктивной золотой минерализацией не характерны в связи с дефицитом  $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{HCO}_3^-$ . Они типоморфны для палеоподнятий. В соответствии со сказанным устанавливается следующая закономерность в размещении золота:

- золото-кварцевое и золото-кварцево-сульфидное оруденение (плутоногенное, вулканогенное, метаморфогенное и полигенное) избирательно приурочено к субазральной зоне свободного водообмена — зоне окисленных бикарбонатных вод;
- в вышележащей зоне сульфатных вод развиты незолотоносные или слабозолотоносные алунитовые и каолиновые кварциты;
- в нижележащей зоне неокисленных хлоридных вод — полиметаллическое и колчеданное оруденение (метаморфогенное или вулканогенное) с сопутствующим (в сульфидах) золотом.

Вертикальный размах оруденения золото-кварцевой формации определяется в общем случае положением верхней и нижней границы бикарбонатной гидрогеохимической зоны, что в свою очередь определяется глубиной расчлененности рельефа на период рудообразования. В Кордильерах, например, где в меловое время был высокогорный рельеф, вертикальный размах оруденения достигает 1000–1200 м, в среднегорных палеоландшафтах Тихоокеанского побережья России — от 300 до 600 м. В одном из районов Умлекано-Огоджинского пояса (Покровское месторождение, Верхнее Приамурье), где в период рудообразования преобладал мелкогорный ландшафт, оруденение локализовано в 100-метровом горизонте и представлено серией пологих кварцевых жил.

### *Россыпная золотоносность*

Наличие золотоносных россыпей и шлиховых ореолов — благоприятный показатель для золотого оруденения всех генетических



и минерально-морфологических типов. Однако интенсивность развития россыпной золотоносности существенно отличается для различных минеральных и формационных типов оруденения. При поисках вскрытого оруденения малосульфидной и кварцево-сульфидной жильной и прожилково-вкрапленной формаций различного генезиса наличие россыпей (крупных, умеренных по масштабам или бедных недромышленных) — обязательный, хотя и не единственный необходимый показатель. Причем наиболее предпочтительны участки развития крупных и значительных россыпей — особенно при поисках кварцсодержащего оруденения. Как можно заключить из эмпирических данных, в россыпях обычно накапливается порядка 5-10% золота, т. е. в 10-20 раз меньше по сравнению с тем количеством, которое находилось в эродированной части коренных источников. Учитывая это и принимая во внимание глубину эрозионного среза, прогнозирование можно вести на количественной основе, особенно в совокупности с другими факторами. Целесообразно для этих целей интенсивность россыпей золотоносности выражать в изолиниях удельной золотоносности на единицу площади или 1 погон. км речных долин. Информативны также данные по гранулометрии и химическому составу золотин, степени их окатанности, морфологии, парагенезиса.

Для вкрапленного золото-сульфидного оруденения в связи с субмикроскопическими размерами основной массы золотин присутствие значительных и тем более крупных россыпей совершенно не обязательно, хотя и не противопоказано. В то же время характерны для этого типа золотоносные коры выветривания, особенно в случае развития оруденения среди карбонатных пород или в контакте с ними, благодаря повышенной разрушаемости и выносу карбонатов в условиях гипергенного выветривания и выщелачивания. В отличие от первичных руд золото в них свободное, более крупное. Содержание его, как правило, в 1,5-2 раза выше по сравнению с первичными рудами.

Для этого типа оруденения, а также для прожилково-вкрапленного золото-кварц-сульфидного и золото-сульфидного характерно, кроме того, наличие зон и более существенного вторичного гипергенного обогащения, содержание золота в которых по сравнению с первичными рудами может возрастать в 4,5-5 раз. Возможность этого явления необходимо постоянно учитывать, особенно на этапе начальных поисков и разведки месторождений.

Кроме того, следует иметь в виду, что почти на всех месторождениях золото-сульфидной формации отмечаются золотоносные кварцевые жилы и(или) прожилки, обусловленные наложенными процессами. Золото в них свободное, более крупное, как правило россыпеобразующее.

Информативным показателем степени золотоносности зон расланцевания и минерализации, в том числе и с тонким мелким золотом, являются результаты шлихового опробования склонов из копушей (пройденных глубиной 0,5-1 м) и бортов канав благодаря укрупнению золота в зоне окисления.

Данные шлихового опробования, особенно бортов канав и шурфов, позволяют оперативно, непосредственно в полевой период, производить разбраковку минерализованных зон, выделять среди них золотоносные участки и успешно проследить их по простиранию. Благодаря этому можно существенно сократить количество проб, отбираемых с целью определения содержания золота в первичных рудах, как мы в этом неоднократно убеждались, не понижая достоверности опробования. Во всех случаях золотоносные интервалы, в том числе характеризующиеся низкими непромышленными содержаниями, фиксируются наличием золота в шлихах. Особенно успешно это можно использовать при поисках и предварительной оценке минерализованных участков вкрапленных и прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд, контуры которых устанавливаются только по данным опробования.

Данные шлихового опробования позволяют успешно выделять и кварцевые жилы, в том числе слабозолотоносные (рис. 74).

### *Геофизические критерии*

Непосредственно золотое оруденение в физических полях, как известно, не выражается. Однако геофизические методы позволяют выявлять рудоконтролирующие структуры, проследить и картировать благоприятные осадочные, метаморфические и магматические породы, в том числе углеродистые, железисто-кремнистые.

В региональном плане отмечается приуроченность золотого оруденения различных генетических типов к областям снало-фемического и фемического профиля, а в их пределах — к краевым частям блоков повышенной мощности. Соответственно в областях массовой и

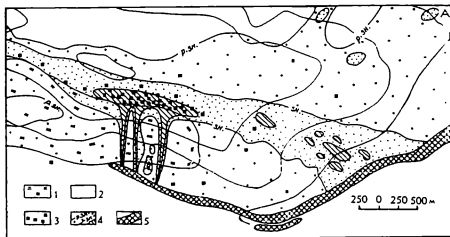


Рис. 74. Выраженность месторождений золото-сульфидной формации в шлиховых ореолах.

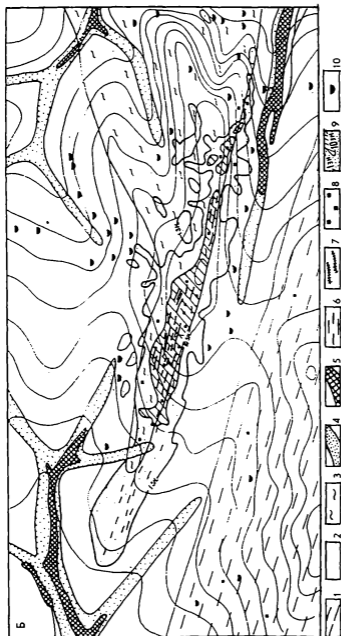
А - месторождение Голец Высочайший; золото-сульфидное рудное тело глубоко эродировано. 1 - известняки углеродистые баракунской свиты (верхний протерозой) - ядерная часть антиклинали; 2 - породы хомолхинской свиты; 3 - вкрапленность пирита - рассеянная крайне слабозолотоносная за пределами месторождения и умеренно золотоносная (частый знак) на месторождении; 4 - шлиховые ореолы золота, р.зн. - редкие знаки, зн. - знаки, заштриховано - весовые содержания золота в шлихах; 5 - золотоносные россыпи.

Б - месторождение Сухой Лог; золото-сульфидное оруденение залегает на глубине 20-40 м от поверхности, но золотоносные кварцевые жилы выходят на поверхность и многие из них эродированы.

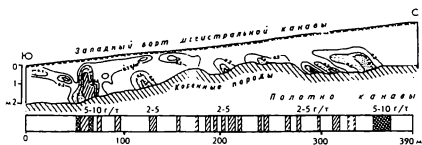
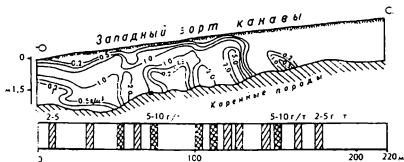
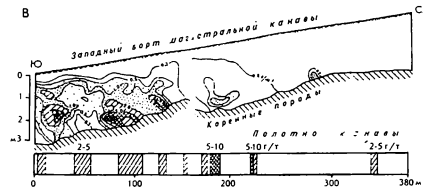
1 - известняки, известковистые сланцы имняхской свиты (верхний протерозой); 2 - породы хомолхинской свиты (песчаники, алевролиты) - верхняя подсвита; 3 - породы рудовмещающей средней подсвиты хомолхинской свиты (углеродистые сланцы, алевролиты) - ядерная часть Сухоложской антиклинали; 4 - аллювиальные отложения; 5 - промышленные золотоносные россыпи; 6 - кварц-кальцитовые незолотоносные или очень слабо золотоносные жилы; 7 - золотоносные кварцевые жилы; 8 - рассеянная вкрапленность слабозолотоносного пирита (нарудный ореол); 9 - шлиховые ореолы золота (по результатам отбора проб из копушей глубиной 0,5 м и бортов канав, шурфов); 1 зн. - один знак золота, 10 зн. - десять знаков золота; 10 - знаки золота в отдельных шлихах.

В - выраженность зон золото-сульфидной минерализации в шлиховых ореолах золота по данным секционного опробования бортов канав. Месторождение Голец Высочайший. Изолинии содержания золота в борту канав, г/м<sup>2</sup>, в полотне канав, г/т (по данным пробирного анализа)

Б



Продолжение рис. 74



Окончание рис. 74

локальной гранитизации месторождения золота локализуются в периферических частях блоков — в зонах сопряженной базификации, выражающихся в положительных магнитометрических и гравиметрических аномалиях. Обнаруживается во многих случаях зависимость между глубиной залегания оруденения и относительным уровнем силы тяжести: чем больше глубина, тем ниже значения поля.

Терригенные слабометаморфизованные толщи, в том числе углеродсодержащие, вмещающие золоторудные районы и месторождения, складывают преимущественно спокойные слабоотрицательные магнитные поля. Исходя из этого на основе обзорных карт магнитного поля в общих чертах можно наметить основные районы развития терригенных толщ и местоположение возможных золоторудных районов и узлов. Дополнительно намечается нечетко выраженная приуроченность оруденения разных генетических типов к различным геофизическим полям, что в определенной мере помогает его диагностировать и прогнозировать: метаморфогенно-гидротермальное, развитое в терригенно-углеродистых толщах, обычно приурочено к обширным полям слабоотрицательных магнитных аномалий, метаморфогенное, развитое среди диафоритов, тяготеет к границам отрицательных и положительных аномалий, плутогенное и вулканогенное связано преимущественно с положительными магнитными аномалиями благодаря более тесной связи с массивами основных интрузивов и эффузивов.

Гранитоиды габбро-диорит-плагιοгранитного ряда, тесно ассоциирующие с плутогенным оруденением ("рудогенерирующие"), характеризуются в подавляющем большинстве случаев повышенными значениями гравитационного поля и магнитной восприимчивости. Наиболее высокомагнитны эндо- и экзоконтакты массивов, обогащенные железом. К ним же тяготеет основное оруденение.

### *Этапы и объекты прогнозирования*

Как следует из рассмотренных основных факторов, определяющих локализацию золота, металлогенические и прогнозно-оценочные работы на золото (как и на другие виды полезных ископаемых) должны проводиться последовательно, поэтапно, исходя из степени изученности и освоенности конкретного региона или площади.

В соответствии со сложившейся практикой и традициями целесообразно использование понятий о стадийности геологоразведочных работ (ГРР), закрепленные соответствующими директивными документами и методическими рекомендациями. Оправдано выделение I и II стадий работ.

Стадия I. Региональные прогнозно-металлогенические, геологосъемочные и специализированные на золото геофизические работы.

Стадия II. Среднемасштабные прогнозно-металлогенические (минерогенические), поисковые и поисково-оценочные работы, в том числе: II-1 – общие поиски, II-2 – детальные поиски, II-3 – поисково-оценочные работы.

В зависимости от стадии (этапа) работ различны объекты прогнозирования и основные используемые критерии и факторы (табл. 21).

На первой стадии работ прогнозируются новые рудные районы, металлогенические зоны и пояса, уточняются и детализируются границы и перспективы известных. Используются соответствующие региональные факторы прогнозирования: регионально-тектонические, метаморфические, геофизические, магматические, литостратиграфические, регионально-метасоматические (поля распространения регионально проявленных диафторитов зеленосланцевой фации и пр.).

На втором этапе прогнозируются и оцениваются новые золотосносные зоны, узлы и рудные поля, оцениваются границы и перспективы известных. Используется совокупность различных признаков и факторов, среди которых главенствующее значение имеют локально проявленные – минерогенические, структурные, геохимические, метасоматические, литофациальные, геофизические и пр. Большое внимание уделяется также и прямым поисковым признакам, геохимическим и шлиховым ореолам, результатам имеющегося штурфного и бороздового опробования.

Наряду со среднемасштабными работами на основе геологических карт масштаба 1:200 000 (госгеолкарты-200) и более детальных, необходимо составление региональных прогнозно-металлогенических карт различных масштабов (1:200 000 + 1:500 000 и др.) и проведение соответствующих обобщающих исследований. Разные виды работ требуют, естественно, различного подхода и имеют различное значение и объекты прогнозирования.

*Региональные прогнозно-металлогенические работы* включают составление обзорных золотометаллогенических (золотоминерогени-

Таблица 21

*Распределение основных факторов золотого оруденения в зависимости от детальности работ*

Стадия работ	Объекты прогнозирования	Основные факторы и критерии прогнозирования
Региональные прогнозно-металлогенические, поисково-съёмочные работы	Металлогенические зоны, пояса, рудные районы	Регионально-металлогенические: тектонические, метаморфические, литостратиграфические, магматические и пр.
Общие поиски	Рудные поля, месторождения	Региональные и локальные: тектонические, структурные, магматические, геохимические, литофациальные, минералогические, геофизические, гидротермально-метасоматические
Детальные поиски, поисково-оценочные работы	Рудные зоны, тела	Локальные: структурные, гидротермально-метасоматические, литологические, минералогические, изотопные, термобарогеохимические и пр.

ческих) и прогнозно-оценочных карт и проведение соответствующих обобщений и исследований, направленных на выявление закономерностей размещения месторождений золота и изучение условий их образования с целью обнаружения новых месторождений. Масштаб карт может быть различным — от 1:500 000 до 1:5 000 000 и более, что определяется их целевым назначением и степенью предшествующей изученности. На составляемых картах целесообразно выделение золотоносных поясов (зон), в их пределах — золотоносных провинций (областей), рудно-россыпных районов и узлов, в том числе установленных и предполагаемых. Как следует из рассмотренных критериев и предшествующих данных на рассматриваемых картах, помимо отображения основных систем разрывных нарушений (установленных и предполагаемых), влияющих на размещение оруденения, целесообразно отображать секущие “скрытые” разломы — глубинные зоны повышенной проницаемости, с разделением их на межблоковые и внутриблоковые. Необходимо также выделение и отображение на картах: пород, благоприятных для рудообразования (“рудообразую-



щих” геологических формаций) с исходными повышенными кларками золота – углеродистых алевросланцевых и известкewистых толщ (свит. пачек, комплексов), железистых кварцитов, масщитов и ультрамафитов, основных по составу вулканитов; регионально проявленных литостратиграфических “экранов”, зон диафторитов зеленосланцевой фации и полей распространения низкотемпературных фаций регионального метаморфизма; метасоматитов березит-лиственитовой и допилит-аргиллизитовой формаций; “рудогенерирующих” гранитоидов габбро-диорит-плагиогранитной формаций; ареалов распространения дайковых пород и “малых” интрузий этого формационного ряда; зон и полей ТМА, благоприятных вулканотектонических структур и пр.

На этих же картах целесообразно отражать регионально влияющие на размещение оруденения пликативные и разрывные структуры, синклинории и грабен-синклинорные структуры, мобильные зоны шовного типа, коллизионные структуры, зеленокаменные пояса, узлы сопряжения разломов, в том числе “входящие” в основания древних платформ, границы последних, перикратонные прогибы, срединные массивы и пр.

Объекты прогнозирования и оценки: новые золотоносные районы и узлы, а при возможности – рудные поля; новые золотоносные площади (зоны, подзоны); уточнение границ и расширение перспектив известных.

Задачи: уточнение перспектив и прогнозных ресурсов известных золотоносных областей (провинций), районов и узлов, прогнозирование новых объектов и типов месторождений, распределение их прогнозных ресурсов по категории  $P_3$ ; выработка предложений по ведению дальнейших геологоразведочных работ.

*Среднемасштабные прогнозно-металлогенические (минерагенические) работы* включают составление специализированных золотометаллогенических (золотоминерагенических) и прогнозно-оценочных карт масштаба 1:200 000, а при необходимости (в “старых” рудно-россыпных районах) – 1:100 000; при этом выполняются сопровождающие металлогенические исследования. Проводятся они на основе анализа госгеолкарты-200 и использования всех доступных результатов более детальных наблюдений, обобщений, геологических и минерагенических карт и данных ГРР.

Обязательному выделению, отображению на картах и дополнительному изучению подлежат все благоприятные для рудообразова-

ния геологические формации, в первую очередь "рудообразующие" (черносланцевые, кремнисто-железистые, углеродисто-карбонатные, мафитовые и ультрамафитовые и пр.) и "рудогенерирующие" (гранитоиды габбро-диорит-гранитной формации), а также гнейсовые и гранито-гнейсовые пояса и пояса, ареалы распространения метасоматитов березит-диабазитовой, проницит-аргиллизитовой формаций и диафоритов зеленосланцевой фации. В районах распространения зонального метаморфизма целесообразно отображение изоград метаморфизма с выделением в различной мере благоприятных для рудообразования хлорит-серпентитовой, биотит-хлоритовой, биотит-стильпомелановой и более высокотемпературных зон. Целесообразно также выделение областей катагенеза, поскольку они (как и зоны низкотемпературного метаморфизма) благоприятны для формирования золоторудных месторождений (катагенетических).

Детального отображения заслуживают данные по россыпной золотоносности с отображением параметров россыпного золота (пробности, степени окатанности, гранулометрии, удельной золотоносности и пр.). Интенсивность россыпной золотоносности и общерудно-россыпной целесообразно отражать в изогниях содержания.

Объекты прогнозирования: новые рудно-россыпные районы, узлы и рудные поля, при возможности — месторождения, в том числе новых для региона или района генетических (и/или) формационно-минералогических типов; фланги известных рудных полей и месторождений; новые перспективные площади, заслуживающие опоскования.

Задачи: уточнение перспектив и прогнозных ресурсов известных рудно-россыпных районов, узлов, рудных полей и, по возможности, отдельных месторождений. Уточнение прогнозных ресурсов по известным объектам, подсчет по прогнозируемым по категориям  $P_3$ - $P_1$ .

В зависимости от особенностей геологического строения и истории развития изучаемых территорий необходим дифференцированный подход при их анализе и изучении. Применительно к конкретным геотектоническим структурам имеются свои наиболее важные и типоморфные региональные и локальные рудоконтролирующие факторы и признаки. Отметим наиболее показательные из них.

Для древних платформ и срединных массивов:  
- гранито-зеленокаменные пояса, прежде всего с сохранившимися зеленосланцевыми фациями;

- зоны диафоритов зеленосланцевой фации;
  - "рудогенерирующие" гранитоидные комплексы, в том числе с повышенным содержанием калия, и связанные с ними "околонтрузивные" и "надитрузивные" зоны, благоприятные для локализации оруденения;
  - регионально проявленные углзые стратиграфические несогласия, в том числе с установленными корами выветривания;
  - благоприятные по составу породы – установленные "рудообразующие" и предполагаемые литостратиграфические комплексы;
  - литологические ("рудовмещающие") и структурные экраны (установленные и предполагаемые);
  - узлы пересечений и сопряжений разломов, в первую очередь скрытых:
  - зоны ТМА и калиевых метасоматитов.
- Для геосинклинально-складчатых областей:
- горизонты и поля развития черносланцевых толщ;
  - зоны напряженной линейной складчатости сжатия, в их пределах – узлы развития осложняющей диагонально ориентированной складчатости и сопряженных (секущих) диагонально ориентированных разрывов;
  - области распространения зонально метаморфизованных и(или) катагенезированных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ: наличие метаморфических куполов и поясов;
  - рудогенерирующие гранитоидные интрузии "пестрого" состава орогенного этапа и дайковые комплексы;
  - зоны развития интенсивного позднескладчатого рассланцевания и метасоматитов апосланцевых неконтрастных листов:итов и березитов.
- Для областей тектоно-магматической активизации:
- поля (области) умеренного и слабого послеактивизационного эрозийного среза;
  - поля (площади) распространения благоприятных по составу вулканитов андезит-дацитового и "пестрого" состава;
  - места пересечений и сопряжений разновозрастных вулканических зон;
  - места наличия в основании вулканических поясов и(или) конкретных ВТС, благоприятных по составу пород: углеродистых образований, основных и ультраосновных мафитов и пр.;

- поля пропилитов, аргиллизитов (желательно с разделением по фациям):

- данные по палеогидрохимической зональности подземных вод;
- благоприятные по структуре длительно активные: ВТС.

*Детальные прогнозно-металлогенические (минерагенические) работы* включают составление детальных карт золотоносности и прогноза масштабов 1:50 000 - 1:10 000. В частных случаях составляются карты золотоносности масштаба 1:5 000 - 1:2 000. Объекты прогнозирования и оценки — золоторудные поля, узлы, месторождения и, по возможности, отдельные рудные тела, минерализованные зоны и новые перспективные локальные площади. Подсчет прогнозных ресурсов по категориям  $P_2$ - $P_1$ , по новым прогнозируемым типам — по  $P_1$ - $P_1$ .

Используются в основном локальные критерии прогнозирования и оценки с учетом региональных.

*Формула расчета возможного количества месторождений, прогнозирование возможных размеров месторождений*

Накопленные к настоящему времени многочисленные фактические данные показывают, что количество месторождений определенных типов полезных ископаемых, их размеры (запасы) в каждом конкретном регионе не случайны и подчиняются статистическим закономерностям. Следовательно, эти показатели ориентировочно могут быть рассчитаны. Первопричина заключается в том, что, как отмечали Л.Н. Овчиников [90], А.И. Кривцов [62] и другие исследователи и подтверждается нашими данными, между кларками элементов в земной коре, размерами месторождений и содержаниями в них рудогенных элементов существуют прямые корреляционные связи. Это касается различных металлов, в том числе и золота.

Наиболее крупными по запасам (в абсолютном исчислении) и богатыми по содержанию являются месторождения тех элементов, которые имеют повышенный кларк в земной коре.

Исходя из универсального статистического закона Ципфа, применимость которого к прогнозированию месторождений полезных ископаемых обоснована еще в 1977 г. Н. Роулэндсом и Д. Сэмпи [69], зависимость между количеством месторождений ( $n$ ) определенного

генетического типа и запасами отдельного месторождения может быть выражена следующей формулой:

$$P \cdot n = Q = \text{const.}$$

Q, как величина постоянная, определяется применительно к целям прогнозирования месторождений золота в конкретной металлогенической структуре (золотоносном районе, провинции) количеством запасов самого крупного месторождения — установленного или предполагаемого по аналогии с подобными металлогеническими подразделениями.

Эта зависимость между числом месторождений и величиной находящихся в них запасов проявляется для всех генетических типов месторождений и имеет, можно полагать, универсальный характер. Сглаженная гистограмма распределения количества месторождений в зависимости от их запасов имеет экспоненциальный характер (рис. 75).

Исходя из указанной формулы в каждом конкретном районе или регионе по методу аналогий (при слабой опосредованности и изученности) или исходя из размеров (запасов) наиболее крупного уже выявленного месторождения (Q) можно определить количество сформированных месторождений (n) различного масштаба (ранга).

Так, применительно к золоторудным месторождениям мало-сульфидной кварцево-кильной формации, являющейся основным источником золотоносных россыпей, запасы золота в месторождениях, которые можно принять за типовые Q, составляют обычно не менее 30 т, т. е.  $P \cdot n = 30$ . Исходя из этого мелких месторождений (в том числе эродированных) с запасами 5 т в рудных узлах с такими месторождениями будет 6 ( $30:5=6$ ), с запасами 3 т — 10 ( $30:3=10$ ) и т. д. В рудных районах с типовыми крупными месторождениями, имеющими запасы 100 т, мелких месторождений с запасами 5 т уже можно ожидать в количестве 20 ( $100:5=20$ ) и т. д.

В Алах-Юньском золотоносном синклинали Якутии, например, где выявлено и разведано крупное Неждантинское золоторудное месторождение, запасы которого по опубликованным данным [10] составляют 475 т металла, можно ожидать согласно этой формуле месторождений рудного золота с запасами 5 т в количестве не менее 95 ( $475:5$ ), с запасами 10 т — 47 ( $475:10$ ), с запасами 20 т — 23 ( $475:20$ ) и т. д.

Аналогичным образом в Северокамчатском золотоносном районе, где находится Аметистовое золоторудное месторождение, запасы

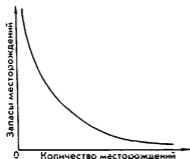


Рис. 75. Характер зависимости между запасами месторождений и частотой их встречаемости (количеством)

сы которого 96 т [10], можно ожидать 10 месторождений с запасами 9 т и порядка 20 с запасами в 5 т.

В Охотском золотоносном районе, где разведано Хаканджинское золотое и Юрьевское серебросодержащее золоторудное месторождение с запасами 50 т, также можно ожидать значительного количества новых объектов: порядка 10 с запасами в 5 т и 5 с запасами в 10 т.

Естественно, следует иметь в виду, что это всего лишь генерализованная, обычно, но не всегда проявляющаяся закономерность. В отдельных частных случаях она может нарушаться в силу различных причин (наложенного магматизма, приводящего к уничтожению месторождений, и др.). Однако тем не менее, как показывают статистически представительные данные, для сперативного предварительного прогнозирования и определения на этой основе возможного фронта и объемов горно-эксплуатационных работ эту зависимость можно и нужно использовать. Важно также учитывать, что по предлагаемой формуле определяется общее возможное число месторождений, залегающих на различных глубинах. В районах с глубоким или значительным эрозионным срезом, что выражается в наличии золотоносных россыпей, многие или даже большинство из них могут быть сэродированы.

В хорошо освоенных горнорудных районах рассчитанное по предлагаемой формуле фактическое количество месторождений различного ранга близко или практически совпадает. Однако в слабо освоенных и изученных районах число выявленных на сегодняшний день месторождений обычно намного ниже расчетного.

Показательны в этом отношении восточные регионы России, в том числе зона БАМ, еще очень слабо освоенная, где отработка золоторудных месторождений только начинает осуществляться.

Особенно полезной предлагаемая формула подсчета количества месторождений может оказаться при прогнозировании возможного числа мелких месторождений, привлекающих в последнее время повышенное внимание в связи с легкостью их освоения и быстротой окупаемости вкладываемых средств. До недавнего времени специальные поиски их и особенно разведка в России не проводились. Практически все внимание уделялось крупным объектам. Используя предлагаемую формулу, можно прогнозировать их общее наиболее вероятное число, прежде всего в сфере влияния крупных горнодобывающих предприятий, на базе которых легче всего производить их освоение.

Что касается прогнозирования конкретных запасов на перспективных площадях и объектах, то, как вытекает из всего вышеизложенного, помимо общеизвестных подходов (использования метода аналогий, прямых поисковых данных, геофизических и геохимических характеристик и пр.) и методических указаний следует более полно учитывать различные косвенные признаки. Прежде всего: кларковые содержания и общий состав пород рудовмещающего разреза; наличие благоприятных пликативных структур, метаморфических и метасоматических процессов, особенности глубинного строения. Величина запасов в конкретном месторождении и рудном поле находится в прямой зависимости: 1) от общего количества золота, содержащегося в рудовмещающем разрезе, что в свою очередь нетрудно подсчитать и что определяется кларками пород и их объемами; 2) интенсивности изменений объемов пород, подверженных метаморфогенно-метасоматическим и гидротермально-метасоматическим изменениям, в том числе осадочных, вулканогенно-осадочных и магматических; 3) возможных количеств вынесенного золота; 4) параметров потенциально рудоносных рудолокализирующих структур — мощности зон расщелачивания, их протяженности по простиранию и падению; 5) возможных общих объемов рудогенерирующей системы (общей “мощности”, протяженности по простиранию и на глубину).

### ***Выводы***

1. Прогнозирование золоторудных полей и месторождений может быть успешным только на основе использования широкого комплекса факторов и критериев.

2. Выделяются общие регионально проявленные факторы, благоприятные для формирования золоторудных месторождений разных генетических типов (породы с повышенным кларком золота, углекислокальциевые метасоматиты, длительно активные зоны повышенной проницаемости и пр.), и "локальные", необходимые для образования отдельных генетических типов месторождений (наличие гранитидов контрастной габбро-диорит-плагиогранитной формации, зон метаморфизма и(или) гранитизации, вулканических процессов и пр.).

3. Металлогенические исследования и прогнозирование целесообразно производить поэтапно, начиная с использования региональных факторов и кончая локальными, но обязательно в комплексе с учетом статистически правомерных закономерностей.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

**П**риведенные данные показывают, что прежние традиционные представления по геохимии и металлогении золота существенно изменились. Установлен целый ряд новых свойств золота. Выявлены и успешно отрабатываются новые, ранее не известные и даже не предполагавшиеся генетические типы промышленных месторождений — весьма разнообразные по возрасту, минеральному и химическому составу и геологическим условиям образования.

Промышленные месторождения золота могут формироваться, по существу, при всех геологических процессах, проявляющихся в земной коре и определяющих ее формирование и трансформацию: в процессе накопления осадков, при их диагенезе, катагенезе и метаморфизме, за счет автохтонной гранитизации, интрузивного магматизма и вулканических явлений, при различных гидротермально-метасоматических преобразованиях осадочно-метаморфических и магматических пород, за счет прогрессивного и регрессивного метаморфизма низкотемпературных фаций, при процессах гипергенеза и тектоногенеза.

Золото — необычайно широко распространенный “космополитный” элемент, присутствует во всех горных породах и минералах, хотя и в различных количествах. Запретных для него минералов и геохимических ассоциаций нет, минеральные ассоциации с повышенными содержаниями золота

весьма разнообразны, хотя частота встречаемости их и различна. Золото, как типичный представитель благородных металлов, является высокоинертным, устойчивым элементом, и в то же время — это высокоподвижный элемент при различных геологических процессах.

Такое поведение золота обусловлено весьма необычным положением его в таблице Д. Менделеева и как следствие — своеобразием свойств, во многом весьма специфичных и не присущих другим элементам, — химических и физических. Причем последние имеют решающее значение. Формирование месторождения золота — это, несомненно, результат взаимодействия химических и физических процессов, результат проявления физических и химических свойств золота как элемента. Золото — не только химический, но и физический элемент, если так можно выразиться. Следует, видимо, выделять и изучать не только такое направление, как “геохимия золота”, но и “геофизика золота”.

Геохимия золота на сегодняшний день довольно хорошо изучена, геологи и геохимики уделяли и уделяют ей большое внимание. Однако этого нельзя сказать относительно геофизических свойств золота — геофизики золота. Изучаются физические свойства золота, но в техногенных условиях, а не в геологических, отличающихся большой длительностью и многофакторностью. Детальное изучение геофизических свойств золота и физики золота как твердого тела вообще — первостепенная задача нынешнего времени и дальнейших исследований, как нам представляется.

Это позволит более углубленно понять особенности поведения золота в геологических процессах, приводящих к рудообразованию, в том числе его самородность, присутствие в горных породах и минералах в атомарном состоянии и в виде электронейтральных частиц.

Можно не сомневаться, что в ближайшем будущем помимо вышеназванных генетических типов золоторудных месторождений будут выявлены новые, различных формаций, в том числе с крупными или весьма крупными запасами. Прежде всего представляется возможным выявление месторождений с мелким тонкодисперсным золотом в тонкозернистых разностях осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Особенного внимания заслуживают в связи с этим их углеродсодержащие осадочные и вулканогенно-осадочные разности, в которых золото не обнаруживается традиционными пробирными и спектрохимическими методами из-за присутствия в виде высоколетучих золотоорганических соединений.

Остается только еще раз констатировать, что несмотря на значительный объем выполненных исследований, металлогения золота все еще во многом не познана.

Особо также обращает на себя внимание ярко выраженная полярность в поведении золота и в особенностях его свойств, проявляющаяся многообразно, при различных процессах. Самые высокие кларковые содержания золота присущи наименее окисленным магматическим породам основного и ультраосновного состава. В то же время основные золоторудные месторождения ассоциируют с высокоокисленными кислыми магматическими породами — гранитоидами и ультракислыми жильными кварцевыми жилами. Более того, “рудогенерирующими” являются наиболее окисленные разности гранитоидов, но опять-таки не все, а в первую очередь те, которые парагенетически ассоциируют с магматическими породами полярного состава — габброидами, габбро, габбро-диоритами. Это гранитоиды так называемой контрастной серии габбро-диорит-гранитной группы формаций (по Ю.А. Кузнецову) или гранитоиды “пестрого” состава.

В то же время для осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, в отличие от магматических, закономерность полярно противоположная: рудогенерирующими для месторождений золота являются преимущественно породы (осадки), характеризующиеся наименьшей степенью окисления и имеющие химический состав, близкий к основным и ультраосновным породам, т. е. с повышенным содержанием железа, кальция, магния, сульфидов. Формирование их происходило при дефиците кислорода в восстановительных условиях. Одновременно устанавливается и общий важный момент, присущий оруденению, связанному с гранитоидами (но уже на более высоком иерархическом уровне) — в пределах таких благоприятных по первичному составу литофаций повышенные новообразованные концентрации золота (метаморфогенные, метаморфогенно-плутоногенные или полигенные) контролируются наложенными зонами расщепления, характеризующимися противоположными — максимально окислительными условиями. Свидетельство этого — наличие в таких участках сульфидно-кварцевых и кварцевых жил и прожилков, общее более низкое отношение  $Fe_2O_3$  к  $FeO$ .

Среди осадочных и вулканогенно-осадочных пород наиболее продуктивны на золото те части разреза, где одновременно присутствуют полярные по составу и фациальным условиям накопления

породы — алевросланцы, песчаники и известняки, включая различные разновидности карбонатных пород, глинистые сланцы, алевродолиты, кремнистые и полимиктовые песчаники, кварциты, различные углеродистые формации, содержащие сульфиды в повышенных количествах и практически не содержащие их. Наиболее продуктивны, максимально контрастные части разрезов. Месторождения золота (как и других металлов) — геохимические аномалии, поэтому они могут возникать в аномальных природных условиях. Характерный пример — углеродистые алевросланцы сульфидно-карбонатной формации (карбонаты магнезиально-железистые), несущие золото-сульфидное оруденение (месторождения Сухой Лог, Бакырчик, Майское, Маломыр и др.). Они постоянно ассоциируют в разрезе с известняками, сланцами и песчаниками.

В региональном плане золотое оруденение в складчатых поясах приурочено к протяженным линейно ориентированным зонам интенсивного сжатия, выражающимся в развитии напряженной складчатости сжатия и зон рассланцевания. В то же время в пределах таких зон оруденение распределяется неравномерно и концентрируется в локальных зонах полярно противоположного характера — относительно пониженного давления. В роли таковых в соответствии с принципом Рикке выступают ядерные части антиклинальных складок нагнетания, флексурообразные изгибы, межпластовые зоны отслоения, кливажные структуры, позднескладчатые зоны рассланцевания, взбросы, межбугинные разрывы и прочие структурные элементы, характеризующиеся в момент их образования относительно пониженным давлением. Пространственно-временная ассоциация (сопряженность) зон сжатия и разуплотнения — характерная ярко выраженная особенность металлогении золота.

Аналогичным образом в областях ТМА обязательно при образовании месторождений золота наличие полярных по физико-механическим свойствам и степени проницаемости геоструктур — жестких, плохо проницаемых, относительно стабильных геоблоков в ассоциации с мобильными межблоковыми и особенно внутриблоковыми зонами повышенной мобильности и проницаемости. Именно в них локализуется основное оруденение.

Подобно этому в пределах прогибов (синклинорных, троговых в виде зеленокаменных поясов, вулканогенных и пр.) золотое оруденение концентрируется обычно структурами противоположного (полярного) знака — антиклиналями, сводовыми поднятиями, горст-антиклиналями, осложняющими прогибы.

Полярность в поведении золота проявляется и в характере его распределения в природе. С одной стороны, оно тонкодисперсное, не наблюдаемое даже под микроскопом при самых больших увеличениях, имеет очень низкий кларк, с другой — образует крупные и очень крупные самородки, массой до нескольких десятков килограммов.

Общий анализ показывает, что подобная полярность вообще свойственна природным процессам и имеет, видимо, универсальный характер. Особенность золота — контрастное ее выражение, обусловленное его специфическими химическими и физическими свойствами как элемента. Вызвано это, как видно, резким изменением градиентов природных систем в таких ситуациях (местах), что и приводит к выпадению золота из растворов и его концентрированию в виде месторождений.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Аношин Г.Н. Золото в магматических горных породах (по данным нейтронно-активационного анализа). Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.

2. Ахунджанов Р.О. О рудоносности гранитоидов Каратаусского интрузива (Южный Нуратау) // Узб. геол. журн. 1977. № 6. С. 68-72.

3. Бадалов С.Г. Геохимические свойства главнейших пороодо- и рудообразующих элементов. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1987. 167 с.

4. Бакулин Ю.И. Геодинамические особенности рудоносных систем // Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 105-111.

5. Бакулин Ю.И. Основные принципы исследования геодинамических условий рудоносности (на примере Приамурья) // Тихоокеан. геол. 1985. № 2. С. 3-12.

6. Бакулин Ю.И., Селезнев П.Н., Тзярик В.В. К вопросу об изменении стадийности разведочных работ и категоризации запасов // Разведка и охрана недр. 1988. № 11. С. 14-19.

7. Бакулин Ю.И., Игнатьев А.Б., Рейнлиб Э.Л. Типизация рудоносных вулcano-тектонических структур континентальной окраины Востока СССР и проблемы их моделирования. Хабаровск: ДВИМС, 1989. 66 с.

8. Бакулин Ю.И. Принципы моделирования рудных тел для поисков и разведки // Генезис рудных формаций и практическое значение рудно-формационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магдан: СВКНИИ, 1990. С. 3-10.

9. Бакулин Ю.И. Систематизация оловоносных и золотоносных рудных систем для целей прогнозирования. М.: Недра, 1991. 192 с.

10. Беневоольский Б.И., Мизачев И.Ф., Щепотьев Ю.М. Состояние и проблемы развития золотого потенциала СНГ в условиях рыночных отношений // Сов. геология. 1992. № 3. С. 4-11.

11. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1981. 334 с.

12. Библин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: Наука, 1955. 471 с.

13. Блюман Б.А. Золото в минералах метаморфи-

ческих и гранитоидных порода Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геохимия. 1983. № 3. С. 550-559.

14. *Бочаров В.Л.* Геология, геохимия ультрамафит-мафитовых формаций Воронежского кристаллического массива: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Киев: Ин-т геохимии и физики минералов УССР, 1988. 42 с.

15. *Буряк В.А.* Влияние процессов метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района // Материалы конференции молодых научных сотрудников АН СССР. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1963. С. 13-15.

16. *Буряк В.А.* О взаимоотношении кварцевых жил и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации Гольца Высочайшего // Тр. ВСГИ. 1963. Вып. 13.

17. *Буряк В.А.* О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района // Физико-химические условия магматизма и метасоматоза: Тр. III Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1964. С. 907-909.

18. *Буряк В.А., Лобанов М.П., Хренов П.М.* К проблеме метаморфогенного рудообразования // Сов. геол. 1967. № 5. С. 11-24.

19. *Буряк В.А.* Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ // ДАН СССР. 1976. Т. 226, № 4. С. 907-910.

20. *Буряк В.А., Левицкий В.В.* Закономерности размещения глубинных разломов и оруденения юга Сибирской платформы и прилегающих территорий // ДАН СССР. 1977. Т. 234, № 1. С. 138-141.

21. *Буряк В.А., Гуменюк Э.А., Кайдалова Е.Ф., Сорокин А.П., Шиханов В.В.* Новый (турмалин-гранат-кварц-сегидитовый) тип золотоносных метасоматитов // ДАН СССР. 1978. Т. 241, № 5. С. 1143-1146.

22. *Буряк В.А.* Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра. 1982. 256 с.

23. *Буряк В.А.* О возможности обогащения гранитного расплава золотом гранитизируемых пород // ДАН СССР. 1982. Т. 264, № 5. С. 1213-1217.

24. *Буряк В.А.* Метаморфогенно-плутоногенный тип золоторудных месторождений // ДАН СССР. 1983. Т. 270, № 4. С. 934-937.

25. *Буряк В.А., Гуменюк В.А., Малякин Н.Е., Мельников В.Д., Никитин Ю.И.* Генетические типы золоторудных формаций Дальнего Востока // Тихоокеан. геол. 1986. № 2. С. 38-45.

26. *Буряк В.А.* Источники золота и сопутствующих компонентов золоторудных месторождений в углеродсодержащих толщах // Геология рудных месторождений. 1986. № 6. С. 31-42.

27. *Буряк В.А.* Роль гранито-гнейсовых куполов в размещении метаморфогенных месторождений // Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений. Киев: Наук. думка. 1986. С. 69-86.

28. *Буряк В.А.* Возможный генезис золотоносных конгломератов типа Витватерсранда и других типов стратиформных месторождений золота // Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений. Фрунзе: Фрунзен. политех. ин-т, 1987. С. 78-87.

29. *Буряк В.А.* Пространственно-временная эволюция состава изотопов серы золоторудных месторождений среди углеродистых толщ // ДАН СССР. 1987. Т. 295, № 1. С. 160-164.

30. *Буряк В.А.* Формирование золотого оруденения в углеродистых толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 94-105.

31. Буряк В.А. Генетическая типизация месторождений золота в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах // ДАН СССР. 1983. Т. 299. № 4. С. 671-678.
32. Буряк В.А., Неменман И.С., Парада С.Г. Метаморфизм и оруденение углеродистых толщ Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР. 1988. 116 с.
33. Буряк В.А., Кельмачев М.И., Опарин М.И. Новый тип золото-серебряного оруденения в Охотском срединном массиве // ДАН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 668-672.
34. Буряк В.А., Гуменюк В.А., Кельмачев В.Т., Мирзаханов Г.С. Проблемы генезиса золоторудных формаций в перивулканических областях // Генезис рудных формаций и практическое значение рудноформационного анализа на Северо-Востоке СССР. Магадан: СВКНИИ. 1990. С. 86-98.
35. Буряк В.А., Неменман И.С., Бердников Н.В., Кокин Н.В., Демихов Ю.И. Флюидный режим формирования и источник рудообразующих растворов золото-кварцевых жил Азлах-Юньской зоны // Тихоокеан. геол. 1990. № 3. С. 62-70.
36. Буряк В.А. Химический состав пород рудомещающего разреза - один из основных факторов, определяющих состав и интенсивность гидротермального оруденения вулканогенных поясов // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. С. 152-163.
37. Буряк В.А., Рясский Ф.Н., Хмелевская Н.М. Геохимическая специализация как основа при медико-биологическом и эколого-ландшафтном районировании (на примере Азиатско-Тихоокеанского региона). Биробиджан: Ин-т комплекс. анализа регион. проблем. 1993. 78 с.
38. Буряк В.А., Пересторонин А.Г. Новый - золотоколчеданный тип оруденения на Востоке России // Тихоокеан. геол. 1994. № 3. С. 64-77.
39. Вейсберге Б.Д. и др. Рудные элементы в активных геотермальных системах // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир. 1982. С. 578-605.
40. Вернадский В.И. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР. 1955. Т. 2. 615 с.
41. Виноградов А.П. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород // Геохимия. 1962. № 7. С. 555-571.
42. Вихтер Б.Я. Золото в современных геологических процессах. М.: Недра. 1993. 105 с.
43. Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 439 с.
44. Гавриленко Б.В. Геохимия золота в метаморфических и магматических комплексах Северо-Востока Балтийского щита. Апатиты: Изд-во АН СССР. Кольское отделение. 1982. 143 с.
45. Геохимические методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. Зарубежный опыт. М.: ВИЭМС, 1987. С. 5-6.
46. Говоров И.Н., Симаненко В.П., Симаненко Л.Ф., Сапин В.И., Горячева Е.М. Золотоносные базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия // ДАН СССР. 1993. Т. 332. № 3. С. 342-345.
47. Головяня С.В. Особенности распределения золота в эклогитах тундр // Геохимия. 1974. № 4.
48. Головяня С.В., Хвостова В.П. Золото в гипербазитах и хромитовых рудных массивах Рай-Из (Полярный Урал) // Геохимия. 1977. № 4. С. 631-634.
49. Грабежжев А.И., Левитан Г.М., Вигоров В.Г., Берзон Р.О., Ершова Н.А., Чашулина В.А. Золото в биотитах и магнетитах гранитоидов как критерий металлогенической специализации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 9. С. 107-113.



50. *Глузенок В.А., Глюк Д.С.* О природе рудно-метасоматической зональности золото-серебряных месторождений // ДАН СССР. 1983. Т. 269, № 1. С. 179-183.
51. *Глузенок В.А.* Металлогеническая и рудная зональность золоторудных структур в вулканических областях как отражение палеогеоморфологической и палеогидрохимической зональности // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. С. 169-174.
52. *Давлетов И.К.* Оценка среднего содержания золота в породообразующих минералах интрузивных пород // ДАН СССР. 1970. Т. 190, № 6. С. 1448-1450.
53. *Деревянкин Ю.А.* Факторы распределения золота в породах кристаллического массива в связи с оценкой перспектив рудоносности. Минск: Ин-т геохимии и геофизики АН БССР, 1987. 22 с.
54. *Дерюгин Ю.Н., Ручкин Г.В.* Методические рекомендации по прогнозированию и поискам месторождений золота в раннедокембрийских зеленосланцевых поясах. М.: ЦНИГРИ, 1988. 69 с.
55. *Долженко В.И.* Золотоносные толщи докембрия и палеозоя Кыргызстана // Геохимия. 1993. № 11. С. 1620-1628.
56. *Ермолаев Н.П., Чиненов В.А., Хрошилов В.Л., Горячкин Н.И., Никифоров А.В.* Платиноиды в черных сланцах Средней Азии // Отечествен. геол. 1994. № 4. С. 3-11.
57. *Зверева Е.А.* Кларковые содержания золота в породах различных геотектонических провинций. М.: ВИЭМС, 1977. 53 с.
58. *Кокин А.В.* Эволюция источников металлов при формировании эндогенных рудных месторождений: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 33 с.
59. *Коновалов И.В.* Условия образования золоторудной метасоматогенно-гидротермальной минерализации. Новосибирск: Наука, 1985. 97 с.
60. *Копонов Н.Д., Леоненко И.Н.* Специализация на золото докембрийских интрузивных и метаморфических комплексов в Воронежского кристаллического массива // Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976. Т. 2. С. 147-150.
61. *Константинов М.М.* Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 166 с.
62. *Корнилов И.Н., Матвеева Н.Н., Прихина Л.И., Полякова Р.С.* Металлохимические свойства элементов периодической системы. Монография-справочник. М.: Наука, 1996. 351 с.
63. *Коробейников А.Ф.* Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1987. 175 с.
64. *Коробейников А.Ф.* Поведение золота при метаморфизме седочно-вулканогенных пород // Геохимия. 1991. № 4. С. 485-495.
65. *Коробейников А.Ф.* Геолого-геохимические условия формирования золоторудных месторождений // Геохимия. 1992. № 2. С. 178-188.
66. *Корытов Ф.Я., Шилин Н.Л.* О содержании золота во флюоритах из некоторых месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1978. № 6. С. 156-157.
67. *Кременицкий А.А., Минцер Э.Ф.* Универсальность эволюции золоторудных систем - ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отечествен. геол. 1995. № 5. С. 19-17.
68. *Кренделев Ф.П.* и др. Содержание золота в океанических водах, водной взвеси и илесах водах донных осадков Тихого океана // Геохимия. 1977. № 3. С. 433-439.
69. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. М.: Недра, 1989. 287 с.

70. *Кривцов А.И., Кон.пантин М.М., Кузнецов В.В.* и др. Система моделей месторождений цветных и благородных металлов // *Отечествен. геол.* 1995. № 3. С. 11-23.
71. *Кройт Г.Р.* Наука : коллоиды. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 538 с.
72. *Летников Ф.А.* Изобарные потенциалы образования минералов и применение их в геохимии. М.: Недра. 1965. 116 с.
73. *Летников Ф.А., Велор Н.В.* Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра. 1981. 224 с.
74. *Ли В.Л., Шохина С.И.* Геохимия золота в метаморфических и магматических сериях докембрия. М.: Недра. 1985. 135 с.
75. *Линдгрэн В.* Минеральные месторождения. М.: Л.: ОНТИ НКТП СССР. 1934. Вып. 2; 1935. Вып. 3.
76. *Лутц Б.Г.* Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1975. 250 с.
77. *Маракушев А.А., Бегин Н.И.* Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М.: Наука, 1972. 229 с.
78. Минералы благородных металлов. Справочник. М.: Недра, 1986. 271 с.
79. *Миронов А.Г.* Автордиографический метод радиоизотопных индикаторов в решении некоторых основных проблем геохимии золота. Улан-Удэ: Геол. ин-т СО АН СССР, 1980. 60 с.
80. *Моисеенко В.Г.* Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск: Кн. изд-во. 1965. 125 с.
81. *Моисеенко В.Г., Шка С.А., Фатьянов И.И., Иванова В.С.* Геохимические особенности распределения золота Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 206 с.
82. *Моисеенко В.Г., Фатьянов И.И., Карнаух Ю.А.* Малые интрузии и золотое оруденение Приамурья // *Рудообразование и его связь с магматизмом.* М.: Наука, 1972. С. 114-137.
83. *Моисеенко В.Г., Лезапов Г.Б., Серых В.И., Стрижкова А.А., Глухов Г.Г., Ланко-ва Т.В.* Особенности распределения золота и серебра в породообразующих и акцессорных минералах гранитоидов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 64-74.
84. *Моисеенко В.Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 312 с.
85. *Моисеенко Ф.С.* Основы глубинной геологии. Л.: Недра, 1981.
86. *Некрасов Е.Н.* Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра. 1988. 286 с.
87. *Некрасов И.Я., Галанин Г.Н.* О соотношении золотой и кобальтовой минерализации в месторождениях арсенидной формации // *ДАН СССР.* 1978. Т. 243, № 3. С. 752-755.
88. *Норман Д., Фан К.Д.* Геохимические закономерности распределения золота в золотоносном районе Сент-Ирье (Центральный массив) // *Геология и геохимия рудных месторождений.* М.: Мир. 1971. С. 53-54.
89. *Обручев В.А.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР. 1963. Т. 4. 391 с.
90. *Овчиников Л.Н.* Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 247 с.
91. *Олейников Б.В., Басильев Ю.Р., Коробейников А.Ф.* и др. Золото в некоторых породах мантийного происхождения // *Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы.* М.: Наука, 1973. С. 226-230.
92. *Ольшевский В.М.* Зависимость отношения золота к серебру на близповерхностных золото-серебряных месторождениях от состава рудовмещающих пород // *ДАН СССР.* 1975. Т. 224, № 4. С. 925-928.

93. *Палей Т.З., Хохлов В.А., Ярославский Р.И.* Золотоносность пороодообразующих и некоторых акцессорных минералов докембрийских горных пород Западного Узбекистана // Узб. отд.-ин-т Всесоюз. минерал. с.-ва. 1979. С. 96-97.
94. *Петров Б.В., Макрыгина В.Н.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1976. 214 с.
95. *Петров В.Г.* Золото в опорных разрезах: верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1976. 212 с.
96. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
97. *Романовский Н.П., Гурович В.Г.* Петрофизическая характеристика и металлоносность магматитов Дальнего Востока // ДАН СССР. 1995. Т. 343, № 4. С. 511-512.
98. *Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я.* Рассеянное золото в гранитоидных формациях Главного гранитного пояса Урала // ДАН СССР. 1982. № 4. С. 929-933.
99. *Сахарова М.С., Лобачева И.К.* Электрохимическое исследование процессов отложения золота на сульфиде // Геология рудных месторождений. 1967. № 4.
100. *Свешникова В.В., Андреева В.Д., Еремеева Н.В., Латыш И.К.* О кларковых и аномальных содержаниях золота и серебра в щелочных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 1. С. 67-73.
101. *Сидоров А.А.* Группы золотоносных рудных формаций // Сов. геол. 1984. № 7. С. 96-105.
102. *Сидоров А.А.* Рудные формации фанерозойских провинций. Магдан: СВКНИИ АН СССР. 1987. 84 с.
103. *Смирнов Ф.Т., Энтин А.Р.* Геохимическая связь золота и фосфора и ее значение в оценке перспектив золотоносности Алдандского щита // Геохимия. 1975. № 1. С. 129-132.
104. *Спиридонов Э.М.* Закономерности формирования и закономерности размещения плутоногенных месторождений золота в северной части Центральной Казахстана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1991. 79 с.
105. *Степанов В.А., Берзон Р.С.* Золото-рутные месторождения мира: Обзор ВИЭМС. М., 1988.
106. *Степанов В.А., Шишакова Л.Н.* Кубакинское золото-серебряное месторождение. Владивосток: Дальнаука, 1994. 196 с.
107. *Уваров В.В.* Геохимия золота в магматических комплексах золоторудных районов Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата: КАЗНМС. 1992. 26 с.
108. *Федчин Ф.Г., Симаненко В.П., Залевский С.Н., Куличенко А.Г.* Характер распределения акцессорного золота и серебра в меловых палеогеновых вулканоплутонических ассоциациях Северного Приморья и Центрального Приохотья // Геология окраин континентов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 112-115.
109. *Феоктистов Г.Д.* Распределение золота и платины в интрузивных траппах Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 1. С. 118-124.
110. *Хамич В.Г.* Формационные типы проявления золото-серебряной минерализации Тихоокеанского рудного пояса // Тихоокеан. геол. 1982. № 3. С. 1-15.
111. *Цылуков Ю.П.* Раннемезозойский интрузивный магматизм и основные проблемы золотоносности Северо-Западного Хэбэя: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1975. 28 с.
112. *Шаталов Е.Т.* Металлогенетические исследования в СССР // Сов. геол. 1967. № 10. С. 16-31.
113. *Шер С.Д.* Металлогения золота. М.: Недра, 1974. 256 с.
114. *Шило Н.А.* Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383 с.

115. Шило Н.А., Сахарова Н.С. Природа пиритовых образований из отложений Витватерсранда // Геология рудных месторождений. 1986. № 2. С. 83-89.
116. Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.Е., Брызгалова И.А. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 256 с.
117. Шеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М.: Недра, 1980. 431 с.
118. Шеглов А.Д. О генезисе золоторудных месторождений Витватерсранда (ЮАР) // Докл. РАН. 1993. № 1. С. 59-69.
119. Шеглов А.Д. О поисках осадочно-гидротермальных месторождений золота на территории России // Разведка и охрана недр. 1994. № 7. С. 7-11
120. Шека С.А., Моисеенко В.Г., Фоминых В.Г. Основные закономерности распределения золота в интрузивных базитах и гипербазитах // ДАН СССР. 1971. № 2. С. 461-464.
121. Шербаков Ю.Г. Распределение и концентрация золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.
122. Шербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с.
123. Эйриш Л.В. О связи золотого оруденения с магнитными гранитоидами (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеан. геол. 1983. № 4.
124. Эйриш Л.В. О связи золотого оруденения с полями силы тяжести на Дальнем Востоке // Тихоокеан. геол. 1983. № 4. С. 94-98.
125. Яковлев В.Г., Воронков А.К. Минералы фосфора в золото-серебряных месторождениях Кызылкумов // Зап. Узб. отд-ния Всесоюз. минерал. об-за. Ташкент. 1935. С. 63-64
126. Boule R.W. Geochemistry of gold and its deposition. Ottawa. 1979. 584 p.
127. Distribution, transport and concentration of platinum group elements. Stumpf E.F. // Metallogeny Basic and Ultrabasic Rocks. Proc. Conf., Edinburgh, 9-12 Apr., 1985. London. 1986. P. 379-394.
128. Ehmman W.D., Baedecker R.A., Mckown P.M. Gold and iridium in meteorites and selected rocks // Gold Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. V. 34, № 1. P. 493-507.
129. Gold distribution in supracrustal rocks from Archean Greenstone Belts of Southern Africa and from Paleozoic ultramafic complexes of the European Alps: metallogenic and geochemical implications / Saa ger R., Meyer M., Muff R. // Econ. Geol. 1982. V. 77. № 1. P. 1-24.
130. Gottfried D., Rowe J.J., Tilling R.T. Geochemical magmatic differentiation of gold // The Geol. Soc. Amer. Annual Meetings. 1969. P. 35.
131. Gottfried D., Rowe J.J., Tilling R.T. Distribution of gold in igneous rocks // Geol. Surv. Profress Paper. 1972. № 727. P. 1-42.
132. Grazia A.R., de, Haskin L. On gold contents of rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 559.
133. Interpretation of Big Bell: Hemlo-type gold deposits: precursors, metamorphism, melting and genetic constraints / Phillips G.N. // Trans. Geol. Soc. S. Afr. 1985. V. 88. № 1. P. 159-173.
134. Jones R.S. Gold in igneous, sedimentary metamorphic rocks // U.S. Geol. Surv. Circular. V. 610. Washington, 1969. P. 23-24.
135. Mangan M., Graig J.R., Rimstidt J.D. Submarine exhalative gold mineralization at the Loncon-Virginia // Mineral. Deposita. 1984. V. 9. P. 227-236.
136. Mantei Erwin J., Brownlow Arthur H. Variation in gold content of minerals of the

Marysville quartz dioritestock, Montana // *Geochim. et cosmochim. Acta*. 1967. V. 31, № 2. P. 225-235.

137. *Matsuhisa V., Morimoto V., Sato T.* Oxygen and Carbon Isotope Variations in Gold-Bearing Hydrothermal veins in the Kushikino Mining Area, Southern Kyushu, Japan // *Economic Geology*. 1985. V. 80. № 2. P. 283-293.

138. *Phan K.O.* Enquêtes sur l'or dans les roches // *Chronique des Mines et de la Recherche Minière*. 1965. V. 33, № 343.

139. *Smeth J.B., de, Rao K.S.P., Schuiling R.D.* Gold-Scheelite mineralization in the Veligallu schist belt, Andhra Pradesh, India // *Econ. Geol.* 1985. V. 80. № 7. P. 1996-2001.

140. *Stephenson I.F., Ermann W.D.* Neutron activation analysis of gold in Archean igneous and metamorphic rocks of the Rice Lake-Beresford Lake area south-eastern Manitoba // *Econom. Geol.* 1971. V. 66. № 6. P. 933-939.

141. *Turekian K.K., Weiszpohl K.H.* Distributions of the elements in some major units of the Earth's crust // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1961. V. 72. P. 175-192.

142. *Zell am Ziller.* A syngenetic old Paleozoic gold deposit in the Innsbruck Quartz phyllite belt. Schulz O. // *Syngeneses and Epigenesis Form. Miner. Deposits*. Vol. Honour Prof. G. Christian Amstutz occasion 60th birthday Spec. Ref. One His Main Sci. Interests. Berlin et al., 1984. P. 170-176.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

### Приложение I

*Кларковые содержания золота (мг/т) в гранитах по данным различных исследователей*

Характеристика	Кол-во проб, n	Среднее содержание, X	Разброс, R	Источник
Граниты различных регионов складчатых областей (150 массивов)	2250	2.1		[42]
Гранит-порфиры (9 массивов)	250	2.5		[42]
Граниты золотоносных и незолотоносных массивов (16 массивов), средние данные	152	2.2	0.3-190	[43]
Граниты (Средний Урал)	11	2.2	-	[45]
Гранитоиды Урала	154	2.3	1.7-2.7	[46]
Гранит стандарта С-I	-	2.6	-	[45]
Геологическая служба США	-	1.9	-	[45]
	4	2.85	2.6-3.6	[45]
	7	2.9	-	[45]
Бiotитовые граниты Алтая и Забайкалья (незолотоносные)	24	1.25		[45]
Граниты различные	13	2.8		[45]
Граниты США	139	1.48		[45]
Граниты Тянь-Шаня, Чаткальская зона	350	2.0		[48]
Граниты различных регионов Якутии	550	2.7	-	[49]
Гранитоиды Монголии	102	2.6	0.7-3.0	[51]
Бiotитовые граниты Монголии	18	2.5	-	[51]
Автохтонные граниты Восточной Сибири	141	2.20	0.5-4.8	[5]
Автохтонные граниты Якутии и Белоруссии	65	4.20	1.9-14.0	[5 и др.]
Граниты слабоперемешенные Восточной Сибири	526	2.42	1.0-6.5	[5 и др.]
Граниты автохтонные различных регионов Сибири	77	3.20	2.0-5.40	Рассчитано по данным [5] и др.

Характеристика	Кол-во проб, n	Среднее содержание, $\bar{X}$	Разброс, R	Источник
Гранитоиды неизменные Ангаро-Канской глыбы, Сибирь	61	2,77	1,5-4,54	Рассчитано по данным [50]
Граниты различных регионов СССР	76	2,3	0,7-4,3	Рассчитано по данным [42, 44]
Граниты Тихоокеанского пояса	150	2,1	0,6-3,6	Рассчитано по данным [53]
Граниты глубинные различных регионов	6739	3,99	2,3-4,11	[57]
Граниты гипабиссальные	1294	5,23	3,0-5,23	[57]
Излихающиеся магматические породы кислого состава	1363	6,08	3,3-6,35	[57]
Граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, липариты	-	2,7	-	[58]
Граниты различных регионов	4258	1,7	-	[59]
Гранитоиды	-	2,4	0,9-4,7	[60]
Гранитоиды Казахстана				
Срыккудукский массив	72	2,6	1,7-4,8	[61]
Степнякский массив	12	2,9	-	[61]
Септинский массив	30	2,6	-	[61]
Атапсорский массив	32	2,4	1,3-3,9	[61]
Метасоматические граниты, мигматиты Белорусского кристаллического массива		2,2		[83]
Биотитовые граниты золотоносного рудона Сент-Ирье (Франция)	9	6,75		[39]
Граниты:				
1) богатые кальцием		4,0		[33]
2) бедные кальцием		4,0		[33]
Граниты земной коры		2,7		[66]

Примечание. Здесь и во всех приложениях прочерки означают отсутствие данных.

## Кларковые содержания золота (мг/т) в гранодиоритах

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Гранодиориты Тувы	11	5,6	-	[47]
Гранодиориты Восточного Саяна	9	4,4	-	[47]
Гранодиориты складчатых областей различных регионов (71 массив)	-	4,4	-	Рассчитано по данным [47]
Гранодиорит-порфиры	9	25,0		[47]
Гранодиориты Тянь-Шаня	9	4,6		[48]
Гранодиориты Айдахо, США	9	2,5		[62]
Кварцевые диориты, Рэйс Лейк, Верс-Форд, ю.-в. Мантоба, Канада	10	0,6-1,1		[64]
Гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиорит-порфиры		2,7		[58]
Гранодиориты различных регионов	5	2,3	-	[43]
Гранодиориты Якутии	-	5,3	-	[49]
Гранодиориты Монголии	14	3,9	3,1-7,0	[51]
Гранодиориты Центр. Казахстана	-	2,2	1,6-7,7	[61]
Кварцевые диориты, гранодиориты Верх-Исетского комплекса, Урал	17	1,4		[45]
Гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, гранодиорит-порфиры, дациты различных регионов	4258	3,2	-	[59]
Гранодиориты Приамурья	41	3,0	0,2-11,5	[54]
Гранодиориты в целом	-	2,8	-	[66]



## Приложение 3

## Характерные содержания золота (мг/т) в диоритах

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Диориты Сибири (47 массивов)	317	3.8	2,2-5,4	[42]
Диориты Тихоокеанского пояса	-	4.7	3,7-5,7	[53]
Диориты, кварцевые диориты Тянь-Шаня		4.9		[48]
Диориты различных регионов Сибири	7	3.5	1,0-4,8	[43]
Диориты офиолитовых поясов Сибири и Казахстана	58	3.0	0,3-6,9	Расчитано по данным [42, 44]
Диориты		4.0	-	[67]
Диориты Урала		4.5	2,6-5,9	[45]
Магматические породы среднего состава (диоритовые порфириды, андезиты, андезит-базальты и др.)	4766	3.6		[59]
	-	6.0		[49]
	-	4.7		[58]
Кварцевые диориты Центр. Казахстана		3.4		[61]
Магматические породы среднего состава				[57]
глубинные	1389	6.06	5,7-6,4	[57]
гипабиссальные	847	6.38	5,9-6,9	[57]
излившиеся	798	4.02	3,6-4,4	[57]
Эффузивы среднего состава (земной коры в целом)		3.7		[42, 44; и др.]
Андезиты Кыргызстана	5	6.5	0,8-14,3	[70]
Диориты (тоналиты) золотоносного района Сент-Ирье, Франция	77	8.7		[39]

# ПРИЛОЖЕНИЯ

## Приложение 1

*Кларковые содержания золота (мг/т) в гранитах по данным различных исследователей*

Характеристика	Кол-во проб, n	Среднее содержание, X	Разброс, R	Источник
Граниты различных регионов складчатых областей (150 массивов)	2250	2.1		[42]
Гранит-порфиры (9 массивов)	250	2.5		[42]
Граниты золотоносных и незолотоносных массивов (16 массивов), средние данные	152	2.2	0,3-190	[43]
Граниты (Средний Урал)	11	2.2	-	[45]
Гранитоиды Урала	154	2.3	1,7-2,7	[46]
Гранит стандарта С-1	-	2.6	-	[45]
Геологическая служба США	-	1.9	-	[45]
	4	2.85	2.6-3.6	[45]
	7	2.9	-	[45]
Биотитовые граниты Алтая и Забайкалья (незолотоносные)	24	1.25		[45]
Граниты различные	13	2.8		[45]
Граниты США	139	1.48		[45]
Граниты Тянь-Шаня, Чаткальская зона	350	2.0		[48]
Граниты различных регионов Якутии	550	2.7	-	[49]
Гранитоиды Монголии	102	2.6	0,7-3.0	[51]
Биотитовые граниты Монголии	18	2.5	-	[51]
Автохтонные граниты Восточной Сибири	141	2.20	0.5-4.8	[5]
Автохтонные граниты Якутии и Белоруссии	65	4.20	1,9-14.0	[5 и др.]
Граниты слабоперемещенные Восточной Сибири	526	2.42	1,0-6,5	[5 и др.]
Граниты автохтонные различных регионов Сибири	77	3,20	2,0-5,40	Рассчитано по данным [5] и др.

Характеристика	Кол-во проб, n	Среднее содержание, $\bar{X}$	Разброс, R	Источник
Гранитоиды неизменные Ангаро-Канской глыбы, Сибирь	61	2,77	1,16-4,54	Рассчитано по данным [50]
Граниты различных регионов СССР	76	2,3	1,7-4,3	Рассчитано по данным [42, 44]
Граниты Тихоокеанского пояса	150	2,1	1,6-3,6	Рассчитано по данным [53]
Граниты глубинные различных регионов	6739	3,99	2,3-4,11	[57]
Граниты гипабиссальные	1294	5,23	5,0-5,23	[57]
Излившиеся магматические породы кислого состава	1363	6,08	5,3-6,35	[57]
Граниты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, липариты	-	2,7	-	[58]
Граниты различных регионов	4258	1,7	-	[59]
Гранитоиды	-	2,4	1,9-4,7	[60]
Гранитоиды Казахстана				
Срыккудукский массив	72	2,6	1,7-4,8	[61]
Степнякский массив	12	2,9	-	[61]
Селтинский массив	30	2,6	-	[61]
Аталсорский массив	32	2,4	1,8-3,9	[61]
Метасоматические граниты, мигматиты Белорусского кристаллического массива	-	2,2	-	[83]
Биотитовые граниты золотоносного рудона Сент-Ирье (Франция)	9	6,75	-	[39]
Граниты:				
1) богатые кальцием		4,0	-	[33]
2) бедные кальцием		4,0	-	[33]
Граниты земной коры		2,7	-	[66]

Примечание. Здесь и во всех приложениях прочерки означают отсутствие данных.

## Кларковые содержания золота (мг/т) в основных магматических породах

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Габбро дунит-пироксенит габбровой формации	20	8,6		[45]
Габбро	-	5,4		[68]
	-	5,0		[69]
Габбро различных регионов	21	3,3		[53]
Габброиды Сибири	41	5,0		[50]
Базальты	-	3,2		[68]
Базальты Толбачинского извержения	124	5,6		[71]
	22	5,5		[71]
Габбро метаморфизованное, Райс-Лейк, Канадский щит	4	18,2		[72]
Толентовые базальты, Средне-Атлантический хребет	3	10,3	6,3-14,0	[60]
Толентовые базальты, там же	24	2,6	0,23-9,40	[71]
Там же, станции 7,8	3	0,3	0,3-0,2	[72]
Толентовые базальты	7	1,2	0,5-2,0	[62]
	-	2,3	2,0-3,5	[71]
Толентовые базальты Сибирской платформы		7,4		[45]
Метадиабазы пильгуярвинской вулканической подсерии, андезитовые метапорфириты Балтийского щита	30	6,2	5,8-6,6	[73]
Толентовые базальты о-ва Исландия (Атлантический океан), впадина Романш		15,0-230,0		[45]
Траппы Сибирской платформы		0,1-21,9		[74]
Габброиды Монголии, массив Бурто		5,0		[51]
Основные породы различных регионов	2557	4,4		[59]
Основные породы	-	7,2		[58]
Основные породы различных регионов	3541	7,2		[57]
Основные эффузивы Кыргызстана диабазовой формации	11	5,9	2,9-9,5	[70]
Базальты Кыргызстана различных формаций	60	4,5	1,7-13,0	Рассчитано по данным [70]
Габбро плагиогранитной интрузии Чарского офиолитового пояса Казахстана	13	3,1	0,7-4,2	Рассчитано по данным [30]

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Габбро офиолитового пояса Кузнецкого Алатау	15	3,8	1.9-5.7	[30]
Габбро офиолитового пояса Тувы	15	2,2	0.5-3.9	[30]
Эффузивы основного состава земной коры (в целом)	-	3,7	0.7-10,8	[42, 44]
Толентовые базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия, зона Кларин-Клипертон	17	7,5	5,0-150,0	Рассчитано по данным [75]
	7	6,5	4.0-50,0 Ю.	Мартынов, 1986 г.
Оливиновое габбро, Индийский океан		30,0		[76]
Базальты Атлантического океана		5,0		[69]
Драгированные образцы толентовых базальтов	48	2,9	0,6-14,1	[71]
Базальты Срединно-Атлантического хребта Индийского океана	35	1,1		[71]
Оливин-порфировые базальты Срединно-Атлантического хребта из скважин глубиной 582-1232 м	29	4,4		[71]
Плагиоклаз-порфировые базальты, там же	46	3,8		[71]
Оливиновые базальты	9	4,1		[71]

## Кларковье содержания золота (мг/т) в ультратосновных магматических породах

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Дуниты различных регионов	10	7.5	3.7-15.0	Рассчитано по [43]
Дуниты дунит-пироксенит-габбровой формации	262	3.4	0.7-6.8	[42]
Дуниты дунит-гарибургитовой формации	352	3.3	0.5-8.4	[42]
Дуниты Андыро-Корякской складчатой системы		8.4	-	[42]
Дунит		8.2	-	[68]
Дуниты, пироксениты Сибири		5.0	3.3-6.7	[50]
Гарибургиты		8.3	-	[50]
Дуниты гилеитозернистые хроминосного массива Ран из Полярного Урала		24.0		[77, 78]
Гипербазиты Кольского полуострова	-	-	3.8-18.0	[42]
Гипербазиты Казахстана	50	7.25	-	[57]
	30	14.8	-	[57]
Гипербазиты Гинь-Шаня	30	6.78	-	[57]
Гипербазиты Австралии, Мексики, США, Гаванских островов	-	9-9.7	-	[13, 45]
Гипербазиты различных регионов	1320	7.2	0.5-24.7	Рассчитано по [42]
Гипербазиты, дунит-гипербазитовая формация различных регионов		7.5	0.5-21.3	[53]
Эклогиты Сибирской платформы разных уровней глубинности	6	10.8		[79]
Перидотиты из ксенолитов кимберлитовой трубки	36	5.4	4.5-7.4	[79]
Перидотиты пироловые	-	4.9	-	[80]
Ультрасиенитные породы впадины Романш Атлантического океана (в т.ч. серпентинизированные)	32	1.66	90.3	[45]
Гипербазиты габброидного ряда Урала		3.1	-	[45]
Перидотит		6.0	-	[69]
Перидотиты, дунит-пироксенит-габбровой формации	135	2.6	0.8-4.3	[42]
Перидотиты дунит-гарибургитовой формации	134	3.4	0.8-5.6	[42]
Кимберлиты	109	3.8	0.6-12.0	[42]
Меймениты	87	5.5	4.3-6.2	[42]
Эклогиты	78	3.6	2.2-5.1	[42]

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Пироксениты дунит-пироксенит-габбровой формации	258	3.3	1.1-12.9	[42]
Горнблендиты	30	15.1	3.3-20.9	[42]
Перидотитовые коматиты Воронежского кристаллического массива	20	7.6	3.2-12.0	[84]
Перидотит	30	4.6	2.5-75.0	[68]
Эклогиты Кольского полуострова	20	7.8	-	[78]
Эклогиты Кокчетавского массива	20	2.6	2.6	[78]
Эклогиты кимберлитовой трубки Обнаженная	20	1.8	-	[78]
Породы дунит-гарцбургитовой формации Урала		21.3		[76]
Породы дунит-гарцбургитовой формации и меймениты Сибирской платформы		7.2	3.6-8.7	[79]
Гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации Приамурья		21.0		[54]
Гипербазиты дунит-пироксенитовой формации Приамурья		3.1		[54]
Ультраосновные породы различных регионов		6.85	6.3-7.4	[57]
Лерцолиты, пироксениты, верлиты, гарцбургиты лавовых потоков Алячинского и Гавайского вулкана	-	8.0	2.1-23.0	[42]
Ультраосновные породы	-	9.6	-	[43]
Ультраосновные породы Новой Каледонии: плагиоклазовые лерцолиты		10.0		Дюпуа, 1981 г.
Шпинелевые лерцолиты		11.0		"-
Гарцбургиты		5.0		"-
Дуниты		1.0		"-
Гипербазиты офиолитовых поясов Сибири и Казахстана (дуниты, гарцбургиты, пироксениты, горнблендиты)	67	3.7	0.5-7.5	[30]
Палеозойские ультраосновные комплексы Европы	56	2.0	0.1-667.0	[35]
Ультраосновные породы Воронежского кристаллического массива	-	4.1	-	[38]

## Кларковые содержания золота (мг/т) в кварце

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Кварц незолотоносных гранитов	10	2,6	0,2-11,0	[43]
Кварц золотоносных гранитов и гранодиоритов	17	5,0	0,6-22,0	[43]
Кварц постерудных кварцево-кальцитовых жил и прожилков	3	2,9		[42]
Кварц постерудных прожилков	1	2,7		[42]
Кварц габбро-сиенитов Кузнецкого Алатау	3	2,6		[42]
Кварц интрузивных пород складчатых регионов СССР	527	3,3		Рассчитано по данным [42]
Кварц различных гранитоидов Приамурья		4,4		[56]
Кварц различных магматических пород Тихоокеанского пояса	5	4,2	2,0-9,0	[55,56]
Кварц граувак Канады	53	1,9	-	Р. Брукс, 1972 г.
Кварц гранитоидов Чаткальской зоны Тянь-Шаня	36	1,7	0,9-1,9	[48]
Кварц гранитоидов Верх-Исетского массива	5	2,4	0,7-4,6	[45]
Кварц мусковитоносных пегматитов Вост. Сибири	30	2,1	0,5-10,0	[10]
Жильный кварц различных зон метаморфизма Сибири	68	2,9	2,1-4,7	[10]
Кварц фоновых пегматитов	32	1,22	0,1-7,8	[44]
Кварц керамических пегматитов	16	1,84	0,1-5,5	[44]
Кварц слюдоносных пегматитов	22	4,67	1,0-162,0	[44]
Жильный кварц Приамурья различных зон метаморфизма	30	2,2	0,9-10,1	[82]
Кварц из метаморфических пород Балтийского щита	10	1,5	0,7-4,0	[73]
Кварц кристаллических пород Белорусского массива		3,1	0,5-1,20	Рассчитано по данным [83]
Кварц метаморфических пород юго-восточной Тувы	12	2,1	0,7-4,2	Рассчитано по данным [18]
Кварц послонных мигматитов	13	1,8	1,7-2,0	-"
Кварц аллохтонных мигматитов	9	4,7	4,1-4,4	-"



Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Кварц амфибол-биотитовых и хлорит-мусковитовых сланцев	4	2,4	0,6-3,4	[43]
Кварцевые прожилки в амфибол-биотитовых и хлорит-мусковитовых сланцах		2,1	1,7-2,7	[43]
Кварц различных образований		2,0	-	[8]

## Приложение 7

*Калишковые содержания золота (мг/т) в калишпатах*

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Калишпаты палеозойских гранитоидов	294	2,5	2,2-5,1	Рассчитано по [42]
Калишпаты мезокайнозойских гранитоидов и габбро-диоритов	22	4,3	4,2-5,3	[42]
Калишпаты гранитных пегматитов зон ультраметаморфизма и гранитизации				
безрудные (фоновые)	14	1,5		[42]
слодовосные	8	4,6		[42]
керамические	4	1,1		[42]
редкометалльные	5	1,7		[42]
Калишпаты микроклин мусковитовых пегматитов Патомского нагорья	200	2,55	1,5-4,5	[10; и др.]
Микроклин из пегматитов	-	2,8	2,5-3,2	[45]
Микроклин гранитоидов Верх-Исетского массива	5	1,4	0,7-3,2	[45]
Микроклин гранитоидов	4	3,2	1,3-6,2	[43]
Калишпат различных гранитоидов	100	5,4	-	[56]
Калишпат гранитоидов Тихоокеанского пояса	5	1,4	-	[53]
Калишпаты чарнокитов	3	1,6	-	[30]
Полевые шпаты незолотоносных гранитов и пегматитов	13	1,7	0,2-5,2	[43]
Калиевый полевой шпат метаморфических пород Сангилена	1	2,5		[18]
Калишпаты алдохтонных и автохтонных пегматитов Сангилена (юго-восточной Тувы)	12	6,5	1,0-10,6	Рассчитано по [18]

*Кларковые содержания золота (мг/т) в плагиоклазах*

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Плагиоклаз Кузнецкого Алатау, Чалгыстатский массив	5	3.2		[42]
Плагиоклаз интрузивных пород складчатых регионов СССР	499	3.9	1.2-5.9	Рассчитано по [42]
Плагиоклаз гранитоидов Верх-Исетского массива	10	2.2	0.6-5.6	[45]
Плагиоклаз траппов Сибирской платформы	-	5.25		[74]
Плагиоклаз различных гранитоидов	-	3.0		[56]
Плагиоклаз метаморфических комплексов Сангиленского среднего массива, Тува	12	1.8	0.7-4.4	[18]
Плагиоклаз мигматит-гранодиорит-адамелитовой серии в метаморфических породах Сангиленского среднего массива, Тува	34	2.1	1.7-2.6	[18]
Плагиоклаз мигматитов и мусковитовых пегматитов, Патомское нагорье	25	2.0	0.9-2.9	[10; и др.]
Плагиоклаз из габбро	4	4.2	1.8-6.3	[43]
Плагиоклаз нефелинового сиенита	1	3.9	-	[43]

*Кларковые содержания золота (мг/т) в роговой обманке*

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Роговая обманка из щелочных сиенитов Кузнецкого Алатау, Кийский массив	8	6.0	0.5-14.2	[43]
Роговая обманка, Макоранский массив	1	4.4		[43]
Роговая обманка из зон ультраметаморфизма Кузнецкого Алатау	2	1.4	1,3-1,4	[30]
Роговая обманка из пород дунит-пироксенит-габбровой формации	11	6.8	1.1-21.4	[43]
Роговая обманка из пород гранитоидной формации	176	6.8	1.1-21.4	[43]
Роговая обманка из габбро-диоритов	36	5.4	-	[43]
Роговая обманка из гранодиоритов	72	3.2	-	[48]
Роговая обманка из гранитов Верх-Исетского массива	5	2.3	-	[45]
Обыкновенная роговая обманка	6	5.6	1.2-10.0	[73]
Роговая обманка метаморфических пород (Тува)	4	2.2	0,9-2,9	[18]
Роговая обманка из различных магматических пород	9	4.7	1,9-15,0	[43]
Роговая обманка из гранодиорита	1	6.0	-	[53]
Роговая обманка из амфиболита	1	8.0	-	[53]

*Кларковые содержания золота (мг/т) в биотитах*

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Биотит незолотоносных гранитов и пегматитов	4	4.0	1.7-5.4	[43]
Биотит золотоносных гранитов	3	129.0	61-207	[43]
Биотит интрузивных пород складчатых регионов СССР:	1369	7.5	0.7-36.0	Рассчитано по [42]
биотиты габброидных формаций		14.5		Рассчитано по [42]
биотиты гранитоидных формаций		5.8	0.7-84.4	Рассчитано по [42]
Биотиты осадочно-метаморфических комплексов	13	14.98	-	[81]
Биотиты различных гранитоидов Урала	110	7.3	2.0-21.0	[20]
В том числе:				
золотоносных		-	11.0-21.0	[20]
незолотоносных		-	2.0-6.0	[20]
Биотиты различных гранитов		9.1	4.0-34.5	[56]
Биотиты гранитоидных пород Тянь-Шаня	120	7.1		[48]
Биотиты монзонитов, гранодиоритов, адалмитов, диоритов	6	4.2		[48]
Биотит метаморфических пород Сангиленского срединного массива	6	5.7	1.9-11.9	[18]
Биотит из пород пегматит-гранодиорит-адалмитовой серии	16	5.1	3.8-6.6	[18]
Биотит мусковитоносных пегматитов	5	5.0	1.2-6.0	[10]
Биотит различных гранитов	39	2.7	1.9-3.5	[45]
Биотит из различных гранитоидов	-	4.0	-	[8]
Биотиты кварц-диоритового штока Мернсвилл, Монтана	44	76.0	2.0-924.0	[41]

## Приложение 11

*Кларковые содержания золота (мг/т) в мусковитах*

Мусковит	n	$\bar{X}$	R	Источник
Мусковит гранитов и пегматитов золотоносного массива	4	115	38,0-204,0	[43]
Мусковит грейзенов и пегматитов	5	3,8	2,7-4,7	[43]
Мусковит из грейзена в роговиках	1	10,0	-	[53]
Мусковит гранитоидов	3	12,6	4,2-20,5	[45]
Мусковит слюдоносных пегматитов	29	10,8	2,0-32,1	[30]
Мусковит мусковитоносных пегматитов	22	3,5	1,0-25,0	[10; и др.]
Мусковит редкометалльных пегматитов		2,7	0,4-2,7	[42]
Мусковит гранитоидов		6,25	-	[81]
Мусковит осадочно-метаморфических комплексов		32,23		[81]
Мусковит из пород архейского комплекса		2,2	0,6-3,8	[73]
Мусковиты лейкогранита		3,8	-	[85]
Мусковит метаморфических пород Сангиленского срединного массива (Тува)		1,85	1,7-1,9	[18]
Мусковит магматических пород мигматит-гранодiorит-адамелитовой серии		3,2	2,5-4,2	[18]

*Кларковые содержания золота (мг/т) в хлоритах*

Хлорит	n	$\bar{X}$	R	Источник
Из хлорит-серицитовых сланцев	2	209	7,5-412,0	[43]
Из скарнов Тувы	6	5,7	-	[42]
Из скарновых пород Восточного Саяна		16,2		[42]
Из известковых скарнов Кузнецкого Алатау	-	7,0	-	[42]
Хлорит из гранитоидов	1	1,6	-	[81]
Хлорит из метаморфитов	9	16,65	-	[81]
Хлорит	-	2,0	-	[8]
Хлорит метаморфических сланцев	5	5,1	3,5-6,5	В. Бурак, 1990 г.

*Кларковые содержания золота (мг/т) в гранатах*

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Гранат из эклогита	14	0,9	0,2-2,1	[43]
Гранат из золотоносных скарнов	-	7,9	-	[42]
Гранат из диоритов и гранодиоритов палеозойских складчатых областей		1,8	1,9-2,1	[42]
Гранат известковых незолотоносных скарнов		5,5	2,4-12,5	[42]
Гранат из архейских метаморфических пород		4,6	3,5-6,0	[32]
Гранат из гранодиорита		5,0	-	[53]
Гранат метаморфических пород Сангилента, Тува	6	2,2		[18]
Гранат из мигматитов магматит-гранодиорит амазелитовой серии	2	1,5		[18]

## Приложение 14

## Клазовые содержания золота (мг/т) в магнетитах

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Магнетиты из незолотоносных гранитов, гранодиоритов, аплитов	11	49.9	10-170	[43]
Магнетиты из незолотоносных диоритов	4	50	21-90	[43]
Магнетиты из габбро-типербазитов	4	38	15-86	[43]
Магнетиты из кварцевых порфиров	2	285	110-460	[43]
Магнетиты из порфиров и габбро-диабазов	4	29	21-38	[43]
Магнетиты из алеврита и туфопесчаника	2	1030	310-1750	[43]
Магнетиты из филлита	1	2420	-	[43]
Магнетиты из сланцев	5	240	15-619	[43]
Магнетиты из гнейсов	2	80	41-120	[43]
Магнетиты из роговиков	3	485	5.3-760	[43]
Магнетиты из турмалиновых прожилков	1	57	-	[43]
Магнетиты из незолотоносных скарнов	1	433	-	[43]
Магнетиты из нордмаркитов Кузнецкого Алатау, Чалгыстагский массив	25	2.7	-	[43]
Магнетиты из Сохондуського массива	8	4.7	-	[43]
Магнетиты из щелочного спениста Кузнецкого Алатау; Кийский массив	6	56.1	-	[43]
Магнетиты из Макараевского массива	3	15.1	-	[43]
Магнетиты из гранитоидов Алтая Саянской области	189	8.7	-	[43]
Магнетиты из железорудных месторождений	62	8.2	-	[43]
Магнетиты из среднепалеозойских гранитоидов Урала, Казахстана, Средней Азии	60	9.0	-	[43]
	10	14.8	-	[43]
	132	11.5	-	[43]
	40	7.1	-	[43]
	6	5.5	-	[43]
Магнетиты Казахстана	4	4.5	2,8-6,2	[43]
Магнетиты из непродуктивных гранитов Урала	5	5.4	4,0-17,0	[20]
Магнетиты из продуктивных гранитов	-	-	29,0-112,0	[20]
Магнетиты из различных гранитов	-	13,8	-	[56]

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Магнетиты из гранитоидов Чаткальской зоны Тянь-Шаня	52	3,9		[48]
Магнетиты из гранитоидов Верх-Исетского массива Урала	4	5,8	1,5-8,6	[45]
Титаномагнетит из траппов Сибирской платформы		6,34		[74]
Титаномагнетит из зон ультраметаморфизма Кузнецкого Алатау	3	1,4	1,2-1,6	[30]
Магнетиты Енисейского кряжа	1	21,0	-	[30]
Магнетит чарнокитов	3	24,2	7,2-41,2	[30]
Магнетиты	1	21,0	-	[30]
Магнетит из архейских метаморфических пород	21	8,6	0,5-340,0	[32]
Магнетит различный	-	10,0	-	[8]



*Кларковые содержания золота (мг/т) в пироксенах*

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Пироксены из эклогитов	14	5.8	1.6-34.0	[43]
Пироксены из габбро и перидотита	3	15.0	4.4-25.0	[43]
Пироксены из интрузивных пород складчатых регионов СССР в целом	216	5.8	0.7-17.2	Рассчитано по [42]
В том числе:				
пироксены базальтоидных формаций	76	7.3	0.8-33.5	[42]
Ортопироксены дунитов	78	2.6	0.5-5.9	[42]
Клинопироксены габбро	16	4.0	0.6-13.0	[42]
Ортопироксены из дунитов	47	3.0	0.1-30.0	[42]
Пироксены из траппов Сибирской платформы		5.87		[74]
Диопсид из габбро-дунит-пиро- ксенит-габбровой формации	2	6.8		[45]
Диопсид из габбро-гарцбургито- зой формации	2	0.7	-	[45]
Гиперстены чарнокитов	3	2.8	2.4-3.0	[44]
Гиперстены	2	3.1	1.3-4.9	[44]

*Кларковые содержания золота (мг/т) в оливинах*

Оливин	n	$\bar{X}$	R	Источник
Из перидотита	1	14	-	[47]
Из траппов юга Сибирской платформы		4,25		[74]
Из ортопород дунит-пироксенит-габбровой формации	2	4.2		[45]
Из ортопород габбробургитовой формации	8	8,3	-	[45]
Из различных образований	-	3.0	-	[8]
Базитов и ультрабазитов	10	2.3	1.4-3,2	[42]

*Кларковые содержания золота (мг/т) в кальците*

Характеристика	n	$\bar{X}$	R	Источник
Кальцит из мрамора	1	0.45	-	[43]
Кальцит из послекристаллических метасоматитов		3.0		[42]
		1.6		[42]
Кальцит из железорудных месторождений	-	3.0	-	[42]
Кальцит из пострудных прожилков	4	0.5	-	[42]
Кальцит пострудный	1	0.8	-	[42]
Кальцит из мрамора и известняков	-	0.5	0.2-0.7	[70]
Кальцит из известняков и кальцитовых прожилков	15	1.0	0.5-1.6	[13] и др.]

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	5
<b>Глава 1. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА (КРАТКИЙ РЕТРОСПЕКТИВНЫЙ АНАЛИЗ) .....</b>	<b>10</b>
Ранний этап - XVIII-XIX в. ....	10
Первая половина XX в. ....	14
Современный этап .....	22
<b>Глава 2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТА .....</b>	<b>27</b>
Общие сведения .....	27
Место золота в процессе минералообразования из растворов .....	30
Металлохимические свойства золота .....	32
Комплексные ионы и соединения золота .....	36
Роль кислорода в формировании золотого оруденения .....	39
Геохимические особенности золота как отражение его положения в таблице Д.И. Менделеева .....	43
Родственные золоту элементы и парагенетические ассоциации .....	50
Степень сродства самородного золота с различными элементами и минералами .....	74
Сорбция золота .....	77
Выводы .....	81
<b>Глава 3. СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ (КЛАРКИ) ЗОЛОТА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И МИНЕРАЛАХ .....</b>	<b>86</b>
Средние содержания (кларки) золота в главных разновидностях магматических пород .....	88
Средние содержания (кларки) золота в породообразующих и рудных минералах .....	91
Средние содержания (кларки) золота в осадочных породах ...	94
Выводы .....	97
<b>Глава 4. ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ .....</b>	<b>99</b>
Поведение золота и сопутствующих элементов в условиях литификации и метаморфизма осадков .....	100
Поведение золота в условиях дислокационного метаморфизма и гидротермально-метасоматических преобразований пород .....	112
Поведение золота при процессах ультраметаморфизма и графитообразования .....	116

	Поведение золота при процессах пегматитообразования и интродуирования магматических расплавов .....	117
	Поведение золота в условиях контактового метаморфизма ...	119
	Поведение золота в условиях гипергенеза .....	124
	Геодинамические условия миграции золота .....	127
	Геодинамика поведения сопутствующих золоту элементов ...	129
	Роль различных источников золота в рудообразовании .....	132
	Выводы .....	134
<b>Глава 5.</b>	<b>РОЛЬ СОСТАВА ПОРОД РУДОВМЕЩАЮЩЕГО РАЗРЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ...</b>	<b>135</b>
	Влияние состава пород рудовмещающего разреза на химизм околорудных изменений и фациальный тип метасоматитов .	139
	Гипабиссальное и абиссальное оруденение .....	143
	Близповерхностное вулканогенное оруденение .....	145
	Выводы .....	153
<b>Глава 6.</b>	<b>ХАРАКТЕР СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ .....</b>	<b>153</b>
	Общие замечания .....	153
	Типизация гранитоидов по отношению к рудообразованию .	159
	Роль регионально-тектонических факторов .....	164
	Выводы .....	168
<b>Глава 7.</b>	<b>ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ .....</b>	<b>169</b>
	Собственно осадочные месторождения .....	170
	Гидротермально-осадочные и эксгальционно-осадочные месторождения .....	175
	Катагенные месторождения .....	180
	Вулканогенно-осадочные месторождения .....	182
	Собственно вулканогенные месторождения .....	188
	Магматические месторождения .....	193
	Плутоногенно-гидротермальные месторождения .....	194
	Скарновые месторождения .....	195
	Метаморфизованные месторождения .....	197
	Метаморфогенно-гидротермальные месторождения .....	198
	Вулканогенно-плутоногенные месторождения .....	225
	Метаморфогенно-плутоногенные месторождения .....	226
	Полигенные месторождения .....	230
	Выводы .....	232
<b>Глава 8.</b>	<b>ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗОЛОТОНОСНЫХ ПЛОЩАДЕЙ .....</b>	<b>234</b>
	Выводы .....	242
<b>Глава 9.</b>	<b>ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА .....</b>	<b>245</b>

Пространственно-статистические закономерности размещения золотоносных провинций, районов и узлов .....	245
Роль древних платформ и срединных массивов .....	253
Роль гранито-зеленокаменных г. ясов .....	255
Роль морфоструктур центрального типа .....	264
Роль сопряжений и пересечений разломов и мест изменения их простираний .....	266
Системы "входящих" углов .....	271
Выводы .....	273
<b>Глава 10. ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ .....</b>	<b>276</b>
Выводы .....	291
<b>Глава 11. ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ ЗОЛОТА И СОПУТСТВУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В БИОСФЕРЕ ЗЕМЛИ .....</b>	<b>293</b>
Выводы .....	302
<b>Глава 12. ПРОГНОЗИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ .....</b>	<b>304</b>
Принципы прогнозирования .....	305
Тектонические факторы .....	310
Магматические факторы .....	318
Метаморфические критерии .....	322
Литофациальные и литостратиграфические критерии .....	324
Гидротермально-метасоматические критерии .....	333
Геохимические критерии .....	337
Состав изотопов серы сульфидов .....	343
Палеогидрохимическая зональность .....	346
Россыпная золотоносность .....	348
Геофизические критерии .....	350
Этапы и объекты прогнозирования .....	354
Формула расчета возможного количества месторождений, прогнозирование возможных размеров месторождений .....	360
Выводы .....	363
Заключение .....	365
Литература .....	370
Приложения .....	378