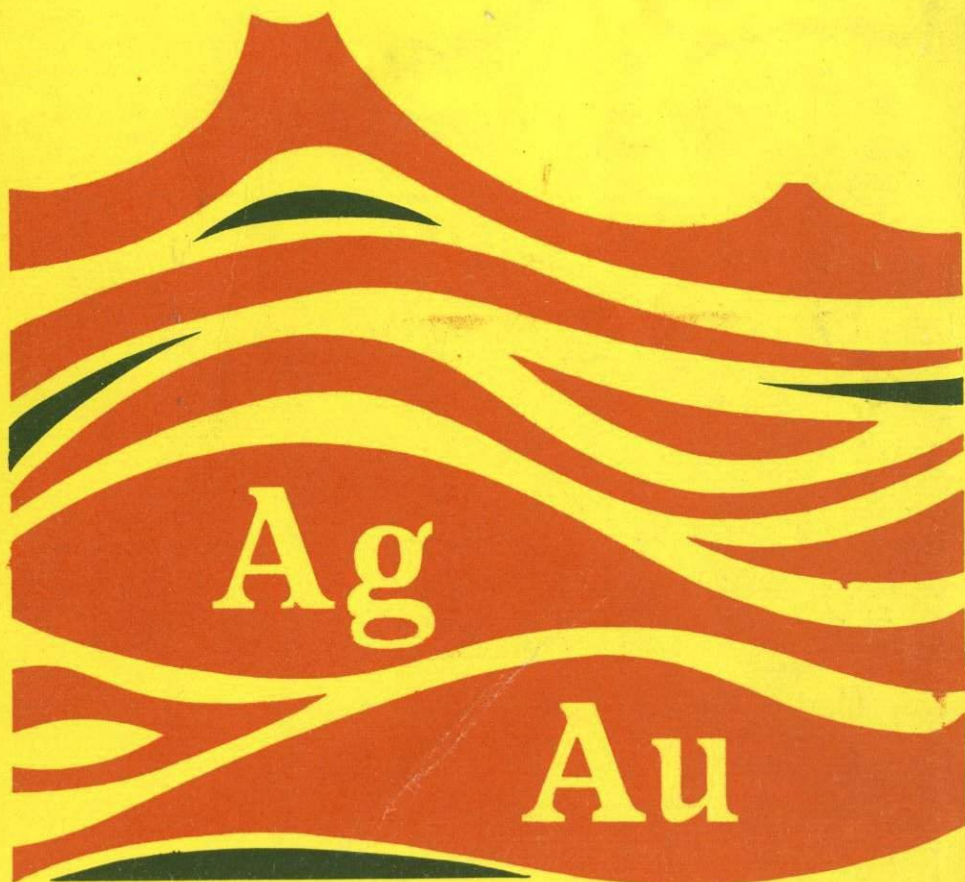


М. М. КОНСТАНТИНОВ

**ЗОЛОТОЕ И
СЕРЕБРЯНОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ
ВУЛКАНОГЕННЫХ
ПОЯСОВ МИРА**



М. М. КОНСТАНТИНОВ

**ЗОЛОТОЕ И
СЕРЕБРЯНОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ
ВУЛКАНОГЕННЫХ
ПОЯСОВ МИРА**

4136



МОСКВА "НЕДРА" 1984



Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. — М.: Недра, 1984, 165 с.

Рассмотрены общие закономерности размещения и формирования золотого и серебряного оруденения: металлогенические эпохи и провинции, геотектонические позиции рудных районов в вулканических поясах, связь оруденения с магматизмом, соотношения с рудами других формаций, источники рудного вещества. Разработана структурная систематика, охарактеризованы структурные типы рудных полей, главные месторождения отдельных типов, глубины формирования и вертикальный интервал промышленного оруденения, генезис, морфология и строение рудных тел, условия локализации рудных столбов, рациональные комплексы поисковых и оценочных критериев золотого и серебряного оруденения.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций, занимающихся геологией рудных месторождений и металлогенией.

Табл. 4, ил. 56, список лит. — 50 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук *Ф.Р. Апельцин* (ВИМС)

Человечество уже пять тысячелетий добывает золото и серебро из руд золото-серебряных месторождений. Необычно высокие концентрации этих металлов в приповерхностных частях месторождений сделали их одними из первых "рентабельных" объектов добычи в древних очагах цивилизаций. К концу XIX в. и особенно к началу Второй мировой войны запасы руд на месторождениях данного типа были в значительной степени исчерпаны. Однако в последние десятилетия в связи с изменившейся конъюнктурой они вновь стали объектом эксплуатации. Появились и крупные исследования, базирующиеся на новейших изотопных и термобарогеохимических методах изучения рудного вещества. В них содержатся новые подходы к выявлению источников рудного вещества рудоносных растворов и механизмов рудообразования.

В нашей стране выявление и изучение месторождений вулканогенного класса — одна из важнейших проблем геологии коренного золота. Интерес к ней усилился в связи с общими исследованиями по вулканогенному рудообразованию В.И. Смирнова, В.Н. Котляра, Г.С. Дзоценидзе, М.Б. Бородаевской, Н.П. Лаверова, Г.П. Воларовича, А.А. Сидорова и многих других ученых.

Высокие требования к эффективности геологоразведочных работ обуславливают необходимость создания научных основ прогнозирования, методик поисков месторождений, эффективных методов их разведки, а также оценки обнаруживаемых рудопроявлений.

Анализ и теоретическое обобщение материалов по условиям формирования золото-серебряного оруденения в областях вулканизма, и особенно локализации промышленных рудных полей и месторождений, приобрели в настоящее время значение важной и весьма актуальной народнохозяйственной задачи.

Для ее решения необходимо: 1) выяснить основные факторы концентрации оруденения в областях вулканизма (путем установления наиболее общих закономерностей размещения золотого оруденения: выявления региональных рудоконтролирующих структур, потенциально золотоносных магматических комплексов, минералого-геохимических особенностей оруденения, соотношения с рудами других формаций); 2) определить геологические обстановки, благоприятные для формирования золоторудных полей в пределах рудных районов (путем анализа структур главнейших золоторудных полей и разработки на геотектонической основе структурной классификации); 3) выделить локальные рудоконтролирующие факторы и разработать комплекс поисково-оценочных критериев.

Автор изучал золото-серебряные месторождения Средиземноморского и Тихоокеанского поясов, что позволило с привлечением обширной литературы по зарубежным месторождениям этого типа рассмотреть в целом, независимо от особенностей провинций, проблему размещения и локализации золоторудных полей и месторождений вулканических поясов.

История изучения и разработки близповерхностных золото-серебряных месторождений заключена в ряде фундаментальных обобщающих исследований. К.И. Богданович в 1913 г. подробно описал близповерхностные золото-серебряные месторождения Румынии, США и Мексики, назвав их "группа новых серебряно-золоторудных жил"; он выделил два минералогических типа подобных месторождений, "... резко отличающиеся в своих крайних представителях и дающие ряд смешанных типов: серебряно-золоторудные жилы, или золото-серебряные, в тесном смысле (пропилитовая золоторудная формация) и теллуристые золоторудные жилы". К.И. Богданович привел сведения о геологическом строении ряда крупных месторождений, сопутствующем магматизме, строении и составе рудных тел. Особое внимание он уделял условиям размещения бананцевых скоплений в пределах рудных жил, служивших основным источником добычи металлов.

В. Линдгрэн, отнесший эти месторождения в своей классификации к классу эпитермальных, подразделил их на следующие группы: 1) золоторудные (а — золото-кварцевые жилы в андезитах, б — золото-кварцевые жилы в риолитах); 2) золото-аргентитовые; 3) аргентитовые; 4) селенидов золота; 5) теллуридов золота; 6) теллуридов золота с алунитом. Г. Нолан в 1937 г. выделил две геохимические группы таких месторождений: серебряно-золотые ($Au:Ag \geq 1:1$) и золото-серебряные ($Au:Ag < 1:1$), обратив внимание на отличия в составе ассоциирующих с оруденением андезито-базальтовых или липарито-дацитовых вулканических комплексов и на различный структурный контроль оруденения: серебряно-золотые месторождения локализируются в непротяженных малоамплитудных синвулканических разрывах, а золото-серебряные — в протяженных крупноамплитудных сбросах.

Г. Шнейдерхен отнес эпитермальные золотые и золото-серебряные месторождения к субвулканическому циклу, объединив их руды в следующие подгруппы: а) серицит-кальцит-кремнистые золотые и золото-серебряные без теллуридов; б) серицит-кальцит-кремнистые золотые и золото-серебряные с селенидами и теллуридами; в) серицит-кальцит-кремнистые золотые и золото-серебряные с селенидами; г) алунитовые золото-серебряные.

Подробное описание золотых и золото-серебряных месторождений приводится в курсе рудных месторождений В.А. Обручева, который отмечает большую роль зоны цементации в формировании богатых рудных скоплений, а также выклинивание с глубиной свит рудных жил, локализованных в субвулканических интрузивах. Игнорирование этих обстоятельств ведет, по мнению В.А. Обручева, к непродуманному проектированию дорогостоящих горных выработок. Интересно отметить, что такие месторождения, как Белая Гора на Амуре и Илинское в Забайкалье, приуроченные к жерловым фациям древних вулканов, В.А. Обручев отнес к классу пневматолитовых.

В работах более поздних лет ведущее значение приобрели исследования по определению формационной принадлежности золото-серебряного оруденения, нашедшие отражение в трудах Н.В. Петровской, Д.А. Тимофеевского, М.Б. Бородаевской и И.С. Рожкова, А.А. Сидорова [20]. Автор придерживается в основном представлений последнего о золото-серебряной формации, что близко соответствует выделенному И.С. Рожковым [19] классу близповерхностных месторождений золота и "малоглубинной" формации Н.В. Петровской, Ю.Г. Сафонова и С.Д. Шера [16].

Месторождения золото-серебряной формации во времени и в пространстве тесно ассоциируют с процессами вулканизма орогенного этапа и этапа тектоно-магматической активизации; они формируются на сравнительно небольших глубинах (до 2 км), локализуются в вулканических и вулкано-тектонических структурах, сопровождаются кварц-карбонат-гидрослюдистыми метасоматитами и зонами наложенной адуляризации, т. е. ассоциацией гидротермально-метасоматических пород, характеризующихся высокой активностью калия. Эти месторождения представлены в основном адуляр-халцедон-кварцевыми либо кварц-карбонатными рудными телами, количество сульфидов в которых обычно не превышает первых процентов, а в отдельных случаях достигает 15 %; характерны повышенная серебримость руд и развитие в них низкопробного золота, концентрация оруденения в локальных рудовмещающих элементах структуры.

Существующие формационные группировки вулканогенных месторождений золота, принадлежащие М.Б. Бородаевской и И.С. Рожкову, А.А. Сидорову и др., опираются в основном на качественные особенности продуктивных минеральных ассоциаций. Для отдельных районов Г. Ноланом, Г.П. Воларовичем и др. предпринимались попытки приближенно-количественной систематики месторождений на основе величины золото-серебряного отношения. Распространение этого принципа на месторождения различных районов позволяет получить объективную основу для их сопоставления.

Использование в качестве ведущего классификационного признака величины золото-серебряного отношения оправдано не только тем, что им характеризуется промышленный облик месторождения, но и тем, что этот показатель как бы фокусирует в себе особенности геотектонической позиции рудных полей, условий их локализации, состава руд, являясь важным геохимическим параметром-индикатором региональных условий их формирования.

Шкала вариаций золото-серебряного отношения для вулканогенных месторождений золота очень широка — от 10:1 до 1:1000 (рис. 1). На этой шкале крупные месторождения образуют ряд пиков концентрации оруденения, соответствующие трем геохимическим типам (табл. 1).

Месторождения с высоким (10:1 — 1:1) золото-серебряным отношением (Крипл-Крик в США, Тавау на островах Фиджи, некоторые месторождения Малого Кавказа и Камчатки) характеризуются также значительными концентрациями теллура. На некоторых месторождениях его содержание в рудах в 5—20 раз выше, чем золота. Теллур представлен

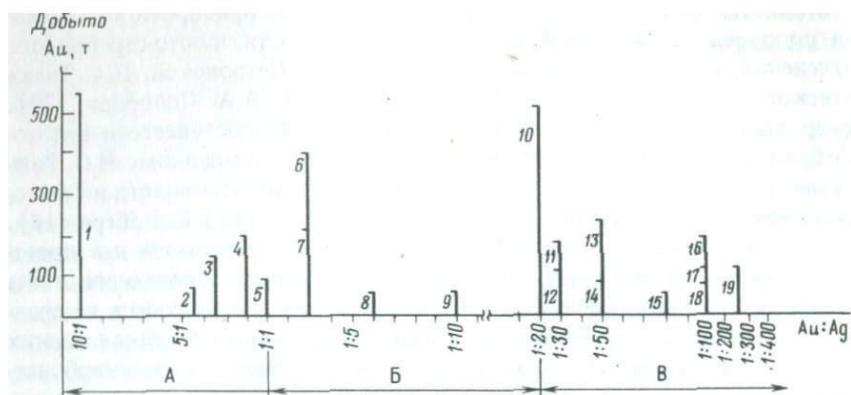


Рис. 1. Размещение крупных зарубежных месторождений золото-серебряной формации по геохимическим типам.

Месторождения золото-теллуристого (А), золотого (Б) и золото-серебряного (В) геохимических типов: 1 – Крипл-Крик (США), 2 – Тавау (Фиджи), 3 – Голдфилд (США), 4 – Айдахо-Спрингс (США), 5 – Акупан (Филиппины), 6 – Уайхи (Новая Зеландия), 7 – Теллурид-Силвертон (США), 8 – Лебонг-Донг (Индонезия), 9 – Куикино (Япония), 10 – Комшток (США), 11 – Грейт Барьер (Новая Зеландия), 12 – Кономай (Япония), 13 – Эль-Оро (Мексика), 14 – Топопа (США), 15 – Лидвилл (США), 16 – Тинтик (США), 17 – Мильюачаки (Перу), 18 – Пачука (Мексика), 19 – Гуанахуата (Мексика)

Таблица 1

Геохимические типы золото-серебряных месторождений

Характеристика	Золото-теллуристый	Золотой	Золото-серебряный
Au:Ag	10:1 – 1:1	1:1 – 1:20	1:20
Тип:			
коры	Океанический или переходный	Переходный или континентальный	Континентальный
вулканического пояса	Островных дуг и рифтовых зон	Внутриматериковый, окраинно-материковый	Окраинно-материковый
Вулканическая формация	Трахибазальтовая, андезито-базальтовая	Андезитовая, андезито-дацитовая	Андезит-липаритовая, липаритовая
Структурные особенности рудных полей	Приуроченность к вулканическим аппаратам центрального типа, концентрация оруденения в локальных структурах, бананцевый тип оруденения	Приуроченность к сложнопостроенным вулканотектоническим депрессиям, сочетание вулканических и тектонических рудоконтролирующих структур	Приуроченность к вулканокупольным поднятиям, осложненным крупноамплитудными сбросами
Элементы-спутники	Hg, Bi, Sb, As	Cu, Mo, (As, Sb, Sn, W)	Pb, Zn, Sn, Mo

в рудах соединениями с золотом, серебром, висмутом и ртутью, часто в виде микроскопических выделений в сульфидах. Такие месторождения целесообразно объединить в золото-теллуридовую геохимическую группу.

Значительная часть золота, самородные выделения которого в месторождениях этого типа высокопробны, находится в форме теллуридов, а на некоторых месторождениях (Тавуа) самородное золото вообще отсутствует, и практическую ценность представляют его теллуриды.

Рудные поля месторождений этого типа обычно характеризуются концентрированностью оруденения в локальных элементах структуры — субвулканических образованиях, некках, дайках, телах эруптивных брекчий и др., влияние же наложенной разрывной тектоники невелико или вообще не устанавливается. Весьма типична также смена с глубиной золото-теллуридовой ассоциации золото-полиметаллической.

Генетическая позиция месторождений данного типа определяется их приуроченностью к вулканическим поясам островных дуг (на коре океанического или переходного типов) или шовным офиолитовым зонам. Ассоциирующие с оруденением вулканические породы представлены щелочными базальтами и андезитобазальтами известково-щелочной серии с примерно равным отношением натрия к калию. Намечается общая антидромная последовательность эволюции вулканизма с увеличением щелочности поздних вулканических фаз, непосредственно предшествовавших во времени оруденению. В это же время появляются небольшие по масштабам экструзии риолитов и дацитов.

Месторождения собственно золотого геохимического типа (Au:Ag от 1:1 до 1:20) известны в Румынии (Трансильвания), Японии, СССР. Золото в рудах самородное, низкопробное. Сульфиды, сульфосоли и теллуриды присутствуют в незначительных количествах. По сравнению с предыдущей группой можно отметить увеличение роли адуляра в жильном выполнении и уменьшение — сульфидов.

Месторождения приурочены к вулканическим поясам внутриконтинентального типа, реже — к фрагментам вулканических поясов островных дуг, развитых на континентальной коре. Рудоотложению предшествует слабодифференцированный вулканизм андезитового состава с вариациями к андезитобазальтам и андезитоацитам. Иногда отмечается более существенная дифференциация вулкаников с формированием последовательно-дифференцированной — от андезитов до риолитов — ассоциации пород. В этом случае устанавливается более широкий диапазон вариаций золото-серебряного отношения в рудных телах. Субвулканические фации пород обычно несколько кислее по составу, чем покровные, и характеризуются повышенной щелочностью с увеличением относительной роли калия.

Месторождения этого типа локализируются преимущественно в отрицательных структурах — вулканотектонических депрессиях, кальдерах, грабенах. Рудовмещающие трещины занимают закономерное положение либо как радиальные трещины вулканической постройки, либо как оперения длительно развивавшихся разломов, разделяющих вулканические сооружения на блоки.

Золото-серебряному геохимическому типу свойственно золото-серебряное отношение менее 1:20. Этот "рубеж" выбран потому, что он близко соответствует соотношению кларков золота и серебра и, что особенно интересно, появлению вновь на этом рубеже известных золото-серебряных месторождений (Комшток в США и др.). Крайние члены данного геохимического типа, распространенного на территориях западных штатов США, Мексики и некоторых восточных районов СССР, представлены серебряными золотосодержащими месторождениями (1:1000).

При таком широком диапазоне золото-серебряного отношения месторождения эти в целом достаточно близки по многим признакам. Характерны высокие содержания в рудах арсенида, составляющего основную промышленную ценность ряда месторождений. На многих месторождениях важным минералом руд является самородное серебро, заключающее в себя то или иное количество золота (до электрума). Отмечаются также повышенные содержания в рудах сульфидов цветных металлов, иногда присутствует олово.

Месторождения приурочены в основном к окраинно-континентальным вулканическим поясам, причем расположены в тех частях поясов, которые унаследуют в развитии структуры основания. Из 56 учтенных объектов золото-серебряного типа 3 размещены в пределах островных дуг и 58 — в окраинно-континентальных вулканических областях.

В отличие от золотых, рудные поля золото-серебряного типа тяготеют к "положительным" структурам — вулканокупольным поднятиям и брахиантиклиналям. Более отчетливо устанавливается также рудоконтролирующая роль протяженных крупноамплитудных сбросов, расчленяющих поднятия на ряд рудоносных блоков. Рудные тела локализируются в этих сбросах или в трещинах оперения. В целом образование месторождений этого типа происходило в условиях тектонического растяжения.

Весьма характерно широкое развитие предрудного кислого вулканизма трахилипаритового состава, при этом повышенная щелочность вулкаников как бы наследуется рудным процессом, сопровождающимся значительными концентрациями калийсодержащих минералов — адуляра и гидрослюд. В завершающий период вулканического процесса обычно проявлен базальтовый магматизм, что свидетельствует, по А.А. Сидорову, о контрастной дифференциации магматического очага — важном критерии локализации промышленных руд.

При смене одного геохимического типа другим намечается тенденция к изменению структурного контроля оруденения: уменьшается значение вулканогенных структур, возрастает — тектонических; увеличивается также площадь рудных полей. Возможно, эта эмпирическая зависимость — следствие изменения характера связей оруденения с вулканизмом для разных геохимических типов — от генетических их форм до парагенетических и структурных.

Выделенные геохимические типы представляют собой более крупные категории, нежели приведенные в работе Н.В. Петровской и др. [16], и соответствуют по объему субформациям. Не исключено, что мы имеем дело с семейством родственных рудных формаций, однако окончательное

решение этого вопроса — задача будущего; оно возможно только в рамках общей формационной классификации золоторудных месторождений по единым принципам.

Существенные результаты были получены при изучении математическими методами вариационного ряда с направленным изменением среднего для месторождения золото-серебряного отношения, сопряженных с ним особенностей вещественного состава руд и геологических признаков. Для этого исследования, выполненного автором совместно с Р.М. Константиновым и И.А. Чижовой, было выбрано 12 сравнительно хорошо изученных месторождений, из которых одиннадцать расположено в пределах мезо-кайнозойских вулканических областей Тихоокеанского пояса, а одно — в Среднеземноморском поясе. Для характеристики вещественного состава руд и геологических особенностей месторождений были использованы личные наблюдения автора, а также данные, изложенные в опубликованной в 1974 г. работе Н.В. Петровской и Р.М. Константинова, а по зарубежным месторождениям — материалы, содержащиеся в сводках К.И. Богдановича, В. Линдгрена и С.Д. Шера [24].

В качестве единицы изучения было взято месторождение в целом и характеризующее его золото-серебряное отношение в рудах, рассчитанное автором или заимствованное из соответствующих литературных источников. Поскольку для исследования были выбраны детально разведанные или уже отработанные месторождения, полученные средние величины золото-серебряных отношений вполне надежны. Их вариации, обусловленные проявлением вертикальной и горизонтальной зональности и другими факторами, не влияют на положение каждого объекта в составленном по этому признаку ряду. Следовательно, полученные выводы можно использовать и при изучении объектов, находящихся на более ранних стадиях поисково-разведочных работ.

Методами, которые наиболее полно изложены в работе Р.М. Константинова [11], были получены разделяющие веса признаков (минералов и геохимических факторов). Под разделяющими весами понимается количественно выраженная связь признака с изучаемым свойством объектов. В рассматриваемом случае это связь признаков с золото-серебряным отношением в рудах. Для руд с преобладанием золота связь положительная, а для содержащих повышенные концентрации серебра — отрицательная. Сумма разделяющих весов признаков пропорциональна золото-серебряному отношению.

Особенностью данной работы является использование дополнительного параметра, характеризующего исследуемые признаки, а именно — определение устойчивости признаков. Устойчивостью называется постоянство сохранения положительной или отрицательной связи признака с исследуемым свойством в различных сочетаниях эталонных месторождений. Определение устойчивости признаков имеет весьма важное значение при рудно-формационном анализе месторождений и их прогнозной оценке.

На изученных месторождениях установлено 110 рудных и жильных минералов (табл. 2). Их распространенность на месторождениях оценива-

Количественные соотношения минералов на месторождениях

№ п/п	Минерал	Месторождение											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Адуляр	4	4	—	—	—	4	4	4	1	2	2	4
2	Агвиларит	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
3	Алабандин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
4	Альбит	—	—	—	—	—	—	1	—	2	—	—	—
5	Алтаит	—	3	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—
6	Алунит	—	—	—	4	—	—	—	2	—	—	—	—
7	Ангидрит	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	3
8	Анкерит	2	—	—	—	3	3	—	—	—	—	—	—
9	Антимонит	2	—	1	—	4	3	—	1	—	—	—	—
10	Апатит	—	1	—	—	—	1	3	1	—	—	—	—
11	Аргентит	—	2	—	—	—	1	1	1	2	4	4	4
12	Арсенопирит	—	1	4	—	4	3	1	2	1	—	—	2
13	Аурипигмент	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
14	Барит	—	—	—	—	—	1	—	1	1	—	—	—
15	Бергтерит	—	—	—	—	2	1	—	—	—	—	—	—
16	Борнит	—	1	3	—	2	—	—	2	—	—	—	2
17	Булажерит	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—
18	Бурнонит	—	—	—	—	—	2	1	—	—	—	—	—
19	Висмутин	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
20	Висмут самородный	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—
21	Волластонит	—	—	—	—	—	—	2	—	1	—	—	—
22	Вольфрамит	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
23	Галенит	—	2	3	2	3	2	3	3	2	3	4	4
24	Галлуазит	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—	—	1
25	Гаусманит	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
26	Гельвин	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3
27	Гематит	2	—	—	2	—	—	3	2	2	—	—	3
28	Геокронит	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—
29	Герсдорфит	—	—	—	—	2	—	—	—	1	—	—	—
30	Гессит	2	4	2	2	3	3	2	2	—	—	—	—
31	Гидрослюды	3	3	—	—	3	4	2	3	—	—	—	3
32	Гипс	—	—	—	3	—	2	1	—	1	1	—	3
33	Голдфильдит	—	—	—	3	—	—	—	—	—	—	—	—
34	Гранат	—	—	—	—	1	—	1	3	—	—	—	3
35	Глаукокодот	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
36	Джемсонит	—	—	—	—	3	1	—	—	—	—	—	—
37	Диккит	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—
38	Доломит	4	—	—	—	2	3	—	2	—	—	2	—
39	Золото (проба <700)	4	4	2	4	4	3	3	2	2	—	—	1
40	Золото (проба >700)	—	2	—	—	2	2	3	3	1	4	—	2
41	Ильменит	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—
42	Калаверит	4	4	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—
43	Кальцит	2	3	4	—	4	4	3	4	2	4	3	2
44	Канфильдит	—	—	—	—	—	—	—	4	—	—	—	—
45	Каолинит	—	—	—	4	2	4	—	—	—	—	4	—
46	Касситерит	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
47	Кварц	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
48	Киноварь	2	1	—	2	1	1	—	1	—	—	—	—

№ п/п	Минерал	Месторождение											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
49	Кобальтин	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
50	Колорадоит	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
51	Креннерит	3	2	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-
52	Кюстелит	-	-	-	-	-	-	-	3	2	-	-	4
53	Лёллингит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
54	Линнеит	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
55	Магнетит	-	1	-	-	2	1	1	3	-	-	-	4
56	Марказит	-	2	4	3	4	4	-	3	1	-	-	2
57	Мельниковит	-	2	-	-	2	3	1	2	1	-	-	2
58	Менегинит	-	-	-	-	2	-	1	-	-	-	-	-
59	Мелонит	-	-	1	-	2	-	-	-	-	-	-	-
60	Миаргирит	-	-	-	-	-	3	1	-	2	-	-	-
61	Молибденит	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
62	Монтмориллонит	-	2	-	3	-	2	2	2	-	1	-	1
63	Накрит	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
64	Науманнит	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-
65	Никелин	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
66	Опал	-	-	-	3	-	2	2	-	-	2	3	-
67	Петцит	-	2	1	2	1	1	-	-	-	-	-	-
68	Пираргирит	-	-	-	-	-	3	2	1	1	-	-	3
69	Пирит	3	4	4	4	4	4	3	2	3	4	3	3
70	Пирротин	-	1	3	-	3	1	2	1	-	-	-	2
71	Пирсеит	-	1	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-
72	Полибазит	-	-	-	2	-	-	3	1	2	4	3	2
73	Полидимит	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
74	Прустит	-	-	-	2	-	-	1	-	1	-	-	-
75	Реальгар	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-
76	Риккардит	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
77	Родонит	-	-	-	-	-	-	-	1	2	-	3	4
78	Родохрозит	-	-	-	-	2	-	-	1	2	-	3	4
79	Рутил	-	2	-	3	2	2	2	-	-	-	-	-
80	Серебро	-	-	-	-	-	1	-	3	1	4	3	4
81	Серицит	3	2	-	-	2	2	3	3	1	3	-	3
82	Семсейит	-	-	-	-	-	-	1	-	1	-	-	-
83	Сидерит	-	-	-	-	3	2	2	2	1	-	2	-
84	Сильванит	3	3	2	-	2	-	-	-	-	-	-	-
85	Станнин	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	1
86	Стефанит	-	-	-	-	-	1	-	1	1	4	3	2
87	Сурьма	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
88	Сфалерит	3	3	3	2	4	2	3	2	2	3	3	4
89	Теллур	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
90	Теннантит	-	1	-	-	3	-	1	3	-	-	-	-
91	Тетрадимит	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-
92	Тетраэдрит	2	-	3	-	3	3	1	-	-	-	-	2
93	Турмалин	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	3
94	Ульманнит	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
95	Умангит	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-
96	Фаматинит	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
97	Флюорит	4	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	3
98	Фрейбергит	-	-	-	-	1	3	1	4	-	-	-	-
99	Халькозин	3	2	-	-	2	1	1	2	1	-	-	2
100	Халькопирит	-	4	3	-	3	3	4	2	2	3	3	4

№ п/п	Минерал	Месторождение											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
101	Хлорит	—	3	—	—	3	2	3	3	2	3	—	4
102	Целестин	2	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	2
103	Цеоциты	—	3	2	—	—	2	1	—	—	—	—	—
104	Цинкениит	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—
105	Шмальтин	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—
106	Штернбергит	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	2
107	Штромейрит	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—
108	Эпидот	—	1	—	2	2	—	3	3	2	—	—	2
109	Ялпаит	—	—	—	—	—	—	—	1	1	—	—	—

лась по четырехбалльной шкале: 4 — главные минералы, 3 — распространенные, 2 — редкие, 1 — очень редкие. Установление коэффициента сходства между месторождениями по составу руд, выполненное по косинусу угла между многомерными векторами — характеристиками состава — дало повсеместно высокие значения (0,65–0,71), что подтверждает принадлежность этих месторождений к одной, золото-серебряной рудной формации. Исключение составляет месторождение Голдфилд, для которого средний коэффициент сходства с другими месторождениями значительно ниже (0,44). Своеобразный золото-алунитовый состав руд этого месторождения позволяет предполагать, что они сформировались непосредственно при поствулканических фумарольно-сульфатарных процессах, тогда как остальные месторождения — гидротермальные. Аналоги месторождения Голдфилд чрезвычайно редки (Родалькилар в Испании, некоторые проявления Карпат), обычно же процессы алунитизации и образования золотого оруденения резко обособлены в пространстве и разделены во времени. Таким образом, месторождение Голдфилд представляет собой весьма необычный объект, который лишь условно может быть отнесен к золото-серебряной формации.

Анализ коэффициентов сходства позволяет более или менее определенно выделить три группы месторождений: существенно золотые, золото-серебряные и существенно серебряные. Первая группа имеет коэффициенты сходства со второй группой 0,52 и с третьей 0,42; вторая группа с третьей (золото-серебряные месторождения с существенно серебряными) 0,55. В то же время внутри каждой из групп коэффициент сходства в среднем составляет 0,66.

Путем изучения шестидесяти четырех различных сочетаний из выбранных двенадцати эталонов все признаки были ранжированы по устойчивости. На рис. 2 изображены в виде кругов ассоциации устойчивых минералов, характерных для шести различных эталонов (трех — существенно золотых и трех — существенно серебряных месторождений). В областях, находящихся внутри пересечения двух или трех кругов, располагаются группы минералов, типичные для двух или трех наборов эталон-

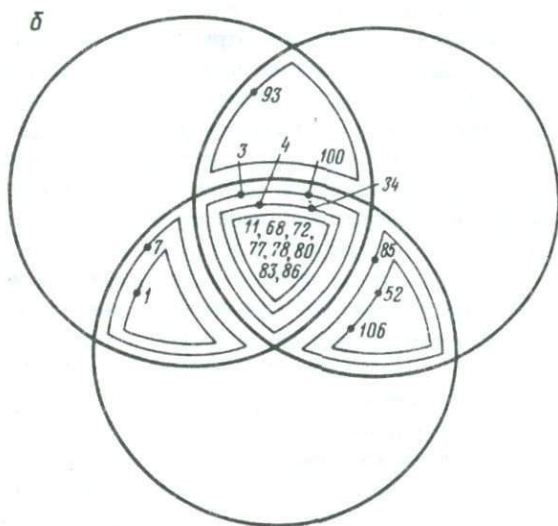
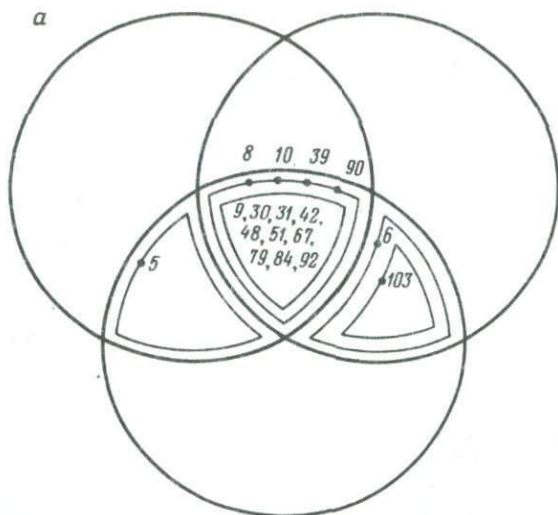


Рис. 2. Устойчивость минералов, связанная с золото-серебряным отношением в рудах:

a – системы для существенно золотых месторождений; *б* – системы для существенно серебряных месторождений; цифрами показаны номера минералов (см. табл. 2)

ных месторождений. Внутри каждой области в изолиниях показана относительная устойчивость минералов, понижающаяся от центра к периферии.

В приведенных сочетаниях эталонных месторождений признаки-

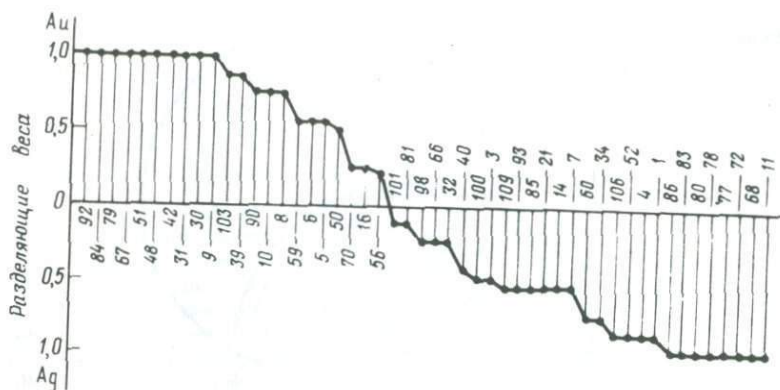


Рис. 3. Устойчивые минералы, связанные с золото-серебряным отношением (см. табл. 2), их разделяющие веса

минералы обладают наибольшей устойчивостью, т. е. выявлены и показаны на рис. 2 системы признаков, наиболее часто встречающихся. Полный набор минералов, связанных с золото-серебряным отношением и оказывающих на него положительное или отрицательное влияние, а также присущие им разделяющие веса приведены на рис. 3. На этом же рисунке видно, что сумма разделяющих весов устойчивых минералов для каждого эталона — месторождения — оказалась в хорошем соответствии с его местом в вариационном ряду, составленном по отношению в рудах эталонных месторождений золота к серебру. Это подтверждает связь выявленных минералов с золото-серебряным отношением.

Для существенно золотых месторождений во всех системах эталонов оказались характерны минералы группы теллуридов, что вытекает и из простого сопоставления состава руд. Кроме того, для золотых месторождений оказались устойчивы киноварь, блеклые руды и антимонит, это позволяет предполагать, что ассоциация элементов $Te - Hg - Sb (As)$ тесно связана с формированием золотого оруденения.

Для существенно серебряных месторождений наиболее четко проявилось, помимо различных минералов серебра, большое геохимическое значение марганца (алабандин, родонит, родохрозит) и меди (халькопирит).

Двум системам эталонов свойствен станный; это соответствует тому известному обстоятельству, что повышенная сереброносность, как и повсеместное нахождение оловянных и серебряных месторождений, характерны для многих оловянных районов. Таким образом, для существенно серебряных месторождений устойчивой геохимической ассоциацией можно считать ассоциацию элементов $Mn - Cu - Sn$.

Возможно, что геохимической связью серебра и олова, с одной стороны, золота и серебра — с другой объясняются случаи появления незначительной примеси золота в оловянных и олова в золотых месторождениях Тихоокеанского пояса, отмечаемые отдельными исследованиями.

Следует упомянуть положительную роль таких жильных минералов, как анкерит и гидрослюды для существенно золотых месторождений, альбит и адуляр — для серебряных. Значимость анкерита и гидрослюды на золотых месторождениях, видимо, вполне закономерна и связана с условиями рудоотложения: высоким потенциалом углекислоты (соответственно, пониженным потенциалом калия) и более кислым характером растворов по сравнению с серебряной группой. Неожиданным явился большой разделяющий вес альбита, как оказалось, типичного для группы серебряных месторождений. Этот результат находится в противоречии с представлением о том, что золотые руды формируются из существенно натриевых, а серебряные — из существенно калиевых растворов [14]. Несомненно, этот факт требует дополнительного изучения.

Необходимо указать еще некоторые минералы, обладающие большими разделяющими весами — апатит для золотых месторождений, гранат и турмалин — для серебряных. Первый, по-видимому, характеризует насыщенность рудоносных растворов летучими компонентами; два других — проявление близких по времени рудоотложения экзоконтактных высокотемпературных процессов.

Для рассматриваемой группы месторождений было выделено 167 геологических признаков и определено их наличие или отсутствие на отдельных месторождениях. Признаки были объединены в следующие крупные группы: региональные геологические структуры; локальные рудовмещающие структуры; морфология рудных тел и условия их залегания; особенности размещения оруденения внутри рудного поля; магматические породы, распространенные на рудном поле; вмещающие породы; околорудные изменения; характер рудного процесса; глубина формирования; возраст оруденения; минеральный состав; сопутствующие компоненты; текстуры руд; особенности тектонического режима формирования месторождений.

После определения устойчивости и разделяющих весов выявились определенные признаки, связанные с формированием существенно серебряных и золотых месторождений (рис. 4 и 5).

Локализацию золоторудных месторождений определяют следующие геологические факторы: 1) кальдеры, в том числе эксплозивные; 2) система крутопадающих разрывов; 3) отдельные трещины отрыва; 4) зоны мелкой трещиноватости; 5) кольцевые радиальные системы трещин; 6) пучки разрывов; 7) широко развитые вмещающие базальты; 8) покровы эффузивных пород основного состава; 9) субвулканические тела трахибазальтов; 10) повышение основности вулканизма; 11) глубина формирования 0,5 км; 12) возраст оруденения — плиоцен; 13) сетчатые текстуры руд; 14) преобладание сдвиговых подвижек; 15) глубинные разломы; 16) кальдеры комбинированного происхождения; 17) зоны прожилков; 18) скрытое залегание рудных тел; 19) грабены или грабен-синклинали; 20) горизонтальная зональность оруденения; 21) слабый эрозионный срез рудных тел; 22) возраст оруденения — поздняя пермь; 23) вулканические пояса типа внутриконтинентальных; 24) сводовые

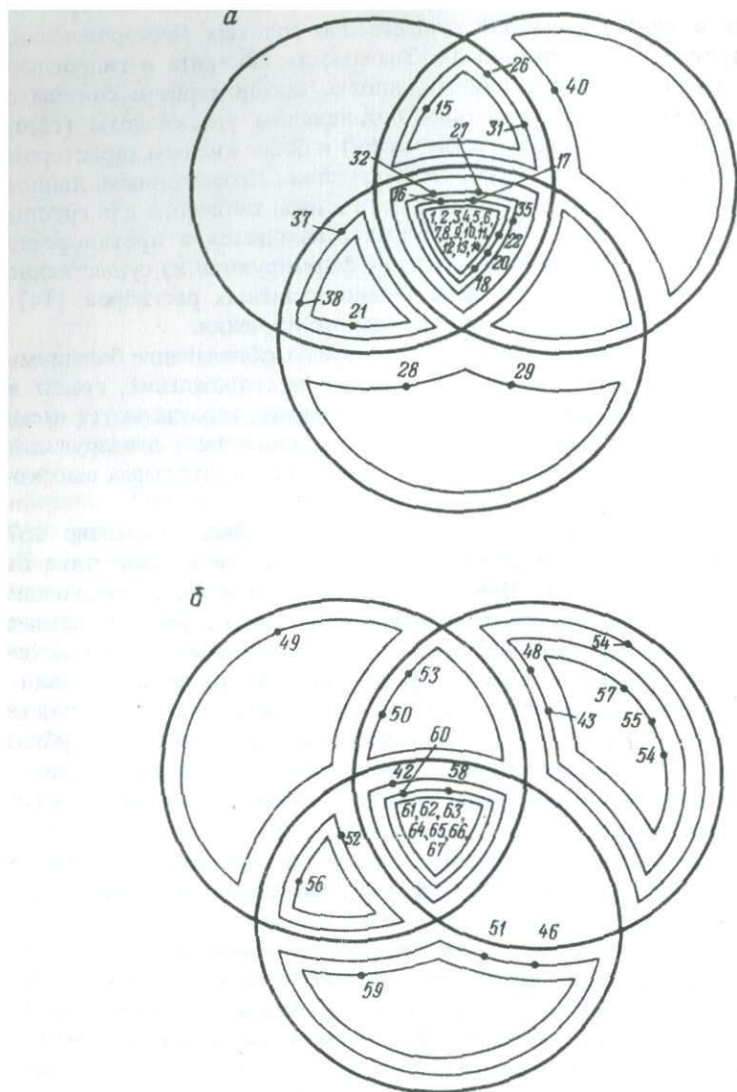


Рис. 4. Устойчивость геологических признаков, связанная с золото-серебряным отношением в рудах для месторождений:

a — существенно золотых, *б* — существенно серебряных; цифры соответствуют номерам геологических признаков (см. текст)

поднятия; 25) краевые швы, шовные зоны; 26) участки относительно хрупких пород в толще пластичных; 27) штокверки; 28) кислые субвулканические тела (в том числе дайки); 29) субвулканические тела

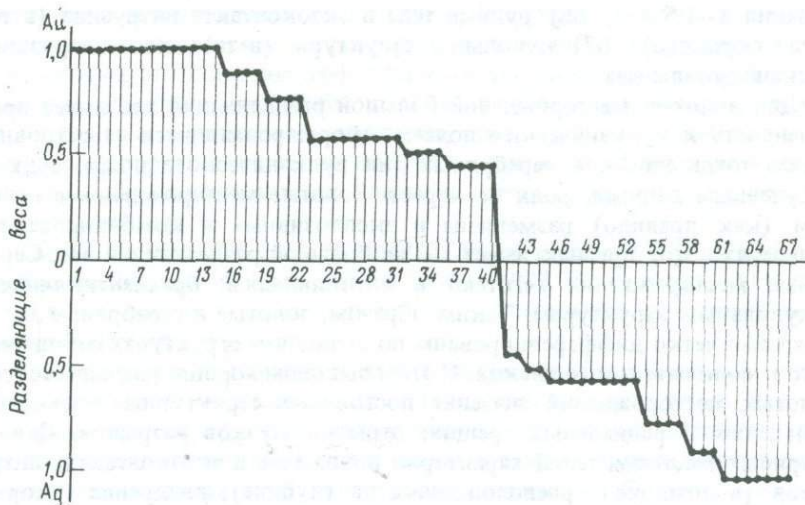


Рис. 5. Устойчивые геологические признаки, связанные с золото-серебряным отношением, и их разделяющие веса; цифры соответствуют номерам геологических признаков (см. текст)

41/36
 трахиандезитов; 30) гранитоидные интрузивы; 31) текстуры руд вкрапленные; 32) вулканические пояса типа островных дуг; 33) вертикальная зональность оруденения; 34) покровы основных эффузивов и их туфов; 35) малые амплитуды перемещения по рудовмещающим разломам (менее 10 м); 36) крутопадающие нарушения нескольких систем; 37) окварцевание; 38) адуляризация; 39) наличие не более трех стадий минерализации; 40) рудоотложение путем замещения.

Геологические условия образования серебряных месторождений включают: 41) вулканические пояса типа окраинно-континентальных; 42) участки с малой проницаемостью надрудной толщи; 43) послерудные нарушения; 44) покровы кислых эффузивов и их туфов; 45) основные тектонические деформации — дорудные; 46) брекчиевые и брекчиевидные текстуры руд; 47) возраст оруденения — ранний мел; 48) многочисленные стадии минерализации; 49) субвулканические тела трахидацитов; 50) незакономерная эволюция вулканизма; 51) покровы эффузивных пород кислого состава; 52) пластообразные рудные тела; 53) постскладчатые нарушения; 54) рудоотложение, сопровождаемое инъекционными процессами; 55) скарнирование; 56) умеренный эрозийный срез рудных тел; 57) унаследованные нарушения (долгоживущие разрывы); 58) субвулканические тела среднего состава; 59) покровы эффузивных пород кислого состава (более 1/3 вулканитов); 60) антиклинали — брахиантиклинали; 61) рудоотложение путем выполнения полостей и замещения; 62) значительные амплитуды перемещений по рудовмещающим разломам (более 50 м); 63) преобладание сбросовых подвижек; 64) возраст оруденения — поздний мел; 65) глубина форми-



рования 1–1,5 км; 66) рудные тела в экзоконтакте интрузива (в том числе скрытого); 67) купольные структуры (в том числе интрузивно-вулканокупольные).

Для золотых месторождений большой разделяющий вес имеет приуроченность к вулканическим поясам, сформировавшимся на островных дугах, тогда как для серебряных тип вулканического пояса, судя по полученным данным, роли не играет. Золотые месторождения в основном (как правило) размещены в эксплозивных и комбинированных кальдерах; этот признак имеет также большой разделяющий вес. Серебряные месторождения тяготеют к антиклиналям, брахиантиклиналям и купольным структурам. Таким образом, золотые и серебряные месторождения четко дифференцированы по позиции в структурах отрицательного и положительного знаков. С этим выводом хорошо увязывается для золотых месторождений значение постоянных структурных элементов: кольцевых и радиальных трещин, отрывов, пучков разрывов. Для серебряных месторождений характерно положение в экзоконтактах интрузивов (в том числе расположенных на глубине), внедрение которых, возможно, обусловило возникновение структур положительного знака.

Вероятно, от этой приуроченности серебряных месторождений к скрытым интрузивам зависит и то обстоятельство, что они оказались более глубинными, чем золотые. Месторождения разделились по глубинам формирования следующим образом: золотые — менее 0,5 км, серебряные 1–1,5 км. Этот вывод совершенно нов и заслуживает специального дополнительного изучения.

Локализация существенно серебряных месторождений в структурах положительного знака позволяет объяснить приуроченность рудных тел к сбросовым трещинам (устойчивый и с большим разделяющим весом признак), а также значительные амплитуды дорудных перемещений и рудоотложение путем выполнения полостей. Не ясно, чем обусловлена связь высоких содержаний серебра со значительными послерудными перемещениями. Для золотых месторождений устойчивым признаком является преобладание сдвиговых подвижек, кроме того, большим положительным разделительным весом обладают разломы с малыми амплитудами перемещений.

Различия в амплитудах перемещений по рудоносным трещинам для серебряных и золотых групп месторождений были отмечены еще в 1937 г. Г. Ноланом для месторождений шт. Невада (США) и подтверждаются при сопоставлении данных по отечественным месторождениям. Математический анализ дает в данном случае более широкий комплекс признаков, характеризующих особенности формирования месторождений, и позволяет увязать специфику тектонического режима с общей позицией рудных полей.

Показательно разделение месторождений по возрасту: для золотых разделительным (но малоустойчивым!) признаком оказался палеоценовый возраст; для серебряных устойчивым возрастом является поздне-меловой, а малоустойчивым — миоценовый. По-видимому, дело в том что при анализе нами были объединены две разновозрастные группы

серебряных месторождений: позднемеловая — западной части Тихоокеанского пояса и миоценовая — восточной. Заметные различия выявились в составе магматических пород, распространенных на рудных полях. Для золотых это покровы эффузивных пород основного состава и субвулканические тела трахибазитов, а также повышение основности как общая тенденция развития магматизма; для серебряных наиболее распространенные рудовмещающие породы — покровы эффузивов кислого состава и субвулканические тела среднего состава, реже субвулканические тела трахилипаритов.

Общая тенденция в смене основных пород кислыми в ряду золото — серебро неоднократно подмечалась ранее (Л.Н. Пляшкевич, В.М. Ольшевским и другими исследователями), приведенные же данные показывают более сложную картину.

Существенную информацию дает сопоставление устойчивых и разделяющих весов минералогических и геологических признаков. Так, характерные для серебряных месторождений гранат, волластонит и турмалин хорошо согласуются с положением этих месторождений в экзоконтактных ореолах субвулканических интрузивов. С другой стороны, развитие на золотых месторождениях цеолитов, гидрослюд, алунита соответствует небольшим глубинам формирования их руд. С малой глубинностью формирования можно увязать и распространение минералов, содержащих ртуть, сурьму и мышьяк; однако в этой геохимической ассоциации так же, как и в широком развитии теллуридов, намечается, по-видимому, более "сильная" связь с характерным для золотых месторождений вулканизмом повышенной основности и с региональными структурами их размещения — вулканическими поясами типа островных дуг. Набор перечисленных элементов, возможно, свидетельствует о достаточно глубоких источниках оруденения.

Ассоциация серебра с марганцем и оловом не находит объяснения в тех геологических особенностях месторождений, которые суммированы в наборах признаков. Вероятно, дело в том что при анализе не был учтен комплекс пород основания вулканических поясов, хотя существуют представления о большой роли определенных осадочных формаций в образовании оловоносных и свинцово-цинковых (с серебром) провинций.

Марганец сопровождает серебро в карбонатной (родохрозит), силикатной (родонит) и сульфидной (алабандин) формах, что позволяет предполагать независимость его появления от локальных условий рудоотложения. Присутствие этого элемента, широко развитого в районах вулканизма, по-видимому, каким-то образом характеризует особенности продуктивного магмаобразования, определяемого для серебра сочетанием вулканизма липаритового, трахилипаритового и андезитового состава.

Наличие трахилипаритов в субвулканических образованиях в какой-то мере объясняет большую роль адюляра среди жильных минералов (если допустить "сквозную" активность калия в магматическом и гидротермальном процессах).

В целом можно сделать следующие выводы по геологическому анализу информативных признаков. Путем исследования известных данных

о золото-серебряных месторождениях выявлены признаки, позволяющие дифференцировать золотые и серебряные месторождения по глубинам формирования и возрасту; для серебряных, кроме того, характерно положение в экзоконтактах интрузивов, реже отмечаются развитие минерализованных зон дробления и многоэтапность рудного процесса; золотым месторождениям свойственны системы радиальных рудовмещающих отрывов, в еще большей степени — прожилковые, штокверковые руды и их сетчатые текстуры. Дополнены представления о различиях в геологической позиции месторождений, сопровождающих оруденение магматических породах и тектоническом режиме рудообразования.

Существенное преимущество предложенной методики — возможность исследования связи между вещественным составом руд и геологическими условиями их формирования путем сравнения устойчивых разделительных признаков, относящихся, с одной стороны, к минеральному составу, а с другой — к геологическим особенностям локализации.

Исследование связи минерального состава руд и геологических особенностей с золото-серебряным отношением в рудах близповерхностных золото-серебряных месторождений с использованием представлений об устойчивости и разделяющем весе содержащихся в рудах минералов и геологических факторов, характеризующих обстановку формирования месторождений, позволило, таким образом, подтвердить и конкретизировать некоторые уже сложившиеся представления и поставить ряд новых вопросов, заслуживающих дальнейшего изучения.

ГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Обращение к мезо-кайнозойской металлогении золота Тихоокеанского пояса позволяет выяснить соотношения золото-серебряного оруденения с другими золоторудными формациями. Для западной части Тихоокеанского пояса достаточно определенно устанавливается омоложение с запада на восток золоторудных месторождений в интервале юра — поздний плиоцен.

Наиболее древними являются месторождения золото-кварцевой формации (поздняя юра — ранний мел), приуроченные к мощным юрско-триасовым терригенным толщам и характеризуются следующими основными признаками: существенно кварцевым составом руд, свободным золотом, простым минеральным составом руд, жильной и прожилковой морфологией рудных тел.

В самом общем плане позиция месторождений золото-кварцевой формации определяется их размещением на участках с увеличенной мощностью (до 50 км) континентальной коры в периферической части Тихоокеанского пояса.

Месторождения близки во времени интенсивному гранитоидному магматизму, сформировавшему крупные батолиты, судя по геофизическим данным, на глубинах до 10 км. Конкретные соотношения с различными фазами длительного магматического процесса тракуются

исследователями неодинаково. Как показали специальные исследования, выполненные Н.П. Аникеевым и другими исследователями, месторождения концентрируются в пределах "амагматических" блоков, сложенных терригенными мезозойскими толщами с оптимальными их мощностями порядка 8 км. Это подтверждает предположения некоторых исследователей о внемагматическом источнике золота, экстрагированном из вмещающих пород при процессах их метаморфизма и гранитизации.

В восточной части Тихоокеанского пояса аналогами этих месторождений можно считать позднеюрские месторождения Калифорнии, связанные с гигантским поясом батолитов и протягивающиеся в виде пояса вдоль его западного экзоконтакта (месторождения Мазер Лоуд и др.). Здесь также зоне распространения гранитоидов соответствует утолщение земной коры до 50 км; к западу ее мощность резко уменьшается. В разрезе рудовмещающих глинисто-сланцевых пород широко развиты андезиты и базальты, а оруденение сконцентрировано в узких и протяженных трещинных системах. Для батолитовых тел характерны крутые контакты и значительные глубины по вертикали. Специальные исследования по изотопии Rb и Sr позволяют предположить глубинное зарождение кислых магматических расплавов — на границе коры и мантии.

Следующую группу составляют золото-мышьяковистые месторождения, для которых обычен парагенезис золота с арсенопиритом, наблюдаются преимущественно дисперсные формы выделений золота, широкие вариации кварцевой составляющей этих руд и прожилково-вкрапленный их тип. А.А. Сидоров определяет положение этой группы месторождений в "перивулканической зоне" вулканических поясов, во внутриконтинентальном обрамлении последних.

Месторождения этого типа ассоциируют с магматическими породами, формирующими поля даек или небольшие штоки. Состав магматических пород широко варьирует — от габбродиабазов до гранит-порфиоров. Отмечаются эруптивные явления внутри магматического этапа, а также широкие вариации облика пород: от полнокристаллических гипабиссильных до порфировых со стекловатой основной массой. Аналоги этих месторождений известны в восточной части пояса.

Для добычи золота в США в последнее десятилетие важным событием было открытие месторождения тонкодисперсного золота Карлин и ряда других аналогичных объектов. П. Джоралемон [42] выделил арсенидный золотой пояс Невады (рис. 6). По его представлениям, этот пояс протягивается в близмеридиональном направлении на 960 км; в его пределах расположено 20 однотипных месторождений. Общими особенностями этих месторождений являются: наличие мышьяка, высокое золото-серебряное отношение (1:1 — 1:10), аномалии мышьяка и бария. Рудные тела представлены залежами пластообразной формы с рассеянной и прожилковой минерализацией. Средние содержания золота 1,6—3,2 г/т, максимальные 10—20 г/т. Помимо пирита, реальгара, арсенопирита и золота, месторождения содержат небольшое количество антимонита и киновари. Основные жильные минералы — кварц, барит, флюорит, кальцит, второстепенные — сульфосоли серебра. Общее ко-

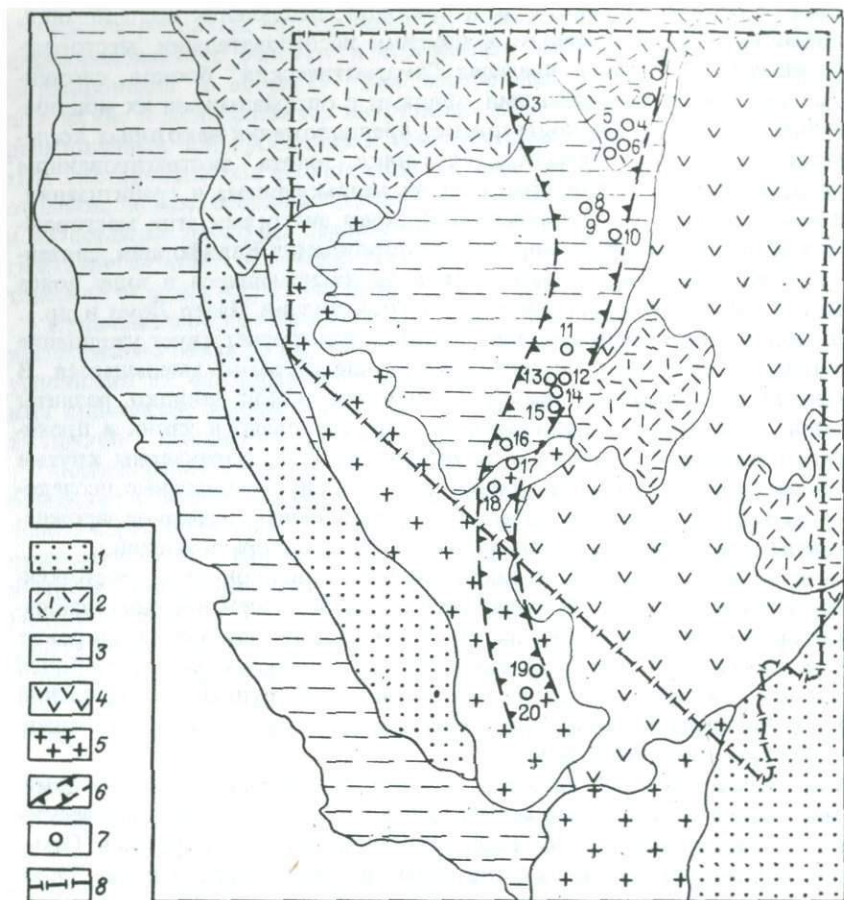


Рис. 6. Положение пояса золото-арсенидных месторождений шт. Невада, США [42], схематическая геологическая основа по Ф. Кингу.

1 — преимущественно недислоцированные осадочные породы (палеогеновые — раннечетвертичные); 2 — кайнозойские вулканические породы; 3 — породы миогеосинклинального комплекса; 4 — породы эвгеосинклинального комплекса; 5 — гранитоидные интрузии (преимущественно мезозойские); 6 — контуры рудного пояса; 7 — месторождения: 1 — Сапериор, 2 — Фрипорт, 3 — Гетчел, 4 — Блу Стар, 5 — Бутстеп, 6 — Карлин, 7 — Пангана, 8 — Голдакрс, 9 — Кортес, 10 — Бакхорн, 11 — Норт Амберленд, 12 — Джеферсон, 13 — Раунд Маунтин, 14 — Стагмайер, 15 — Манхеттен, 16 — Босс, 17 — Випан, 18 — Минерал Ридж, 19 — Панаминт Сити, 20 — Балларат; 8 — граница шт. Невада

личество сульфидов редко превышает 5%. Отмечается интересная закономерность: уменьшение размерности золота при движении с юга на север и одновременно увеличение концентрации мышьяка в рудах. Близость вещественного состава руд месторождений сохраняется несмотря на большое разнообразие вмещающих пород: сланцев, аляскитов, андезитов, риолитов, известняков и известковистых сланцев.

Возраст кварцевых диоритов месторождения Карлин 121 ± 5 млн. лет, однако возраст большинства месторождений, вероятно, около 30 млн. лет. Связи оруденения с конкретными магматическими образованиями весьма проблематичны. Выдвигается даже предположение о роли "тектоники плит" и "горячих точек" в их формировании.

Восточнее золото-арсенидного пояса может быть выделен пояс золото-медных месторождений (рис. 7), представленных жилами и маломощными зонами дробления в экзоконтактах штоков монзонитов и кварцевых диоритов третичного возраста. Золото в них ассоциирует с халькопиритом.

Характерная черта мезо-кайнозойской металлогении золота Тихоокеанского пояса — развитие золото-серебряных месторождений вулканической группы. В его западной части золото-серебряное оруденение контролируется вулканическими поясами окраины континента и системы островных дуг. Формирование первых обусловлено либо процессами тектономагматической активизации

окраины континента (Охотско-Чукотский пояс), либо орогеническими процессами (Сихоте-Алинский пояс). Становление окраинно-континентальных поясов происходило в течение мела — палеогена, золото-серебряного оруденения — позднего мела — раннего палеогена.

Можно говорить о смещении орогенических процессов, магматизма и золотого оруденения в западной части Тихоокеанского пояса от континента в сторону океана в такой последовательности: позднеюрский — раннемеловой гранитоидный магматизм и золото-кварцевое оруденение; раннемеловой (?) магматизм "пестрого" состава и золото-арсенидное оруденение; третичные андезитовые и липаритовые вулканические комплексы окраинно-континентальных вулканических поясов и золото-серебряное оруденение соответственно существенно золотого и золото-серебряного

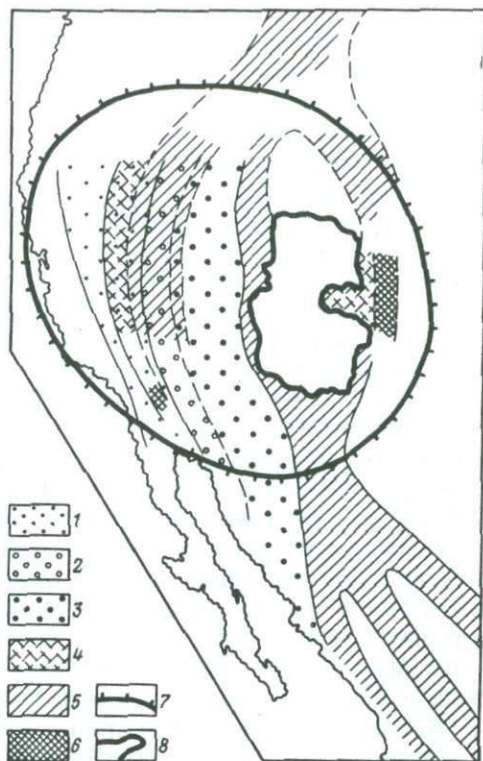


Рис. 7. Пояса золотых и серебряных месторождений восточной части Тихоокеанского пояса.

Пояса месторождений: 1 — золото-кварцевых, 2 — золото-арсенидных, 3 — золото-медных, 4—6 — золото-серебряных (4 — золотого, 5 — золото-серебряного, 6 — золото-теллурического геохимических типов); 7 — контуры сводового поднятия, по М.А. Фаворской и И.Н. Томсону [22]; 8 — граница плато Колорадо

ряного геохимических типов; плиоценовые щелочно-базальтовые вулканические формации, развитые на системе островных дуг, и оруденение золото-теллурического типа.

Смещение орогенических процессов от континента к океану и омоложение в этом направлении золотого оруденения сопровождается: наращиванием континентальной коры на океаническую, смещением золотого оруденения из областей мощной континентальной коры и кислого корового магматизма в зону активного взаимодействия континентальной коры и верхней мантии окраины континента, где образовались андезито-липаритовые группы магматических пород и оруденение с повышенной серебрисностью, и далее — в зону базитового магматизма, формировавшегося на коре переходного типа с редуцированным гранитным слоем и завершившегося оруденением золото-теллурической геохимической группы.

Геотектонические позиции существенно золотого и существенно серебряного оруденения вулканогенных поясов различны. Существенно серебряное оруденение завершает формирование гранит-липаритовых вулканоплутонических ассоциаций в блоках с мощной континентальной корой. Так, один из районов серебряного оруденения Охотско-Чукотского пояса приурочен, по геофизическим данным, к блоку с аномально высокой (52 км) мощностью континентальной коры ("фоновая" мощность 35–40 км). Это выражение общей закономерности распределения серебра в Тихоокеанском поясе [8], состоящей в его приуроченности к мощным континентальным блокам и смещении в сторону континента в схеме планетарной металлогенической зональности.

Такое тяготение рудных районов к утолщениям континентальной коры уже фиксировалось при рассмотрении золото-кварцевой формации, также связанной с магматизмом кислой линии. Возможно, мы имеем дело с различными источниками рудного вещества: в первом случае коровым, за счет плавления корового материала и заимствования рудного вещества из вмещающих пород, а во втором — глубинным, вероятно, мантийным.

Оруденение существенно золотого геохимического типа, завершающего вулканизм андезитовой линии, приурочено к областям уменьшения мощности континентальной коры и редуцирования гранитного слоя.

Переходя к рассмотрению восточной части Тихоокеанского пояса, нужно отметить отсутствие развитой системы островных дуг, отсутствие, либо незначительное развитие пологих сейсмофокальных зон, падающих в сторону контакта, широкое распространение системы рифтовых поясов и зон "эпиорогенного" типа [13].

Здесь, как и в западной части пояса, в мезо-кайнозойское время происходила смена орогенических процессов с запада на восток с последовательной переработкой окраины континента и образованием широкого пояса орогенных и эпиорогенных структур, отделенных от Северо-Американской платформы складчатой системой Скалистых гор.

В формировании золотого оруденения наблюдается сходная, хотя и несколько асинхронная по отношению к западной части пояса последовательность: образование мощного гранитоидного плутонического комп-

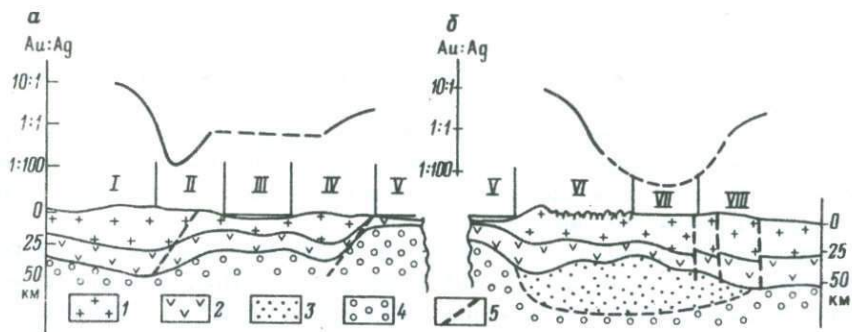


Рис. 8. Схемы строения земной коры западной (а) и восточной (б) окраинно-материковых золотоносных областей и соотношение Au и Ag в рудах месторождений.

1 – гранитный слой; 2 – базальтовый слой; 3 – "коро-мантийная смесь"; 4 – верхняя мантия; 5 – глубинные разломы

I – Яно-Колымская складчатая область, II – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, III – Охотское море, IV – Камчатка, V – Тихий океан, VI – провинция Бассейнов и Хребтов, VII – плато Колорадо, VIII – Скалистые горы

лекса в результате невадийского и ларамийского орогенезов и связанного с ними золото-кварцевого оруденения; далее с некоторым смещением в сторону континента – становление позднемелового – третичного оруденения золото-арсенидного и золото-медного типов. Затем, с перекрытием этих образований, – формирование в интервале 60–5 млн. лет вулканоплутонических поясов, сложенных андезито-липаритовыми формациями, заключающими золото-серебряное оруденение. Наконец, в рифтовой системе Скалистых гор, в самой восточной части пояса, в плиоцене (10 млн. лет) получают развитие щелочно-базальтовые магматические комплексы, сопровождающиеся золото-теллуридовым оруденением.

При этом если для западной части Тихоокеанского пояса смена формаций и типов золотых руд происходила на фоне общей тенденции роста континентальной коры, то для восточной части тенденция обратная – нарастающая базификация континентальной коры, особенно в палеоген-неогеновое время.

На графике (рис. 8), составленном по материалам И.А. Резанова, П. Кука и других авторов, показаны строение земной коры окраинных частей Тихоокеанского пояса, положение золоторудных формаций, вариации в их рудах отношения Au:Ag. При всем несходстве западной и восточной частей можно заметить, что смена золоторудных формаций, как и данная обобщенно смена золото-серебряных отношений в их рудах, происходят в "градиентных" частях разреза, где наиболее определенно можно говорить о смене мощностей различных слоев земной коры. Отмечается общая синусоидальная смена золотых руд серебряными в обеих частях пояса.

Из изложенного, кроме того, следует, что отдельные золото-арсенидные проявления западной части Тихоокеанского пояса, возможно, являются составляющими протяженного пояса, аналогичного таковому

в восточной его части. Учитывая тонкодисперсный характер заключенного в арсенипирите золота, не дающего шлиховых ореолов, совершенствование и применение арсениметрической съемки может быть высокоэффективным методом поисков. Можно предполагать также, что в западной части пояса возможны золото-медные проявления, связанные со штоками монзонитов и кварцевых диоритов. Ревизия известных медных проявлений на золото может привести к обнаружению комплексных руд, имеющих практическое значение.

Наконец, рассматривая золоторудные формации как члены единого генетического ряда, можно прийти к выводу о возможности существования большой группы переходных типов месторождений: серебро-арсенидных, золото-кварцево-мышьяковистых со сравнительно крупным золотом и т. п. Не находя определенного места в "жестких" формационных группировках, такие месторождения получают естественное объяснение и определенное положение в едином ряду золоторудных формаций.

Приведенные данные подтверждают представления ряда исследователей о тектонической и металлогенической асимметрии Тихоокеанского пояса [25], не укладывающиеся в построения новой глобальной тектоники.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И МАГМАТИЗМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ И АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Вопросы связи золото-серебряного оруденения с различными ассоциациями вулканических пород неоднократно привлекали внимание исследователей. Наиболее часто при этом отмечалась ассоциация месторождений с породами андезитового ряда (В. Линдгрэн, И.С. Рожков, М.И. Ицксон и др.). А.А. Сидоров подчеркнул контрастную дифференцированность магматических очагов, продуктивных на золото-серебряное оруденение, а С.Д. Шер [24] и М.С. Михайлова обратили внимание на то, что породы вулканических формаций рудных районов и фазы вулканизма в целом, непосредственно предшествующие оруденению, характеризуются повышенной щелочностью.

Связи золото-серебряного оруденения с вулканизмом целесообразно рассмотреть для каждого из трех различных геохимических типов оруденения: золото-теллурического, золотого и золото-серебряного, различающихся величиной золото-серебряного отношения и особенностями вещественного состава руд, геотектоническими позициями и рудолокализирующими структурами (см. табл. 1). Вопрос о связи золотого оруденения с вулканизмом при этом приобретает две стороны: общая эволюция вулканизма в формировании вулканического пояса, проводящая к возникновению того или иного типа руд, и особенности собственно "рудосного" комплекса магматических пород.

Золото-теллурический геохимический тип приурочен к вулкани-

ческим поясам, прошедшим в своем развитии стадию островных дуг, в то время как собственно золотое оруденение связано с более поздним по времени этапом континентального вулканизма. Примером проявления золото-теллурического типа оруденения может служить месторождение Тавуа на архипелаге Фиджи в южной части Тихоокеанского пояса [24]. Архипелаг Фиджи занимает часть плато между двумя вулканическими дугами близмеридионального направления на простирании северо-восточной трещинной зоны, представленной эшелонированными трогами и грядами и сопровождающейся значительной сейсмической активностью [38]. Острова рассматриваются как часть ранее существовавшего Меланезийского континента и имеют мощность коры 25–30 км.

Магматические породы формировались в течение позднего эоцена — позднего плиоцена; во времени центры вулканической активности смещались на север (по направлению от трещинной зоны). Выделяются три периода магматической деятельности. К древнейшему (поздний эоцен) относится пестрая смесь эруптивных пород — от базальтов до липаритов с обычными сплитами, кератофирами и плутоническими породами, варьирующими от оливинового габбро до кварцевого тоналита. Они представляют собой типичную субмаринную ассоциацию, характеризуются широкими вариациями SiO_2 , низкими концентрациями K_2O , значительно обогащены железом в средние стадии фракционирования. Дж. Гиллс отмечает их принадлежность к "толеитам островных дуг" по высокому значению отношения K к Rb , низким содержаниям Th и U . По содержанию редких земель многие образцы близки хондритам с отношением La к Yb около 1. Однако в противоположность последним "толеиты островных дуг" содержат много меньше Ni и Cr , больше Ba , имеют низкое отношение Ni к Co (менее 1) и более высокое^{8,7} Sr к^{8,6} Sr , чем их аналоги из океанических гряд.

Во второй период формировались горнблендитовые и авгитовые андезиты, типичные для Тихоокеанского вулканизма кальциево-щелочной группы: содержание SiO_2 57–63 %; нет обогащения железом; умерены содержания K_2O ; отношение Na_2O к K_2O 2–3; рассеянные элементы концентрируются так, как это типично для "средних андезитов".

Оливиновые базальты и андезитобазальты третьего периода непосредственно предшествуют золотому оруденению, слагая рудоносные вулканические постройки. Они имеют сравнительно высокие концентрации Na , K и рассеянных элементов, характеризуются крутым склоном на вариационной диаграмме $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$, отношение Na_2O к K_2O составляет около 1, индекс Пикока 51–52, редко более 60, очень незначительно обогащены железом. Однако они тоже отличаются от щелочных базальтов интраокеанических районов: обогащены K_2O во всех кремнеземистых разностях, которые содержат фенокристы биотита и редко — лейцита, а также кальцием, много меньше TiO_2 и Zr , меньше железа. Породы третьего периода Дж. Гиллс идентифицирует как "щелочные базальты островных дуг", или шошониты.

Другой район проявления золото-теллурического оруденения — Камчатка — согласно Г.М. Власову, характеризуется сходной эволюцией вулка-

низма, но растянутой во времени с позднего мела до плиоцена. Здесь намечается такая последовательность развития вулканизма: спилиты и кератофиры (поздний мел) — андезиты, дациты (эоцен) — андезито-базальты (плиоцен). Последний комплекс является рудоносным. Детальное его исследование в пределах рудоносного палеовулканического сооружения проводили Ю.М. Щепотьев и С.С. Вартанян. Они установили, что рудоносный палеовулкан сложен преимущественно двупироксеновыми андезито-базальтами при резко подчиненном значении всех других пород — от гиперстеновых базальтов до биотит-роговообманковых дацитов. Наиболее поздние магматические образования (дайки и некки) имеют контрастный — базальтовый и липарито-дацитовый состав. Породы палеовулкана отвечают нормальному ряду дифференциатов с постепенным повышением щелочности по мере возрастания кислотности пород. В целом они относятся к группе известково-щелочных пород островных дуг Тихоокеанской провинции (щелочноземельный индекс 58,8). Им свойственны высокое содержание СаО и в целом преобладание Na_2O над K_2O .

Севано-Амассийская зона Малого Кавказа, также заключающая оруденение золото-теллурического типа, рассматривается А.В. Пейве как пример рифтогенной структуры, сформировавшейся на коре океанического типа. Процессы вулканизма, "спрессованные" на архипелаге Фиджи в интервале эоцен — плиоцен, здесь растянуты во времени от позднего мела до позднего миоцена. Раннемеловое время здесь также характеризовалось становлением спилит-кератофировой, диабазовой и габбро-перидотитовой формаций в узком троогообразном прогибе, инверсия которого в позднем мелу сопровождалась отложением известково-глинистых осадков; затем последовала стадия вторично-геосинклинальных (по В.Е. Хаину и Е.Е. Милановскому) прогибов с накоплением в них андезито-базальтового комплекса, завершившимся образованием пород щелочной группы — эпилейцитовых порфиритов и нефелиновых сиенитов. В пределах Памбакского синклиория В.Н. Котляр выделял две вулканические ассоциации. Ранняя представлена базальтами, андезито-базальтовыми порфиритами, в меньшей степени дацитами (ранний — средний эоцен) и принадлежит к типичной известково-щелочной ассоциации с возрастанием известковистости в ходе эволюции. Отношение FeO к MgO возрастает от 0,6 в базальтах до 3 в дацитах. Величина суммы глинозема и щелочей для каждого отдельного типа изменяется в небольших пределах, при этом отмечается постоянное преобладание Na_2O над K_2O как в основных и средних, так и в кислых разностях пород. Интересно, что в соседних районах базальтовые члены этой ассоциации сменяются андезито-дацитовыми и липаритовыми, а золото-теллурическое оруденение — колчеданно-полиметаллическим с повышенной золотоносностью.

Породы второй — щелочной — серии (средний эоцен—олигоцен) представлены субщелочными андезито-базальтами, трахиандезитами, трахитами и эпилейцит-порфирами. Образование этой серии завершается становлением сложного щелочного комплекса интрузивных пород — нефелиновых сиенитов, сиенит-порфиров, граносиенит-порфиров. Не-

посредственно на рудном поле широко развиты также дайки щелочных и основных пород. Последовательность магматизма здесь такова: андезитобазальтовые порфириды, небольшие штоки монзонитов и граносиенитов, дайки и штоки сиенит-порфиров, дайки лампрофиров, диабазов. Подобная смена вулканического процесса интрузивными в гипабиссальных и субвулканических фациях с чередованием щелочных и основных пород позволяет провести некоторые аналогии между этим районом и рудным полем Крипл-Крик в шт. Невада (США), где выделяются серии предрудных даек латито-фонолитов, сиенитов и базальтов [24].

Другой рудный район Севано-Амасийской зоны характеризуется непосредственным совмещением раннемелового габбро-перидотитового комплекса, вмещающего оруденение, и предрудных даек кварцевых липарит-порфиров. Важно отметить, что в продуктах автотетасоматической переработки интрузивов и вмещающих их порфиров — амфиболитах, серпентинитах, эпидозитах — содержание золота на один-два порядка выше, что позволяет предполагать зарождение рудного очага, сформировавшего золото-теллуговое оруденение, еще в раннемеловое время, в период становления габбро-перидотитового комплекса.

Сопоставляя приведенные данные, нетрудно подметить две тенденции в развитии магматизма, общие для всех районов с золото-теллутовым типом оруденения: развитие основных и ультраосновных комплексов пород в основании вулканических прогибов; резкое повышение щелочности предрудных фаз вулканизма при сохранении в общем его основного характера и незначительной роли кислых образований в общем объеме вулканитов. Отмечается примерно равное содержание щелочей, либо некоторое преобладание Na_2O над K_2O .

Золотой тип золото-серебряного оруденения локализуется в наложенных вулканических поясах внутриконтинентального и окраинно-континентального типа.

Широко известный район оруденения преимущественно золотого типа — Карпаты в Румынии. Неогеновый вулканизм проявился, согласно Д. Гиушка и другим исследователям, по западной внутренней периферии Восточных Карпат и в горах Апусени в связи с обновленными глубинными разломами, особенно в зоне сопряжения с неогеновыми молассовыми отложениями трансильванской впадины. По представлениям Д.И. Горжевского с соавторами [7], они относятся к структурам активизации, формирование которых связано с поднятием и мозаичным дроблением периферической части Паннонского срединного массива.

Выделяется три фазы неогенового вулканизма. Первая (тортон) характеризовалась внедрением риолитов, риодацитов, сменившихся андезитами в раннетортонское время. В риолитах порфиристые вкрапления обычно образованы ортоклазом, санидином, кварцем и биотитом, а основная масса имеет витрофировую структуру. Андезиты представлены в большинстве случаев амфиболсодержащими разностями со спорадическими выделениями кварца и биотита.

Вулканическая активность второй фазы была преобладающей и происходила в тектонических условиях воздымания фундамента. В это время

проявился слабодифференцированный андезитовый вулканизм с широким развитием покровных и субвулканических фаций (андезиты, кварцевые андезиты, иногда с вкраплениями биотита); субвулканические фации несколько более кислые (андезиты и андезитодациты). Эта фаза вулканизма продуктивна на золото, а основными рудоконтролирующими структурами были вулканогенные образования: некки, субвулканы, тела автомагматических брекчий. В целом вулканизм имел андезитовый характер со слабой тенденцией к антидромной дифференциации и, судя по имеющимся петрографическим описаниям, — несколько повышенную щелочность. Продуктивная фаза по химизму занимает промежуточное положение между более ранним, преимущественно риодацитовым, вулканизмом и послерудным — базальтовым. На этом общем фоне эволюции вулканизма продуктивная фаза обнаруживает тенденцию к гомодромной дифференциации с увеличением калиевости кислых разностей. Такое же промежуточное положение, по-видимому, было присуще тектонической обстановке в период становления продуктивной фазы вулканизма: прогибание и накопление моласс, происходившее в раннюю фазу, сменяется в позднюю устойчивым воздействием с глубокими расколами и базальтоидными излияниями. Можно отметить следующие особенности вулканизма этой области: наложенный характер тектоники вулканического цикла и образование продуктивной фазы в период смены тектонического режима — от прогибания к воздыманию; андезитовый состав вулканизма со слабой дифференцированностью; принадлежность его к известково-натровой серии.

Эти же особенности свойственны и другим аналогичным районам. Так, Ордубадский эоценовый синклиний Малого Кавказа сформировался по периферии горст-антиклинального поднятия и сложен слабодифференцированной андезитовой вулканогенной формацией с широким развитием в ней пирокластических образований (агломератовых туфов, туфобрекчий), субвулканических и субинтрузивных фаций, из которых ранние, составляющие корневые части покровов, предствлены андезито-базальтами, а поздние — андезитодацитами и трахитоидными дацитами, в которых фиксируется увеличение концентрации щелочей и повышение относительной роли калия. Сходен меловой вулканизм районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Нижнего Приамурья.

Таким образом, вулканические ассоциации пород, сопровождающие золотой тип оруденения, существенно отличны от таковых золото-теллурического; им присущи: несколько более кислый вулканизм в целом и увеличение кислых фаций в их объеме; отсутствие значительной дифференцированности и преемственности базитового и ультрабазитового магматизма ранних стадий. Увеличение щелочности к преемственным фазам нехарактерно.

Еще более заметны тенденции изменения вулканизма при переходе к золото-серебряному типу оруденения, рудоносные районы и крупные рудные узлы которого размещаются исключительно в окраинно-континентальных вулканических поясах. При этом в фундаменте поясов выступают преимущественно терригенные или известково-терригенные

мезозойские породы, тогда как вулканогенные породы в рудоносных блоках фундамента этому типу руд несвойственны, поэтому снимается вопрос об унаследованности более раннего и собственно предрудного магматизма.

В изучавшихся автором рудных районах с золото-серебряным оруденением отмечается резкое преобладание липаритовой формации в разрезе вулканитов. Пологие вулканические депрессии, вмещающие оруденение этого типа, начинают свое формирование с отложения молассовой формации, углей, углистых аргиллитов, конгломератов, чередующихся и сменяемых во времени породами липаритового комплекса. В последнем широко развиты игнимбриты, флюидалные и афировые липариты и завершающие его становление породы субщелочного состава — невадиты и трахилипариты в субвулканических и дайковых фациях. Параллельно в незначительном объеме формируются базальты и андезитобазальты, что свидетельствует о контрастной дифференцированности магматического очага. Липаритовый комплекс сменяется в позднемеловое время маломощным, спорадически проявленным комплексом андезитов (в покровных и субвулканических фациях), который вновь сменяется сходным липаритовым комплексом, завершающимся становлением даек базальтов. Вулканизм имеет как бы бициклический характер с увеличением щелочности на завершающих фазах кислотного вулканизма.

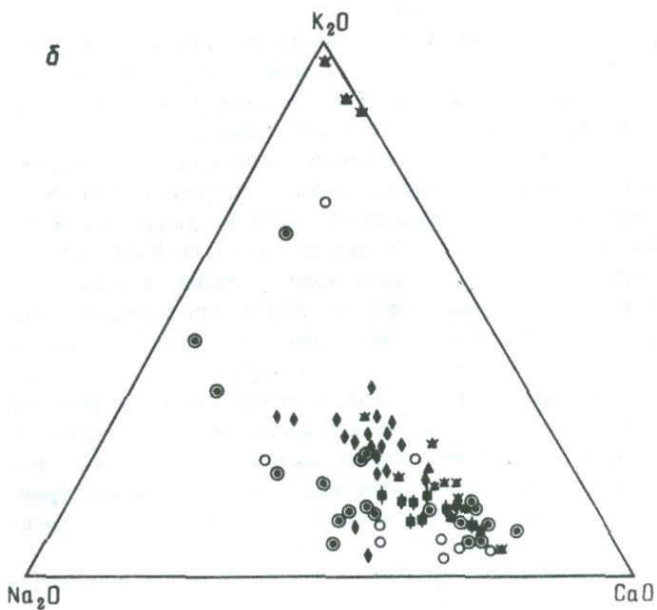
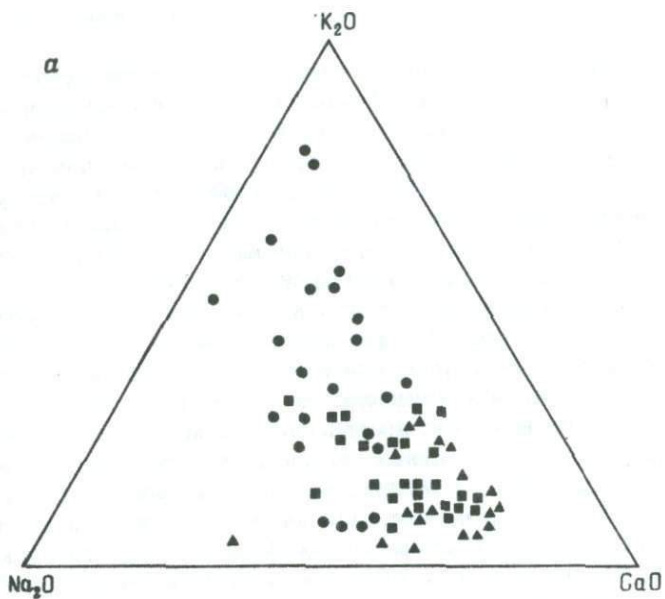
Данные по некоторым зарубежным месторождениям (Комшток и др.) свидетельствуют в то же время о широком развитии на рудных полях рудовмещающих вулканитов среднего состава, при этом руды с высокими содержаниями серебра могут локализоваться в андезитах, а более "золотые" руды — в более кислых породах, например дацитах.

В целом для оруденения этого типа характерен субщелочной липаритовый вулканизм, с увеличением относительной роли калия к его завершающим фазам. Здесь мы как бы вновь возвращаемся к особенностям субщелочного базитового вулканизма, сопровождающего золото-теллуговое оруденение, но только на кислой, липаритовой "основе".

Сравнение трехкомпонентных диаграмм $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$, построенных преимущественно по литературным данным для разных рудных районов, может в некоторой степени подтвердить это предположение (рис. 9). Другой элемент общности, и тоже как бы в "зеркальном" отражении по сравнению с золото-теллуговым вулканизмом, — контрастная дифференцированность поздних фаз вулканизма, появление базальтов и андезитобазальтов, составляющих незначительный объем всех вулканитов. Эти элементы сходства двух крайних геохимических типов при столь существенном изменении химизма вулканитов и их структурного положения, возможно, обусловлены глобальными закономерностями развития вулканизма Тихоокеанского кольца.

Изложенное позволяет прийти к выводу, что различные геохимические типы золотого оруденения связаны с определенными комплексами вулканических пород.

Для золото-теллугового типа характерны: развитие основных и ультраосновных комплексов пород в основании вулканических прогибов,



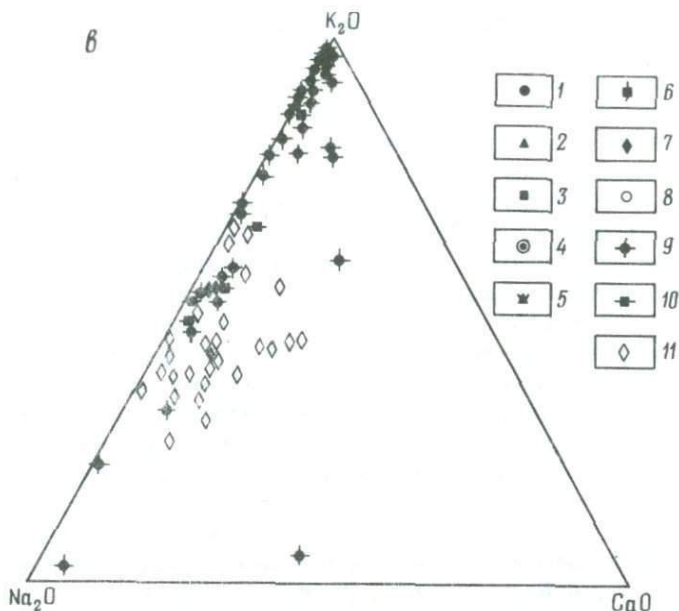


Рис. 9. Петрохимические особенности вулканитов из рудных районов с золото-серебряным оруденением. Районы развития оруденения золото-теллуристого (а), золотого (б) и золото-серебряного (в) геохимических типов:

1 – Малый Кавказ, 2 – о-ва Фиджи, 3 – Камчатка, 4 – Кавказ, 5 – горы Гутей, 6 – горы Харгита, Трансильвания, 7 – Сихотэ-Алинский пояс, 8 – Охотско-Чукотский пояс, 9–11 – Охотско-Чукотский пояс (9 – восточная, 10 – центральная, 11 – западная части)

преимущественно базальтовый и андезитобазальтовый состав рудоносных фаз вулканизма, повышенная щелочность прерудных фаз вулканизма с примерно равным содержанием Na и K, контрастная дифференциация завершающих фаз вулканитов с незначительной ролью кислых образований в общем объеме вулканитов.

Золотому типу свойственны: наложенный характер тектоники вулканического цикла, преимущественно андезитовый состав продуктивных фаз вулканизма, слабодифференцированный до дацитов и липаритодацитов к поздним фазам, принадлежность к известково-натровой серии, иногда субщелочной характер поздних фаз вулканитов.

Особенности вулканизма золото-серебряного типа оруденения следующие: липаритовый или трахилипаритовый состав вулканитов, чередующихся с незначительными по объему базальтовыми и андезито-базальтовыми комплексами; на завершающих фазах – существенное увеличение щелочности при возрастании относительной роли калия.

Суммируя данные различных исследователей, можно прийти к выводу о глубинном происхождении базальтоидной, андезитоидной и липаритоидной ветвей продуктивного магмообразования.

Дж. Гилл [38] отмечает, что для пород всех периодов базальтоидного вулканизма архипелага Фиджи характерно устойчивое соотношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ около 0,7041), что соответствует магмам, генетически относящимся к подкоровым океанической коры, как это следует из сопоставления с современными островными дугами.

М. Боркош и другие румынские геологи обращают внимание на то, что существует петро- и геохимическое сходство между неогеновыми вулканистами андезитовой формации и промежуточными продуктами офиолитового вулканизма, на основании чего они допускают возможность существования условий генерации рудоносных магм на уровне базальтового слоя — верхней мантии и анатектического происхождения магмы. Если при этом иметь в виду бедность металлическими компонентами варисского основания, очевиден первичный глубинный источник металлических элементов, которыми сложены рудные месторождения.

Для липаритовой рудоносной формации Н.А. Шило, учитывая высокую активность K_2O и в магматическом, и в постмагматическом процессах, большое значение придает воздействию "транзмагматических растворов подкорового происхождения" на состав вулканитов и оруденения. Это соображение подтверждается данными У.Х. Гросса [39] по соотношению изотопов стронция в олигоценовых липаритах серебряного рудного поля Гуанохуата в Мексике. По его данным, отношение ^{87}Sr к ^{86}Sr варьирует от 0,7089 до 0,7061, что соответствует представлению о мантийном источнике этих пород. Первичное отношение ^{87}Sr к ^{86}Sr во вкраплениях полевого шпата и в целом в породах вулканической провинции западной Мексики изменяется в пределах 0,7033—0,7062 при наиболее частых значениях 0,7045 [28]. Очевидно, в образовании материнских по отношению к изученным породам магм радиогенный коровый материал не участвовал.

Л.В. Таусон и другие исследователи рассмотрели по результатам определения изотопов стронция вопрос о генезисе магматических формаций Гижигинского прогиба Охотско-Чукотского пояса, аналогичных продуктивным липаритовым комплексам рудных узлов. Оказалось, что соотношение ^{87}Sr к ^{86}Sr в них составляет 0,7033—0,7046. Авторы считают, что источником кислых магм являются процессы дифференциации верхней мантии.

Вулканологи Камчатки единодушно считают кислые вулканиды глубинными по происхождению. Так, Э.И. Пополитов и О.Н. Вольнец полагают, что наиболее важные факты в пользу мантийного источника кислых пород могут быть сформулированы в виде следующих основных положений.

1. Кислый вулканизм проявляется в широких масштабах в островных дугах с различным типом строения земной коры. Например, для Камчат-

ки и Японии характерна хорошо развитая континентальная кора, в то время как дуги типа Тонга—Кермадек, Марианская и другие имеют строение коры, близкое к океаническому.

2. Значения величин отношения ^{87}Sr к ^{86}Sr в кислых породах островных дуг намного ниже, чем в сиалических породах земной коры и в большинстве случаев те же самые, что и в островодужных базальтах.

3. В хорошо развитых сериях пород островных дуг кислые члены обычно наследуют петрогеохимический облик находящихся с ними в ассоциации базальтов.

4. Среди ксенолитов, выносимых андезитовыми, реже дацитовыми расплавами на поверхность, часто встречаются габброидные и ультраосновные включения, которые по геохимическим особенностям относятся несомненно к породам офиолитовой формации — одному из типичных представителей коры океанического типа.

Р.Х. Рисман провел интересное сопоставление изотопного состава стронция в жильных минералах золото-серебряных месторождений — флюорите в кальците. Для относимых автором данной книги к золото-теллуровому типу месторождений Крипл-Крик в США и о. Лусон на Филиппинах, оруденение которых ассоциирует с телами автомагматических и взрывных брекчий, установлены вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пределах 0,7042—0,7077. Такое их соотношение укладывается в интервалы дифференциации источника, расположенного в глубоких частях земной коры или верхней мантии. Для месторождений района Теллурид (Колорадо), относимых автором к золотому типу, устанавливается необычно высокое отношение ^{87}Sr к ^{86}Sr в андезитах (0,7095—0,7127), тогда как для жильного кальцита оно значительно ниже (0,7069—0,7076). Если принять существующую интерпретацию повышения изотопного соотношения в андезитах за счет ассимиляции осадочных пород, то из этого следует, что последние не повлияли на состав рудоносных растворов, из которых отложился кальцит. В этом случае можно, следовательно, допустить, что рудогенерирующий источник находился глубже, чем источник магмообразования. Это предположение косвенно подтверждается некоторыми данными о временном отрыве (в 5—15 млн. лет) между формированием основного третичного вулканизма и промышленного золотого оруденения [43].

Данные Л.Н. Гриненко, М.И. Воинкова, М.М. Константинова, В.П. Стрижева, А.П. Глухова, С.С. Григоряна и других исследователей по изотопному составу серы сульфидов золото-серебряных месторождений показывают относительно небольшой разброс вариаций изотопов. Выделяется группа особенно компактных объектов (I, III), имеющих золото-теллуровый и золото-селеновый состав руд (рис. 10), и следовательно, характеризующихся дефицитом серы. Последнее способствует стабилизации соотношений изотопов [15]. Наибольший разброс присущ районам Забайкалья (IV), где формирование оруденения, видимо, было наиболее "приповерхностным", всего на глубине в первые десятки метров. Уровень рудоотложения отличался, следовательно, наибольшими вариациями физико-химических параметров, что, по-видимому, и повлекло за собой

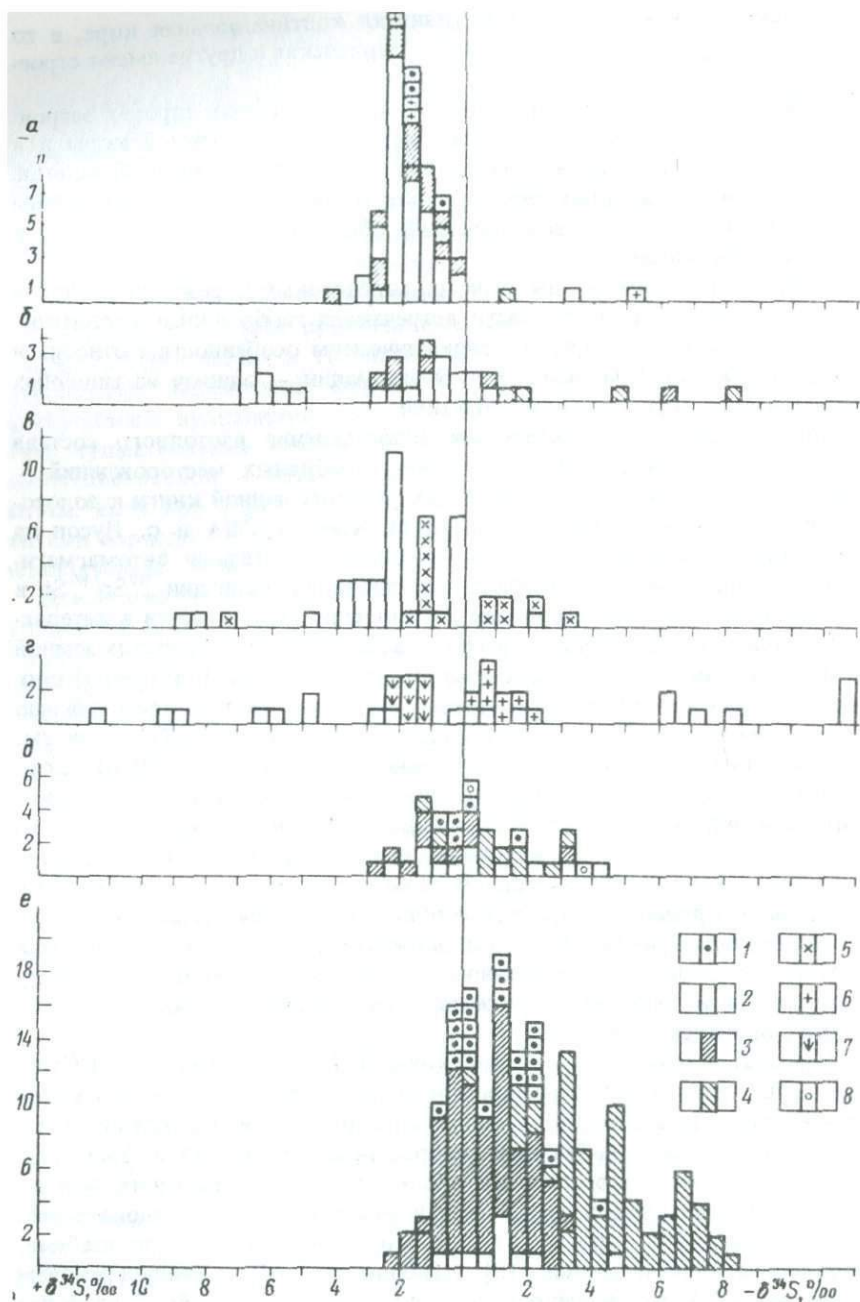


Рис. 10. Изотопный состав серы сульфидов отдельных золото-серебряных месторождений золото-теллуридного (а), золотого (б-д) и золото-серебряного (е) геохимических типов (n — число анализов).

1 — халькопирит; 2 — пирит; 3 — сфалерит; 4 — галенит; 5 — агвиларит; 6 — антимонит; 7 — арсенопирит; 8 — блеклые руды

существенные колебания изотопных соотношений. Сульфиды месторождений, объединенных тяжелым изотопом (V, VI), укладываются в диапазон вариаций предыдущей группы. Это обстоятельство позволяет поставить под сомнение предположение некоторых исследователей [39] о том, что при формировании оруденения происходило заимствование серывмещающих пород. Более плодотворной представляется идея Л.Н. Овчинникова и Т.В. Рябовой [15], полагающих, что дифференциация изотопов серы происходит не только в земной коре, но и в верхней мантии и может приводить как к обогащению тяжелым изотопом (сульфиды магматических и колчеданных месторождений), так и к обогащению легким изотопом (пирротины и галениты карбонатитовых месторождений), "... образование которых по ряду признаков связано с поступлением вещества из более глубоких зон (курсив мой. — М.К.) чем базальтовые выплавки".

Эта идея созвучна мысли Я.Н. Белевцева о том, что протяженность серебряного пояса Мексики на 2000 км — аргумент в пользу глубинного источника рудного вещества.

Напротив, для свинцово-серебряных месторождений, связанных с гранитными плутонами, для которых предполагается неглубокий коровый источник, отмечается значение $\delta^{34}\text{S}$ сульфидных минералов от +2,2 до +15%. Сходные данные приводит Н.А. Озерова, обосновывая коровый источник серы для гидротермальных месторождений ртути.

Можно ожидать тенденцию в смене кларковых соотношений золото-серебро в продуктивных вулканических комплексах с последовательным увеличением роли серебра при повышении кислотности вулканитов. По этому вопросу можно привести следующие данные. По результатам нейтронно-активационных определений золота и серебра в ультраосновных и основных комплексах восточной части СССР (в том числе, в кимберлитах) отношение Au к Ag варьирует от 4:1 до 1:1, а для габбро-плагиогранитной формации оно составляет 1:10. Спектральное определение золота и серебра в 80 пробах андезитобазальтов Камчатки, предоставленных в наше распоряжение А.А. Красильниковым, показали отношение Au к Ag 1,2:1.

Исследуя базальты Срединно-Атлантического хребта, Р.Р. Кейс и Р.Б. Скотт установили, что золото-серебряное отношение краевой стекловатой оторочки базальтов примерно 1:20, а их внутренних, раскристаллизованных частей 1:50. Д.С. Канаш на основании 150 определений золота и серебра в вулканогенных породах трахиандезитовой продуктивной формации Узбекистана отмечает, что золото-серебряное отношение в них примерно 1:20. В изучавшемся автором продуктивном липаритовом комплексе одного из районов Охотско-Чукотского пояса по данным 500 анализов фоновое соотношение золота и серебра от 1:300 до 1:1000.

Таким образом, эволюция геохимических типов золото-серебряного оруденения сопровождается сходной эволюцией в соотношениях Au:Ag продуктивных вулканических компонентов, что еще раз подтверждает взаимосвязь вулканизма и оруденения.

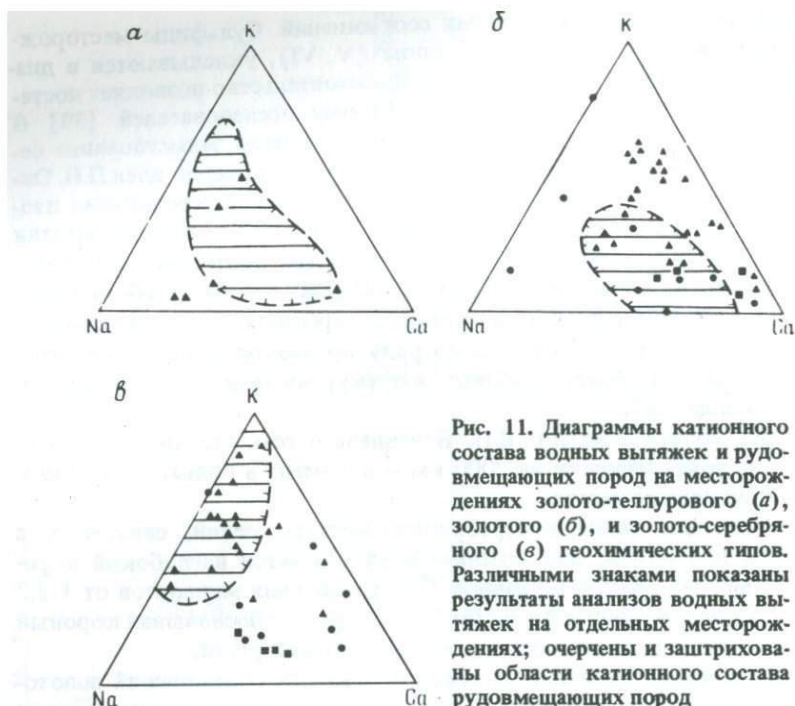


Рис. 11. Диаграммы катионного состава водных вытяжек и рудовмещающих пород на месторождениях золото-теллуристого (а), золотого (б), и золото-серебряного (в) геохимических типов. Различными знаками показаны результаты анализов водных вытяжек на отдельных месторождениях; очерчены и заштрихованы области катионного состава рудовмещающих пород

В.Г. Моисеенко [14] доказал, что состав газов рудоносных вулканических формаций различных типов вулканических поясов — островных дуг, окраинно- и внутриконтинентальных — соответствует таковому в рудах золото-серебряных месторождений.

Анализ результатов около 150 водных вытяжек из кварца различных золото-серебряных месторождений, выполненный автором совместно с Н.И. Андрусенко и А.А. Москалюк, показывает некоторые вариации катионного и анионного составов растворов на месторождениях различных геохимических типов. Катионный состав минералообразующих растворов золото-теллуристого оруденения преимущественно натриевый либо натриево-кальциевый анионный, в основном сульфатно-бикарбонатный. Минералообразующие растворы золотого геохимического типа характеризуются преимущественно кальциевым составом катионов при широких вариациях натрия и калия. $SO_4:HCO_3:Cl$ варьирует от 1:1:10 до 1:10:1, определяя преимущественно бикарбонатно-хлоридный состав растворов. Золото-серебряный геохимический тип оруденения имеет преимущественно сульфатный состав растворов ($SO_4:HCO_3:Cl=5:1:1$) при дефиците в нем натрия и широких вариациях кальция.

С целью выявления взаимосвязи между составом вмещающих пород и минералообразующих растворов были рассмотрены треугольные диаграммы (рис. 11), на которых нанесены данные катионного состава раство-

ров и рудовмещающих вулканитов. Их рассмотрение позволяет выявить следующие соотношения:

1) отмечается совпадение катионного состава рудовмещающих вулканитов и рудоносных растворов для различных геохимических типов; 2) катионный состав рудоносных растворов для каждого типа более разнообразен, чем таковой рудовмещающих пород; 3) для золото-теллурического геохимического типа по ограниченным данным намечается обогащение растворов натрием; для золотого – состав растворов обогащен по сравнению с вмещающими вулканитами калием и кальцием; для золото-серебряного – только кальцием. Исходя из этого можно высказать предположение, не расходящееся с геологическими наблюдениями, о том, что калий в золотом геохимическом типе привносится рудоносными растворами во вмещающие породы, а в золото-серебряном типе – заимствуется из субщелочных кислых вулканитов и переотлагается.

Изложенные данные позволяют прийти к заключению, что традиционное деление рудоносных источников на мантийные и коровые в данном случае неприменимо. Объяснение столь существенных различий в составе рудоносных вулканитов и связанных с ними геохимических типов золото-серебряных месторождений встречает определенные трудности. Отчасти возможно привлечение чисто гипотетических представлений о различных механизмах взаимодействия верхней мантии и коры океанического, переходного и континентального типов.

Очевидно, что увеличение роли континентальной коры при переходе от одного геохимического типа к другому говорит о влиянии этого фактора на рудообразование. Об этом свидетельствует смена геохимических ассоциаций различных типов: для золото-теллурического наиболее характерна ассоциация с ртутным оруденением; для золотого – с медно-молибденовым, для золото-серебряного – с оловянным и свинцово-цинковым. Можно, в частности, предполагать, что гранитный слой континентальной коры играет роль, аналогичную роли присадки флюса в металлургическом процессе, приводя к контрастной дифференциации магматического вещества. Возможно, при этом промежуточные магматические камеры обогащались такими "коровыми" элементами, как олово, свинец и цинк, а также медь и молибден.

В то же время обращает на себя внимание то обстоятельство, что положение рудоносных вулканитов и связанных с ними месторождений различных геохимических типов неодинаково в истории развития рудоносных провинций. Так, автором было обосновано формирование золото-теллурического оруденения Малого Кавказа в позднегеосинклиналию – раннеорогенную стадию развития, до общего воздымания области, фиксируемого отложением орогенных молассовых формаций плиоцена, а отчасти, возможно, и до отложения раннеорогенной молассовой формации олигоцена – раннего миоцена или синхронно с ним. Для золотого оруденения Карпат характерна приуроченность к вулканическим формациям, знаменующим переход от этапа прогибания к этапу общего воздымания территории, т. е. оруденение как бы смещено в истории становления области, а липаритовые формации и связанное с ними золото-серебряное

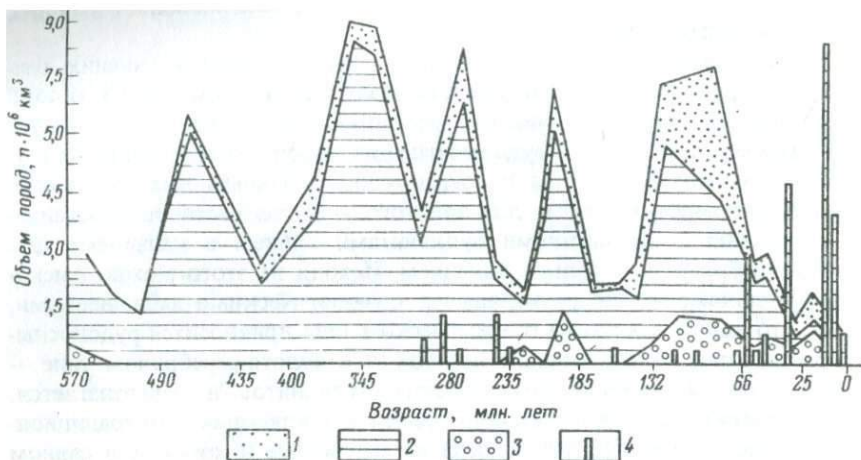


Рис. 12. Эпохи золото-серебряного оруденения в связи с интенсивностью проявлений вулканизма, по А.Б. Ронову.

Формации: 1 – наземно-вулканогенные орогенные, 2 – подводно-вулканогенные геосинклинальные, 3 – наземно-вулканогенные платформенные; 4 – отдельные месторождения с установленным возрастом формирования

оруденение наиболее отчетливо совпадают во времени с движениями положительного знака и обусловленными ими структурами.

Вероятно, эта сложная проблема может быть в настоящее время только поставлена. Ее решение, скорее всего, возможно при разработке общих моделей взаимодействия земной коры и верхней мантии в различных геотектонических условиях и процессов геохимической дифференциации золота и серебра в различных режимах окисления мантийных потоков.

МОДЕЛЬ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Сопоставляя данные различных исследователей по основным провинциям золото-серебряного оруденения, можно прийти к выводу о том, что золото-серебряное оруденение близко по времени формирования и парагенетически связано с вулканической формацией, проявления которой были наиболее интенсивны. В то же время процесс рудообразования тяготеет к периоду затухания вулканизма и смене тектонического режима, обуславливающей становление субвулканических и интрузивных тел.

Это подтверждается и общим сопоставлением периодов вулканической активности, выделенных А.Б. Роновым, и основных эпох рудообразования (рис. 12), причем последние отчетливо устанавливаются по группам отечественных и зарубежных месторождений, для которых имеются определения абсолютного возраста. Нигде пик вулканизма не совпадает во времени с эпохой золото-серебряного оруденения. Напротив, намечается тенденция, согласно которой эпохи рудообразования приурочены к периодам затухания или временным паузам в вулканической деятельности.

В соответствии с этим в формировании конкретных рудных полей устанавливается существенная роль плутонического магматизма, представленного скрытыми на глубине, реже эродированными интрузивными телами. При близком по времени становлении вулканоплутонических комплексов и оруденения вокруг интрузивных тел создается высокотемпературное поле, содействующее транзитному переносу рудоносного флюида в менее погребенные области приповерхностного уровня, где локализуются субвулканические тела. Вокруг интрузивных тел образуются мощные зоны роговиков — кварц-полевошпат-амфиболовых, кварц-кордиеритовых и др.

Субвулканические тела, к которым пространственно приурочено оруденение, создавали более локальное температурное поле, обуславливающее зональное распределение продуктивных минеральных ассоциаций. Этим же, по-видимому, объясняется приуроченность обогащенных участков рудных тел к субвулканическим фациям, представленным эруптивными и автомагматическими брекчиями. Они являлись также активизаторами грунтовых и метеорных вод, перерабатывающих исходные породы с широким развитием "водообильных" фаций метасоматитов типа аргиллизитов и кварц-хлорит-гидрослюдистых пород. Последние постепенно, по мере истощения источника гидротерм, сменялись более локальными околотрещинными преобразованиями. С этим же, вероятно, связано появление в процессе рудоотложения необычных "гипогипергенных" минеральных ассоциаций, характеризующихся высоким потенциалом кислорода (серебро-ашаритовых, золото-каолинитовых, золото-алунитовых и др.).

Созданию локальных очагов активизации метеорных вод благоприятствуют условия, при которых сравнительно небольшие по мощности покровы вулканитов сочетаются с субвулканическими телами, формировавшимися под структурными экранами. Такие условия возникали по периферии крупных вулканических депрессий и в других участках поднятий внутри прогибов, а также в вулканических прогибах на фоне крупных сводовых поднятий, где локализовались рудные поля.

В целом возникновение рассматриваемых месторождений определяется совокупным воздействием вулканического и интрузивного магматизма (рис. 13). Предполагаемая схема охватывает широкий круг объектов золото-серебряной формации. Однако возможны случаи, когда из нее "выпадают" субвулканические тела (Голдфилд в США, некоторые месторождения Карпат), незначительно проявлен или отсутствует покров вулканитов (Акупан на Филиппинах), выпадают как субвулканические, так и покровные фации вулканитов; связь оруденения с вулканическими процессами имеет косвенный характер (криптовулканические образования, субвулканические дайки) или определяется по приуроченности рудных полей к обрамлению вулканических поясов, а также к крупным блокам фундамента в их пределах.

Родственность этих месторождений с золото-серебряными проявляется в низкой пробе золота, присутствии серебряной минерализации, низком золото-серебряном отношении. При наличии пологих межформа-

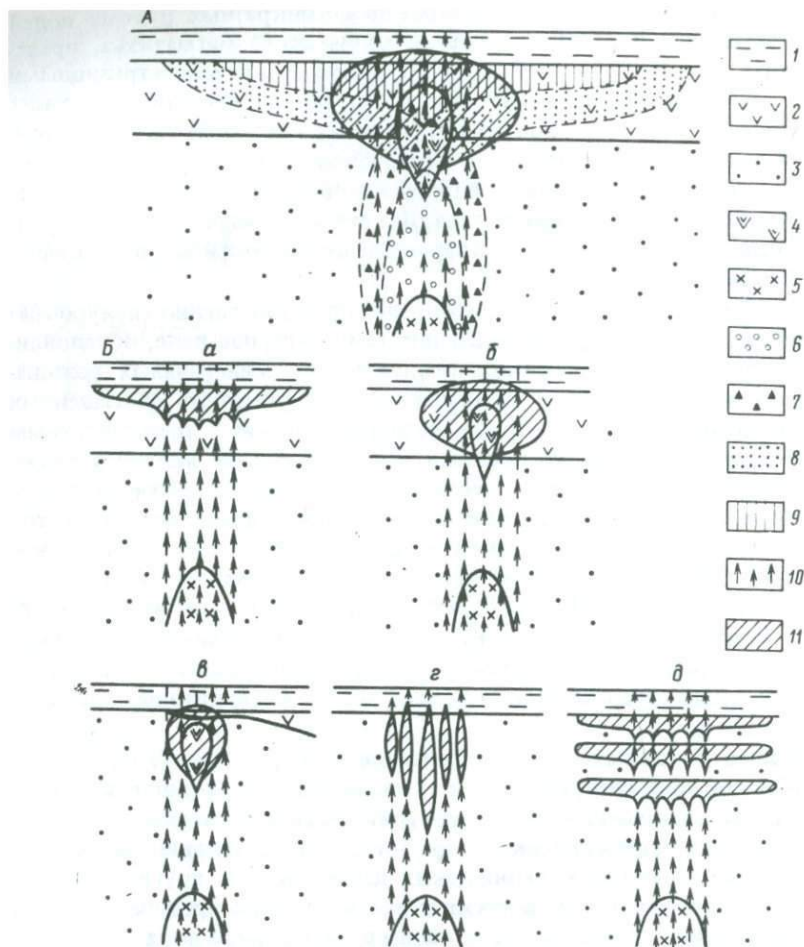


Рис. 13. Схемы формирования золото-серебряного оруденения, связанного с вулканоплутоническими ассоциациями.

А – схема магматизма, метасоматических образований и оруденения, *Б* – варианты рудно-магматической системы: *а-б* – области с отсутствием (*а*) и наличием (*б*) субвулканических тел; *в-г-д* – в обрамлении вулканических поясов и активизированных блоков фундамента (*в* – по периферии и в приподнятых блоках вулканических поясов с редуцированными вулканическими покровами, *г* – с крутопадающими дислокациями, *д* – с надвигами и межформационными зонами дробления)

1 – экранирующий горизонт; 2 – вулканический покров; 3 – нижний ярус или фундамент; 4 – субвулкан; 5 – интрузии; 6 – роговики; 7 – скарноиды; 8 – пропилиты; 9 – аргиллизиты; 10 – зоны повышенной проницаемости; 11 – области концентрации оруденения

ционных зон дробления и экранирующих поверхностей рудные тела приобретают субпластовые формы. Промежуточные магматические камеры иногда отсутствуют, а золото-серебряное оруденение контролируется исключительно "транзитными" сквозными структурами глубокого заложения, локализуясь под экранами надвигов. К такому типу относится, вероятно, золото-углеродистая минерализация на месторождении Карлин в США.

С положением подошвы вулканической толщи связан резкий перепад гидродинамических и гидрогеохимических параметров системы. Возникающий здесь литологический водоупор способствует транспортировке глубинных термальных растворов и их отделению от вадозных вод. Движение последних происходит в основном по латерали. Изменение химизма и гидродинамики растворов на нижнем структурном порого вызывает затухание продуктивных ассоциаций по падению при сохранении ранних высокотемпературных кварцевых жил.

Эмпирически устанавливаемая приуроченность рудных полей к поднятым блокам в депрессионных структурах (мульды, грабены, кальдеры) и опущенным блокам в областях поднятий, существование рудоносной системы "субвулкан — интрузив" приводят к активизации и вовлечению в рудоотложение значительных объемов вадозных растворов и возникновению при наличии экранов длительно действующей конвекционной системы.

ТИПЫ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ИХ ЛОКАЛИЗАЦИИ

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ СИСТЕМАТИКИ

Вопросы изучения структур рудных полей в вулканических поясах и их структурной систематики занимают незначительное место в многочисленных публикациях последнего десятилетия, посвященного оруденению этого типа [27 и др.]. Обусловлено это, вероятно, тем, что структурные исследования сопряжены с большой затратой труда по документации месторождений и зачастую выглядят менее эффективно, чем общие металлогенические построения.

Задача автора состояла в разработке структурной типизации золотых и золото-серебряных месторождений вулканических областей, охватывающей месторождения этого типа в целом. Эта задача диктовалась высокими современными требованиями к эффективности поисково-разведочных работ. Возникла настоятельная необходимость создания научно обоснованных методик оценки обнаруживаемых рудопроявлений, рациональной методики их разведки и т. д.

Одним из путей решения этой проблемы может являться создание структурной типизации месторождений, обогащающей имеющийся к настоящему времени опыт по изучению ряда месторождений этого типа в СССР и за рубежом. Подобная типизация должна соответственно решать две взаимосвязанные практические задачи: определение условий нахож-

дения золотых и золото-серебряных месторождений и критерии их оценки на ранней стадии изученности. В решении этих вопросов необходимо оперировать по возможности наиболее простыми методами, которые прежде всего должны базироваться на анализе средне- и крупномасштабных геологических карт и сравнительно небольших аналитических материалов, которыми характеризуется то или иное рудопроявление на ранней стадии его изучения. Именно этими основными требованиями руководствовался автор при сопоставлении данной систематики.

В зависимости от особенностей геологического строения для разных районов развития золото-серебряных месторождений ведущее рудоконтролирующее значение придается структурам либо основания вулканических поясов, либо собственно вулканического яруса, частично являющимся омоложенными дислокациями основания.

К первому типу структур относятся протяженные зоны разломов сквозного типа, их пересечения, сводово-глыбовые поднятия, отдельные их элементы в виде приподнятых и опущенных блоков, чашеобразные прогибы и куполообразные "вздутия" фундамента; ко второму — формы проявления сквозных разломов в вулканитах (пояса даек, субвулканических тел, интенсивной трещиноватости), крупные мульдообразные грабен-синклинальные прогибы и кальдеры (преимущественно их периферические части), пологие вулкано-купольные поднятия. Очевидно, что соотношение структур тех или иных типов зависит соответственно от соотношения структур основания и вулканического яруса, определяющих в совокупности строение вулканического пояса. Вместе с тем, этими структурами общего порядка во многом определяются структурные типы рудных полей, свойственных отдельным рудным районам, поэтому целесообразно выделить для структурной типизации золоторудных полей три типа областей в пределах вулканических поясов. Это следующие области: 1) пологих сводовых поднятий и прогибов, характеризующиеся широким развитием вулканизма с преобладанием покровных и экструзивных фаций и незначительным распространением субвулканических интрузивов; 2) дифференцированно-блоковых структур с выступами нижнего яруса или фундамента в приподнятых блоках (им свойственно наличие субвулканических интрузивов и дайковых поясов); 3) сводовых поднятий докембрийского или палеозойского фундамента с незначительными проявлениями вулканизма в наложенных впадинах и куполах.

Предлагаемый принцип районирования удобен тем, что он может быть проведен на основе анализа мелкомасштабных геологических карт без привлечения спорных геологических и металлогенических построений. В некоторой степени он повторяет известные представления Ф.И. Вольфсона и Л.И. Лукина об определяющей роли структурных ярусов в геологическом строении рудных полей. Становится возможным из всего разнообразия структурных типов золоторудных полей выделить те, которые наиболее характерны для определенных геологических обстановок — рудных районов (табл. 3).

Поскольку предлагаемая систематика преследует прежде всего цели,

**Структурная систематика золото-серебряных рудных полей
в мезо-кайнозойских вулканических областях**

Структурные типы рудных полей	Особенности строения рудных районов	Рудоконтролирующие и рудомещающие структуры	Положение рудных тел относительно рудоконтролирующих структур	Положение рудных столбов
В жерловых зонах вулканических аппаратов (бескальдерного типа)	Области пологих поднятий и прогибов с широким развитием вулканизма	Некки, субвулканы, тела автомагматических брекчий, контракционные трещины вулканических аппаратов	Субпараллельные и радиальные системы жил в апикальных частях субвулканов	В телах эруптивных брекчий, пересечениях рудными телами даек, благоприятных пластов, тел туффизитов, изгибах и пересечениях рудных тел, под экраном надвигов
В вулкано-тектонических депрессиях и кальдерах		Сбросы и сбросо-сдвиги, малоамплитудные концентрические и радиальные трещины, пологие субпластовые срывы в бортах депрессий	Радиально-концентрические свиты жил, приуроченные к бортовым частям депрессий и осложняющим их разломам	
В купольных поднятиях, осложненных крупноамплитудными сбросами		Крупноамплитудные сбросы, наложенные на купольные поднятия, сопряженные с ними разрывы	Протяженные минерализованные зоны дробления, сопряженные с ними жилы, контролируемые с региональными сбросами	
В полях даек и корневых частях субвулканов на пересечениях зон региональ-	Дифференцированно-блоковые структуры со значитель-	Системы близпараллельных непротяженных разрывов в взросо-	Субпараллельные минерализованные зоны дробления, контро-	В изгибах и ветвлениях рудоносных разрывов, участках их осложнения поперечными дорудными нарушениями,

Структурные типы рудных полей	Особенности строения рудных районов	Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры	Положение рудных тел относительно рудоконтролирующих структур	Положение рудных столбов
<p>ных разломов</p> <p>В полях даек, контролируемых изгибами и ветвлениями региональных разломов</p> <p>В системах крутопадающих разломов, ограничивающих наложенные грабены</p> <p>В системах надвигов и пологих зон дробления, осложняющих наложенные впадины и купола</p>	<p>ным развитием ареального вулканизма в опущенных блоках</p> <p>Поднятия фундамента с незначительным проявлением вулканизма в наложенных впадинах и куполах</p>	<p>сдвигового типа, контакты даек, субвулканические тела</p> <p>Отдельные крутопадающие разломы, сопряженные с ними разрывы</p> <p>Межслоевые срывы в сочетании с крутопадающими сбросами</p>	<p>лируемые системами сближенных разрывов и контактами даек</p> <p>Системы крутых и пологих жил и штокверков, контролируемых крутопадающими блокоограничивающими разломами</p> <p>Пологие залежи, контролируемые благоприятными для замещения пластами пород</p>	<p>подовленных контактах даек и субвулканических тел</p> <p>Участки литологически благоприятных пород под экранами, сопряжения сбросов и межслоевых зон дробления</p>

определяемые задачами детальных поисков и оценки, типы рудных полей определяются автором, вслед за В.М. Крейтером, Ф.И. Вольфсоном и другими исследователями, исходя из основных элементов их структуры, т. е. из тех типовых геологических обстановок, в которых рудные поля формируются. Очевидно, что для целей детальной и эксплуатационной разведки такая систематика по геологическим обстановкам будет недостаточной. В этом последнем случае необходимо учитывать закономерные сочетания рудных тел в пространстве, соотношение рудоконтролирующих и рудовмещающих дислокаций, закономерности локализации рудных столбов.

Выделенные в табл. 3 области первого типа слагают обширные территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, а за рубежом — золоторудные районы Трансильвании и третичного вулканического пояса западных штатов США и Мексики. Небольшими вулканическими и вул-

кано-тектоническими структурами определяются типы развитых в таких районах рудных полей.

Во второй группе районов, примером которых могут быть Приамурье и Малый Кавказ, решающую роль в контроле оруденения играют региональные разломы в сочетании с корневыми частями субвулканов и полями субвулканических даек. В то же время в этих областях в отдельных случаях могут возникать обстановки для формирования рудных полей первой группы; в их пределах не наблюдаются, однако, крупные объекты.

В третьей группе районов, относящихся к областям тектоно-магматической активизации (Восточное Забайкалье, Алдан), где вулканизм проявлен незначительно, структурный тип рудного поля обусловлен целиком системами разломов и блоковых структур.

Сходная тенденция прослеживается при выделении рудоконтролирующих структур — от ведущей роли отдельных элементов вулканических сооружений до традиционных для гидротермальных месторождений сочетаний разрывных нарушений.

Для выяснения элементов различий и общности в структурах различных типов рудных полей целесообразно кратко рассмотреть их особенности с привлечением материалов автора по изучавшимся им рудным полям и месторождениям, наиболее полно характеризующим выделенные в систематике типы структур.

РУДНЫЕ ПОЛЯ ОБЛАСТЕЙ ПОЛОГИХ ПОДНЯТИЙ И ПРОГИБОВ С ШИРОКИМ РАЗВИТИЕМ ВУЛКАНИЗМА

Геотектоническая позиция рудных районов

Примерами подобных областей являются многие районы Тихоокеанского пояса, а в его пределах — Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, которому свойствен наземный вулканизм андезитовой, липаритовой и базальтовой формаций, тяготеющий к обширным вулканическим депрессиям в сочетании с континентальными молассовыми углисто-аргиллитовыми образованиями. Наиболее характерна приуроченность рудных полей к бортам крупных вулкано-тектонических депрессий и кальдер [1]. Большое значение имеют также области устойчивых поднятий, разграничивающие отдельные депрессии либо осложняющие их строение. Крупные вулканические сооружения имеют близкие к изометричным формы и только в периферических частях пояса приобретают линейные формы вулканических "залيفов" по разломам основания.

К бортовым частям Паннонской впадины Карпат приурочены районы андезитового вулканизма Трансильвании, в которых вулканические образования также чередуются во времени с молассовыми накоплениями и образуют ряд крупных вулканических депрессий.

Напротив, области третичного вулканизма западных штатов США и Мексики представляют собой пологие поднятия, осложненные купольными и кальдерными сооружениями меньших масштабов.

Общая геотектоническая позиция золото-серебряного оруденения в

областях вулканизма и соответственно его поясовое размещение, определяемое развитием глубинных разломов по обрамлению Тихоокеанского кольца, усложняются наличием крупных узлов концентрации руд — рудных районов, — контролирующихся протяженными сквозными структурами, как правило, поперечными генеральному простиранию структурно-формационных зон.

Не случайно, по-видимому, первые гипотезы о рудоконтролирующей роли сквозных структур в локализации золотого оруденения возникли на базе изучения интенсивно развивавшихся в конце XIX — начале XX веков горнорудных районов США, размещающихся в пределах областей альпийского вулканизма. Как сообщает С.Д. Шер [24], знаменитый Колорадский рудный пояс северо-восточного простирания был выделен Дж. Сперром еще в 1908 г.

Е.А. Радкевич и Г.П. Волярович обратили внимание на то, что оруденение Приморской части Тихоокеанского пояса в значительной степени контролируется сквозными поперечными структурами широтного простирания. В работах И.Н. Томсона, М.А. Фаворской и других исследователей выделен тип сквозных рудоконцентрирующих структур и узлов их пересечения как участков длительной эндогенной активности, где могут локализоваться крупные рудные объекты. Автор настоящей работы является сторонником представлений этих ученых о большой роли сквозных линейментных структур в размещении крупных месторождений и развивает их с 1970 г. применительно к металлогении золота.

При анализе размещения золоторудных районов западной и особенно северо-западной части Тихоокеанского пояса устанавливается важное значение долгоживущих структур меридионального простирания, наличие которых в общем виде выявляется на тектоно-металлогенической схеме Тихоокеанского пояса [18].

Анализируя формационные, тектонические прогнозно-металлогенические карты и схемы с учетом данных региональных геофизических исследований, можно наметить ряд подобных структур.

Одна из них — **Приколымско-Камчатская структура** (рис. 14) — пересекает Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и Камчатку. В пределах первого она представлена узким, вытянутым в близмеридиональном направлении Балыгычано-Сугойским вулканогенным прогибом, выполненным преимущественно вулканитами кислого состава. По представлениям В.И. Казанского [9], прогиб заложился по зоне долгоживущего разлома, который разделяет области поднятия кристаллического фундамента на западе и его опускания под мезозойды верхоянского комплекса на востоке.

В современном структурном плане эта зона в большей своей части протягивается вдоль восточных ограничений ряда крупных антиклиналей, сложенных комплексами геосинклинальных формаций от докембрия — позднего палеозоя (Приколымское поднятие, Срединно-Камчатский горст-антиклинорий) до позднего палеозоя — раннего мезозоя (Балыгычанское антиклинальное поднятие). Восточное крыло выделяемого нами линеймента опущено и принадлежит прогибам, выполненным гео-

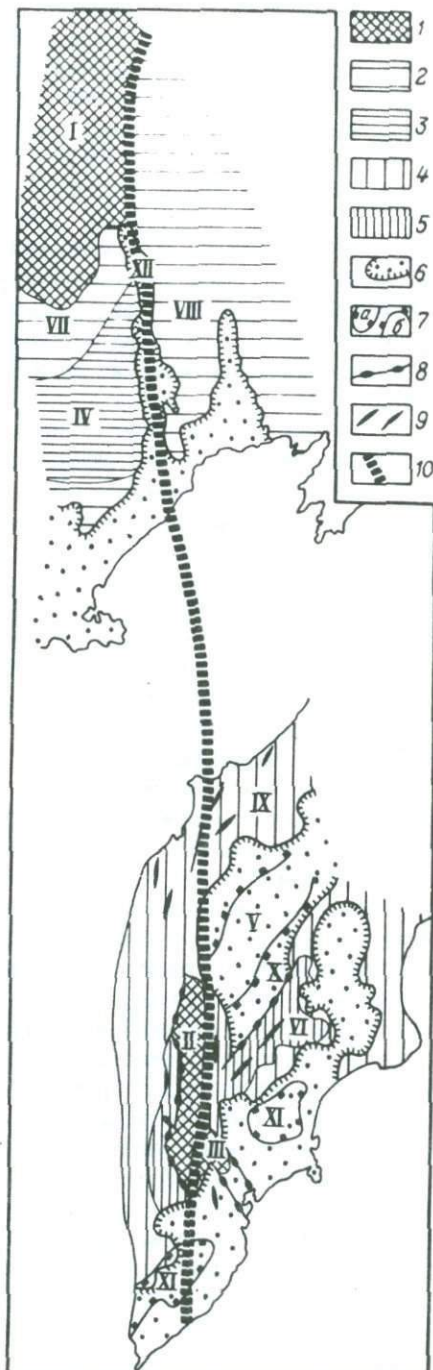
Рис. 14. Тектоническая схема Приколымско-Камчатского линеймента, по М.М. Константинову и Н.Н. Зарудному.

1 – докембрийско-палеозойские горст-антиклинальные поднятия; 2 – среднемезозойские синклинии и прогибы; 3 – позднепалеозойско-раннемезозойское антиклинальное поднятие; 4 – позднемезозойские антиклинории; 5 – кайнозойские прогибы и впадины; 6 – вулканические пояса; 7 – границы впадин (а), поднятий (б), перекрытых вулканитами; 8 – региональные разломы; 9 – основные простирания складчатых дислокаций; 10 – зона Приколымско-Камчатского линеймента.

Горст-антиклинории, антиклинории и поднятия: I – Приколымское, II – Средне-Камчатский, III – Ганальское, IV – Балыгычанское, V – Центрально-Камчатский, VI – Восточно-Камчатский, IX – Западно-Камчатский; синклинии и прогибы: VII – Иньяли-Дебинский, VIII – Сугойский, X – Центрально-Камчатский, XI – Восточно-Камчатской системы; XII – Омсукчанский

синклинальными складчатыми комплексами среднего мезозоя (Сугойский окраинный прогиб) или орогенными образованиями кайнозоя (Центрально-Камчатская депрессия).

Л.В. Морозова отмечает существование крупной гравиметрической ступени, соответствующей континентальной части структуры. На ее продолжении к югу И.В. Беляев с соавторами выделяют поперечный уступ магнитного поля, обусловивший резкое замыкание протяженных аномалий п-ова Пьягина, как бы встретивших жесткий упор в 40–45 км к востоку от полуострова. А.А. Борисов подчеркивает резкое различие северо-восточных простираний структур складчатых комплексов Центральной Камчат-



ки и субмеридиональных простираций структур срединного Камчатского антиклинория. Так, располагающаяся в ее пределах область максимальных (более 35 км) мощностей земной коры характеризуется субмеридиональным простираем тектонических структур, подчеркнутых магнитными аномалиями того же простираия.

В зоне линеамента сочленяются торцами (под косым углом) структуры Срединно-Камчатского докембрийско-палеозойского горст-антиклинория, секущие простираие вулканических поясов, и относительно опущенные молодые антиклинальные складчатые структуры поздних мезозоид, в приосевых частях которых обнаруживаются поздне меловые геосинклинальные комплексы, частично перекрытые континентальными вулканитами кайнозойских вулканических поясов (Центрально-Камчатский и Восточно-Камчатский антиклинории), унаследовавших их простираие.

В случаях пересечения линеаментом отрицательных структурных форм он уверенно транслируется второстепенными, но отчетливыми геологическими признаками. Так, вблизи побережья Охотского моря зоне линеамента соответствует оперяющая синклиналь, расположенная под углом к простираию оси соответствующего синклинория и вытянутая вдоль оси линеамента. На участке пересечения линеаментом Западно-Камчатского прогиба наблюдается разворот главного направления складчатых дислокаций от юго-западного до субмеридионального — продольного по отношению к этой крупнейшей разломной структуре.

В районе пересечения Восточно-Камчатской системы прогибов и впадин намечаемая зона фиксируется Начикинско-Петропавловским районом⁶ поперечных дислокаций. Таким образом, осложняющие прогибы геологические структуры второго порядка часто простираются под углом к их осям, но, как правило, согласуются по простираию со сквозной зоной.

А.А. Борисов в 1967 г. отмечал большое значение структур зоны Начикинского грабена для тектоники Камчатки. Он полагал, что располагаясь примерно на продолжении простираия Индигиро-Колымского комплекса структур, она, возможно, является их погребенным продолжением или они относятся к одной системе дислокаций.

Отчетливо выражена Приколымско-Камчатская зона разломов и в глубинном строении района, разделяя блоки с различным строением фундамента складчатых сооружений. Так, в северной части по ней проходит граница мезозойских структур, заложившихся на архейском фундаменте Омолонского массива (Сугойский окраинный прогиб) и рифейско-палеозойском складчатом основании (Иньяли-Дебинский синклинорий, Бальгычанское антиклинальное поднятие). На Камчатке, по данным Н.Н. Зарудного, линеамент прослеживается по границе Корякско-Западно-Камчатской палеозойской складчатой зоны и Олюторско-Восточно-Камчатского массива. Кроме того, эта зона ограничивает с юго-запада Камчатско-Корякский кайнозойский вулканогенный пояс. На Камчатке зона разделяет области преимущественного развития максимумов поля силы тяжести, положительного и отрицательного магнитного поля, в Северном

Приохотье — проходит по границе областей сплошного распространения намагнитченных гранитоидов и преимущественно немагнитных пород.

Время заложения этой структуры не моложе рифейского. Об этом свидетельствуют установленные Л.Л. Германом существенные различия в разрезах рифея и нижнего палеозоя Приколымского поднятия и Омолонского массива в северном Приохотье и докембрийских комплексов Срединно-Камчатского и Ганальского горст-антиклинальных поднятий на Камчатке.

Таким образом, выделяемая сквозная зона разломов играет важную роль в строении земной коры региона, отчетливо трассируется серией геологических и геофизических признаков. Она является крупной долгоживущей структурой планомерного масштаба. Ее продолжение на юг, в акваторию Тихого океана не ясно; возможным продолжением на север может служить разлом восточной части о. Новая Сибирь и структуры хр. Ломоносова.

Существенным аргументом в пользу металлогенического единства этой структуры следует считать наличие на территории Камчатки, в восточном ее обрамлении, своевременного серебро-полиметаллического оруденения, не характерного для остальных ее территорий и для "островодужных" структур вообще, и весьма сходного с оруденением Балыгычано-Сугойского прогиба, хотя и относящегося по возрасту к неогеновому времени.

В осевой части Балыгычано-Сугойского прогиба выделяется по геофизическим данным узкая зона меридионального ундулирующего поднятия, к приподнятым частям которого приурочены рудные поля.

Развитие сквозных структур, представленных либо широкими зонами повышенной проницаемости, либо крупными швами, ограничивающими распространение жестких блоков основания, оказывает значительное влияние на размещение золоторудных районов в вулканических поясах на востоке СССР. Для вулканических поясов западной части Тихоокеанского кольца можно наметить, исходя из изложенного, следующие типовые позиции золоторудных районов.

1. Приуроченность к сквозным протяженным зонам разломов, преимущественно близмеридионального простирания; среди них выделяются унаследованные зоны разломов, прослеживающиеся вдоль обрамления консолидированных структур или границ блоков с различным режимом развития, и новообразованные (наложенные) структуры, представленные широкими зонами повышенной проницаемости, прерывистыми системами субпараллельных разломов, цепочками впадин и поднятий и т. д.

2. Локализация в пределах сквозных структур в участках их пересечения и сочетания с зонами разнонаправленных глубинных разломов или однотипными сквозными структурами широтного направления.

3. Размещение преимущественно в отдельных крупных вулканотектонических сооружениях положительного или отрицательного знака, либо в их сближенных системах.

Рудные поля концентрируются в небольших вулканических постройках и представлены системами жил и минерализованных зон дробления,

которые располагаются в околожерловых зонах вулканических аппаратов, преимущественно в периферических частях локальных вулканотектонических депрессий и кальдер или в небольших купольных поднятиях, формирование которых имело длительную историю и было обусловлено процессами вулканического и интрузивного магматизма.

Вероятно, различия в выделяемых типах структур в какой-то степени связаны с неодинаковой вязкостью формирующих их магм: андезитовые и андезитобазальтовые магмы слагают щитовые вулканы, жерла которых закупорены более вязкими дацито-липаритовыми лавами поздних фаз, или депрессионные структуры, возникающие вследствие опустошения магматических резервуаров; кислые, более вязкие магмы образуют купольные поднятия, иногда развивающиеся многоэтапно, в которых можно выделить вулcano-купольные и интрузивно-купольные периоды становления.

В то же время даже для этого типа рудных районов с преобладанием вулканического структурного яруса большое значение имеют разломы основания, определяющие размещение вулканических центров, контуры вулканотектонических депрессий и купольных поднятий, особенности их эволюции и неоднородно-блоковое строение. Возможно, именно унаследованность разломов основания в период вулканизма является во многих случаях определяющим фактором рудоносности различных типов вулканических сооружений, к которым приурочены рудные поля.

Рассмотрим особенности типов рудных полей, выделенных для первой группы районов.

Рудные поля в жерловых зонах вулканических аппаратов

В СССР долгое время "эталонным" золото-серебряным месторождением было описанное в 1913 г. К.И. Богдановичем месторождение Белая Гора в Приамурье, где зоны прожилковой золото-кварцевой минерализации приурочены к неку трахидацитов, интенсивно измененных гидротермальными процессами — каолинизацией и гидрослюдизацией.

К этому же типу относится изучавшееся автором рудное поле, расположенное среди вулкаников эоцен-миоценового возраста, пример которого интересен тем, что здесь, вследствие незначительной эродированности, удается наблюдать рудные тела, локализованные в апикальной части экструзива. Рудное поле, контролирующееся системой северо-западных и близмеридиональных разломов, представляет собой блок, насыщенный поздне-третичными магматическими и гидротермально-метасоматическими образованиями.

Особенно характерно широкое развитие экструзий, субвулканических тел и даек кварцевых липарит-порфиров. Наиболее крупная экструзия, имеющая в плане изометричную форму и вертикальные контакты, прорывает толщу эоценовых туфобрекчий (рис. 15). Глубокие ее части сложены липаритодацитами с отчетливо проявленной призматической отдельностью, к верхним частям они постепенно сменяются лавами с вертикаль-

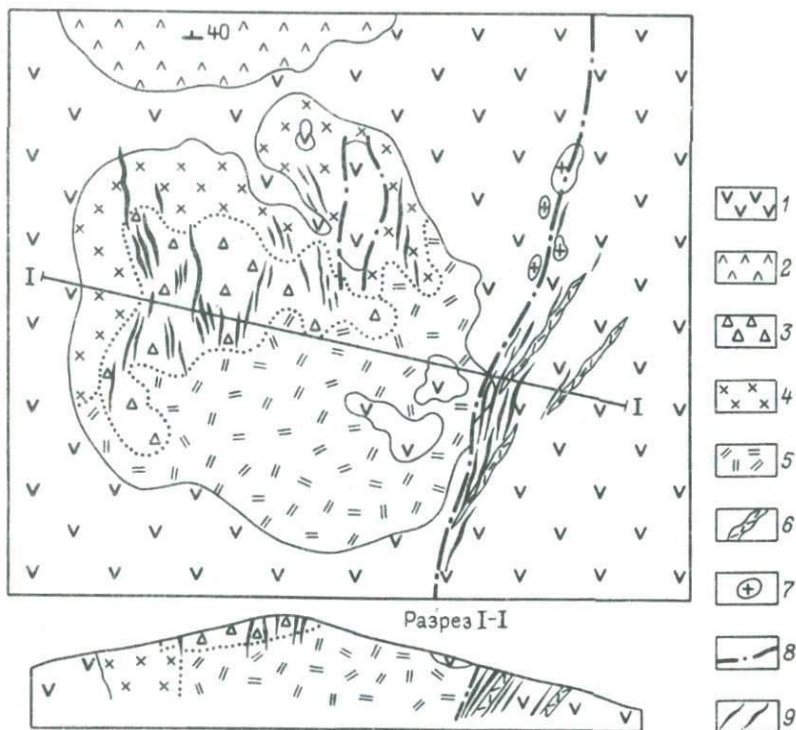


Рис. 15. Схема строения рудного поля, связанного с экструзивом.

1 – эоценовые порфиры, их туфы и туфобрекчии; 2 – раннесенонские порфиры; 3 – ксенокластолавы кислого состава (олигоцен-миоценовые); липариты: 4 – с плитчатой отдельностью, 5 – со столбчатой отдельностью; 6 – дайки липаритов; 7 – небольшие штоки сиенит-диоритов; 8 – разломы; 9 – рудные зоны

ной ровной плитчатой отдельностью, переходящими в свою очередь в апикальной части экструзии (общее вскрытие по вертикали 1 км) в горизонтально залегающие черепицевидные ксенокластолавы кислого состава.

Среди субвулканических тел липаритов и липаритодацитов большинство по характеру отдельности приближается к вертикально-плитчатым; некоторые, в участках наибольшего эрозийного вреза, хорошо раскристаллизованы и переходят фашиально в гранодиорит-порфиры. Для субвулканических тел кварцевых липарит-порфиров весьма характерны комбинированные согласно-секущие формы в пологозалегающих эоценовых порфиритах, что определяет в целом их пластообразный характер с тупыми обрывами в корневых частях. Внедрение субвулканических тел контролируется преимущественно системами близмеридиональных разломов.

Золотое оруденение рудного поля разделяется на два типа. Первый – зоны кварцевых и кварц-пиритовых брекчий близмеридионального прос-

тирания, — развит в апикальной части экструзии. Зоны представляют собой полосы крупных брекчий вмещающих липаритодацитов, метасоматически окварцованных и сцементированных серым мелкозернистым кварцем, образующим в небольших пустотках между брекчиями шестоватые и гребенчатые агрегаты. Зоны не имеют резких границ с вмещающими породами, за исключением некоторых, наиболее крупных, по контактам которых отмечается тектоническая глинка трения и происходили вертикальные смещения реликтов или отторженцев кровли эоценовых порфириров. Зоны брекчий в ряде случаев образуют пояса кулис, сменяющих одна другую по простиранию, падение их близвертикальное, либо крутое к востоку. Для этого типа оруденения характерно отсутствие крупных "рудоподводящих" структур, с которыми они сочленились бы в плане или разрезе, и быстрое выклинивание рудных зон с глубиной; последнее установлено при прослеживании их горными выработками на глубинах уже 50—100 м. Причина подобного выклинивания, по-видимому, определяется генетической связью рудоносных зон с экструзией липаритодацитов. Заложение рудоносных зон произошло, вероятнее всего, в результате контракции апикальной части экструзива при кристаллизации, с образованием трещин отрыва; по некоторым из них произошли перемещения и возникли тектонические брекчии, полости которых заполнялись кремнистыми, обогащенными золотом дериватами кислой магмы. Дальнейшее разрастание наиболее крупных разрывов привело к проседанию по ним блоков кровли эоценовых порфириров, скольжению стенок и возникновению тектонических глинок на контактах.

Второй тип оруденения, контролируемый близмеридиональным разломом, представлен широкой полосой трещиноватых и интенсивно гидротермально измененных даек и субвулканических тел кварцевых липаритпорфириров, подвергшихся интенсивной карбонатизации, серицитизации, каолинизации, местами с полным замещением первоначальной породы гидротермально-метасоматическим агрегатом. В измененных кварцевых порфирах развиты интенсивная вкрапленность мелких зерен пирита и густая сеть кварцевых прожилков, несущих золотую минерализацию. Зонам этого типа свойственны следующие особенности: контроль оруденения разломами, падающими к центру экструзии; мощные зоны гидротермально-метасоматических преобразований, наложенных на породы экструзии, и преимущественно метасоматический характер рудоотложения.

Оба типа оруденения отчетливо контролируются апикальной и краевой частями изометричного экструзива, расположенного на пересечении разломов широтного и близмеридионального направлений. Активность этих разломов в период вулканизма определила, кроме того, ориентировку субвулканических даек кварцевых порфириров, свиты жил, зон аргиллизации и прожилковой минерализации в них.

Материалы по детально разведанным и изученным рудным полям Трансильвании [6, 31] позволяют выявить детали структурных соотношений систем рудных тел, образующих рудные поля с околожерловыми зонами вулканических аппаратов.

Естественные границы рудных полей Трансильвании определяются отдельными полями развития неогенового вулканизма, среди которого преобладают вулканы андезитового состава. Их тектоническая позиция обусловлена положением вдоль глубинных разломов внутренней дуги Карпат, омоложение которых происходило в зоне сопряжения с неогеновыми молассовыми отложениями Трансильванской впадины. Месторождения приурочены к вулканическим аппаратам центрального типа, локализованы в их прижерловых частях (некки), субвулканических телах, трубках взрыва, реже во вмещающих породах вблизи вулканических аппаратов. Основным структурным элементом, контролирующим положение рудоносных вулканических тел среди полей неогеновых вулканитов, служит сеть разломов различной ориентировки, к пересечениям которых тяготеют жерловые фации вулканитов (рис. 16). Судя по геологическим разрезам, подобные разломы представляли собой крутопадающие сбросы с амплитудами от первых десятков до первых сотен метров. Для рудных полей Трансильвании характерно размещение золотых руд в верхней части вулканических аппаратов, где отмечается расширение жерловой воронки. Верхней границей распространения минерализации является общий уровень поверхности существовавшей на период рудоотложения, тогда как располагавшийся над ней вулканический конус, высота которого могла достигать 2—3 км, остается безрудным. Материалы, полученные при эксплуатации месторождений, дают возможность выяснить соотношения рудных жил с субвулканическими телами (рис. 17). Обращает на себя внимание следующее.

1. Рудные тела приурочены преимущественно либо к скрытым субвулканическим телам, либо к телам сложной формы, отделенным от поверхности крупными блоками или реликтами кровли вмещающих пород. Те же вулканические аппараты, которые имеют простые грибообразные формы и, по-видимому, при формировании представляли собой "открытые" системы, малопродуктивны.

2. При наличии вулканических аппаратов симметричного строения рудные тела чаще локализуются в ореоле вмещающих пород. В асимметричных структурах они тяготеют преимущественно к их лежащему боку, экранируясь грибообразной "шляпкой" вулканического сооружения.

3. Унаследование рудными телами систем вулканических разрывов, вероятно, определяет намечающееся соответствие между конфигурацией рудоносного вулканического аппарата и расположением приуроченных к нему рудных тел. Рудные тела, размещающиеся в телах грибообразной формы, с глубиной сходятся, а наблюдающиеся в апикальных частях субвулканических тел, напротив, расходятся с глубиной (соответственно с расширением субвулканического тела). Среди рудных тел преобладают сложные жилы, реже отмечаются зоны штокверков и тела эруптивных брекчий (иногда очень богатые).

По описанию К.И. Богдановича, жилы сложные, без ясных зальбандов; каждая из них представляет собой целую систему рудоносных трещин, расселин и трещин и прожилков в массе пропилитизированных пород. Боковые породы в околожильном пространстве сильно окремне-

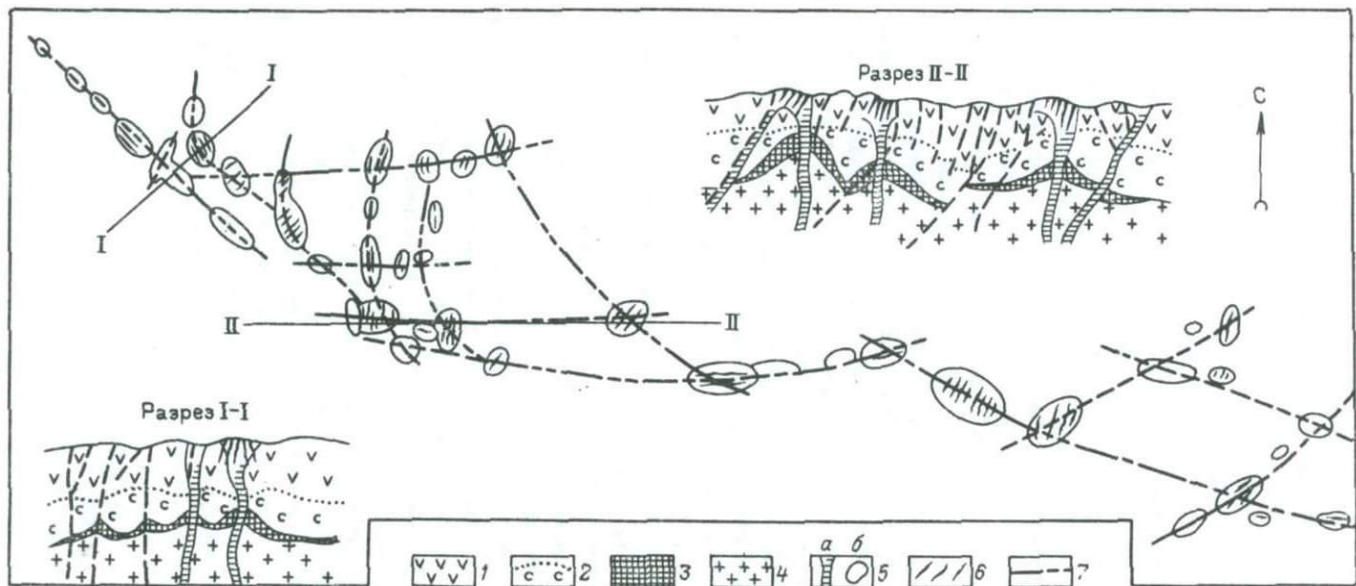


Рис. 16. Карта разломов, контролирующая положение рудоносных вулканических центров и схематические разрезы в области Бая-Маре, Румыния, по М.Соколеску и др.

1 – неогеновые вулканические покровы; 2 – метаморфические породы; 3 – экзоконтактные ореолы гранитоидов; 4 – купола гранитоидов; 5 – нейки андезиодацитов: а – на разрезе, б – в плане; б – группы жил; 7 – рудоконтролирующие разломы

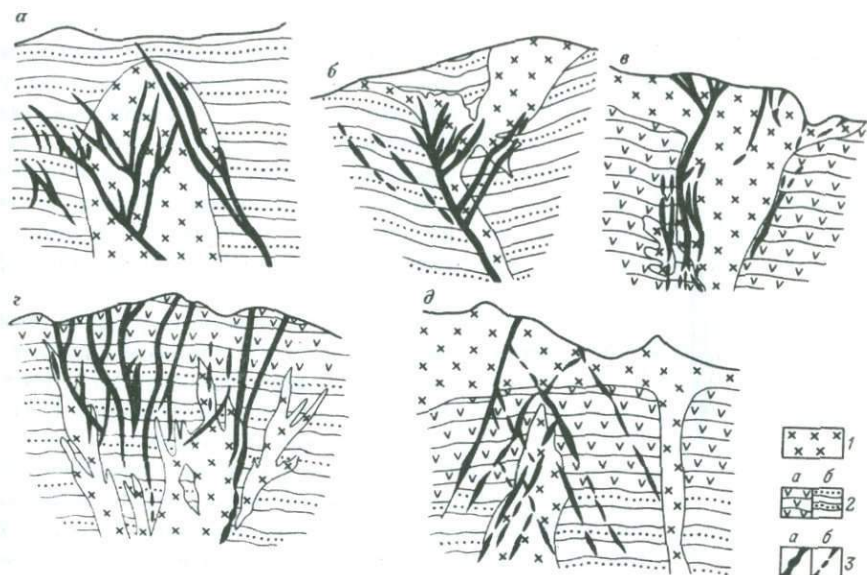


Рис. 17. Схематизированные разрезы, иллюстрирующие положение рудных тел на месторождениях Трансильвании, по М. Боркошу, И. Джоржита, М. Соколеску, С. Радулеску и др.

Месторождения: а – Мазари, б – Ханеш, в – Бая-Сприе, г – Хержа, д – Валея-Рошие. 1 – субвулканические тела; 2 – вмещающие преимущественно вулканические (а) и осадочные (б) породы; 3 – рудные тела: прослеженные (а), предполагаемые (б)

ны, пиритизированы и обесцвечены, а также отложения кварца и руд каолинизированы, так что жильное выполнение состоит из глинистых продуктов разложения боковых пород и глин, пронизанных рудной минерализацией. Распределение руд имеет столбовой характер. Рудные столбы локализуются в участках сгущения ранней колчеданной минерализации, на которую накладываются продуктивные ассоциации, на пересечении жил, при наложении продуктивных ассоциаций на пелитовые криптовулканические образования.

Зональность оруденения отмечается для отдельных жил, реже – по вертикали (смена золото-серебряной минерализации медно-свинцово-цинковой). Данные о гидротермально-метасоматических изменениях рудовмещающих пород сводятся к следующему.

1. Характерны два типа гидротермальных преобразований пород: площадные (региональные), непосредственно не связанные с рудными телами, но тесно ассоциирующие с вулканитами, и локальные, собственно околожильные, проявления которых накладываются на региональные изменения.

2. Площадные изменения представлены пропилитизацией – главным образом хлоритизацией и пиритизацией андезитов, на значительных глубинах (более 1500 м) сменяющихся эпидотизацией.

3. В непосредственных контактах рудоносных, в том числе и золотоносных жил развиваются наложенные на пропилитизацию изменения с

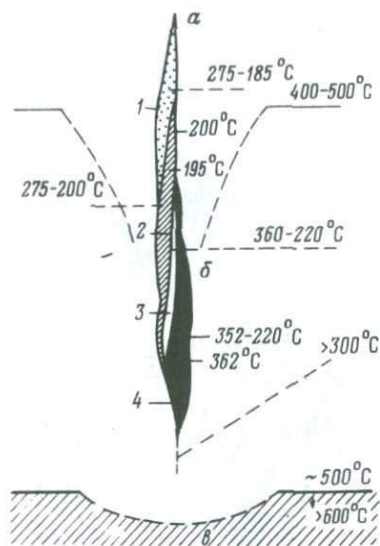


Рис. 18. Обобщенная схема вертикальной зональности золоторудных месторождений Румынии, по М. Боркошу.

Минеральные ассоциации: 1 — золотоносная, 2 — теллуридов золота и сульфоселей, 3 — сульфидов полиметаллов, 4 — сульфидов железа. Термические зоны: α — приповерхностная, β — промежуточная, в — глубинная

В целом для рудных полей этого типа характерно: 1) двухъярусное строение с субгоризонтальной границей ярусов; нижний ярус сложен эффузивно-осадочными или карбонатно-терригенными породами; верхний — покровами эффузивов, преимущественно андезитового состава; 2) наличие рудоконтролирующего изометричного тела (некк, субвулкан, экструзив), приуроченного к пересечениям разломов и сложенного андезитами, их автомагматическими брекчиями, трахидацитами, трахипаритами; 3) рудные тела, представленные малосульфидными кварцевыми, кварц-адуляровыми жилами, телами кварцевых брекчий, золото содержащими каолинит-кварцевыми прожилковыми зонами.

четко выраженной горизонтальной зональностью. Можно выделить колонки двух типов: с адуляризацией и с серицитизацией в центральных частях. Промежуточные зоны колонок, как правило, сложены аргиллизитами; от пропилитизированных пород к центральным частям наблюдается постепенная смена зон монтмориллонита, иллита, каолинита.

4. Характерный окolorудный процесс — калиевый метасоматоз, наиболее отчетливо связанный с собственно золотым оруденением [24]. Распределение оруденения и вертикальная зональность определяются, по мнению М. Боркоша, их положением в палеотемпературном поле и кристаллизацией минеральных ассоциаций в различном температурном диапазоне.

Намечается следующая обобщенная смена минеральных ассоциаций по вертикали: золотоносная, теллуридов и сульфоселей, сульфидов полиметаллов, сульфидов железа; при этом более поздние ассоциации (стадии) с глубиной сменяются по вертикали более ранними (рис. 18).

Рудные поля в вулканотектонических депрессиях и кальдерах

К этому типу относятся многочисленные зарубежные месторождения, описание которых приведено С.Д. Шером [24]. В работах последнего десятилетия подчеркивается длительность и многоэтапность формирования рудоконтролирующих структур и связанного с ними оруденения.

Так, в пределах Восточных Родоп выделяется сложная кальдерная структура (Маджаровская кальдера), в которой локализуется медно-молибденовое, свинцово-цинковое и золото-серебряное оруденение. Заложение и развитие этой структуры происходило в пять этапов [5].

1. Докальдерный этап — региональное поднятие с заложением кольцевых нарушений по его периферии и кольцевые проседания с отложением эффузивно-осадочных толщ в кольцевых и радиальных грабенах. 2. Трахиандезитовый кальдерный этап — на фоне расширяющегося общего поднятия кальдерное проседание по кольцевым нарушениям и извержения с формированием трахиандезитового лавового покрова и кольцевых полос андезитобазальтов. 3. Андезитовый кальдерный этап — сателлитовые поднятия по периферии кальдеры, извержения андезитовых лав и пирокластов. 4. Дацитовый эксплозивно-кальдерный этап — становление центрального купольного поднятия, а затем приуроченной к нему кальдеры взрыва, возникновение трубно- и штокверкообразных тел малых интрузий; центральное и секторное оседания с формированием андезитовых и андезитобазальтовых даек, новое секторное оседание с внедрением даек трахиандезитов, секторное оседание и рудоотложение. 5. Послекальдерный этап — региональное поднятия, захватившее бортовые части вулканической депрессии, заложение новых полукольцевых разломов в ее периферической части и опускание скрытовулканических впадин.

В пределах кальдеры выделяются три концентрические зоны с различными типами оруденения: центральная с медным и медно-молибденовым, внутренняя со свинцово-цинковым и внешняя с золото-серебряным. Рудоносные жилы частично наследуют синвулканические концентрические и радиальные нарушения, частично приурочены к более молодым разломам и соединяются в рудно-магматические пучки. Рудные столбы контролируются пересечениями жил, участками пересечений жил, даек и жерл, а также узлами сочленения радиальных и концентрических разломов.

При общем зональном размещении оруденения различных металлов подиметаллические руды, по данным Г. Милевой, содержат повышенные концентрации золота. Так, на месторождении Маджарово раннее золото выделяется в спекулярит (гематит) — кварцевую стадию минерализации. Оно образует концентрации со средним содержанием 10 г/т и максимальным 100 г/т. Проба золота 850–900. Позднее золото известно и в кварц-баритовой ассоциации вместе с халцедоновидным кварцем. Его отложение было длительным и охватывало также периоды становления более ранней кварц-галенит-сфалеритовой ассоциации и более поздней — кальцит-кварцевой. Среднее содержание позднего золота 3 г/т, максимальное 30 г/т. Проба соответствует электруму, золото микроскопически видимо. Широко развито гипергенное золото, ассоциирующее с коллоидными агрегатами гидроокислов железа, кварца, халцедона и опала.

Характерная область формирования подобного рода рудоконтролирующих структур — вулканическое поле Сан-Хуан (шт. Колорадо, США). Это третичное вулканическое поле рассматривается как единый крупный сохранившийся от эрозии останец сложного по строению, обшир-

ного вулканического поля, существовавшего в олигоценное время [43]. Регион Сан-Хуан явился областью активной интрузивной и экструзивной деятельности в связи с ларамийским воздыманием территории в позднем мелу и в раннетретичное время, однако созданные вулканической деятельностью сооружения были в значительной степени уничтожены эрозией прежде, чем наступил основной этап вулканизма (примерно 35 млн. лет).

Лавы и лавобрекчии преимущественно среднего состава, внедрившиеся по каналам вулканических извержений, широко распространенным по всему полю субсеквентного вулканизма, имеют возраст 35–30 млн. лет. Близкие по времени вулканические извержения по периферии вулканических центров в совокупности сформировали сложное по строению вулканическое плато мощностью примерно 1 км и площадью около 25000 км².

Около 23 млн. лет назад преобладающий вулканизм среднего состава сменился обильными извержениями кислых пепловых туфов и одновременным проседанием центральных частей кальдер в областях извержений.

Примерно с этого же периода произошло разделение среднего по составу вулканизма на две ветви: мафическую и сиалическую. Тонкие покровы базальтовых лав перекрыли многие вулканические сооружения и одновременно по небольшим вулканическим центрам внедрились субщелочные риолиты. Далее, при резургентном куполообразовании, три кальдеры — Силвертон, Лейк Сити и Анкампара — соединились в единую крупную структуру. К этому этапу относится и становление группы гранитоидных интрузий, располагающихся по краю кальдеры Силвертон. Наиболее крупный из центров извержений кислых лав и пепловых туфов — кальдера Лейк Сити, возникшая 22,5 млн. лет назад одновременно с формированием туфогенной формации. После завершения становления этой кальдеры произошло резургентное куполообразование, и кислая магма сформировала интрузии и купола. Сходные петрографически кварцсодержащие кислые штоки, силлы и лакколлиты концентрируются вдоль зоны северо-восточных разломов северо-западной части кальдеры Анкампара. Севернее кальдеры Лейк Сити эти кварцсодержащие интрузии представлены кислыми липаритами, а в юго-западной части, в пределах кальдеры Сильвертон, преобладают кварцевые латитовые порфиристы.

Возраст кислых интрузий — от 22,5 до 11 млн. лет. Извержения базальтовых лав также тяготеют к краю кальдеры Лейк Сити, коррелируясь с активностью кислого вулканизма: на северо-востоке кальдеры их возраст около 18 млн. лет, а на юго-востоке 14 млн. лет (рис. 19).

В целом олигоценный вулканизм среднего состава и сопровождавшие его извержения кислых пепловых туфов связаны с подъемом, дифференциацией и консолидацией обширного батолитового комплекса. Более молодые бимодальные ассоциации мафических и сиалических вулканических пород могут интерпретироваться как отражение расширяющихся тектонических деформаций, приуроченных к завершению процесса субдукции в начале миоценового времени.

Более 95 % минеральной продукции района получено из месторож-

Рис. 19. Схематическая геологическая карта кальдер Силвертон и Лейк Сити, по П. Липману и др.

1 — миоценовая бимодальная вулканическая серия: а — интрузии, б — покровы туфов и лав; 2 — олигоценый комплекс кислых вулкаников: а — интрузии, б — туфы и лавы; 3 — раннемиоценовый комплекс среднего состава: а — интрузии, б — лавы и лавобрекчии; 4 — довулканические породы; 5 — разломы



дений, сформировавшихся и локализовавшихся в структурах, возникших при проседании и резургенции кальдер Силвертон, Сан Хуан и Анкампара. Эти структуры включают ограничивающие кальдеры дугообразные разломы, широко распространенные радиальные и сопряженные трещины, формирующие грабены и сбросы в сводовой части резургентного купола. Наиболее крупные месторождения представлены: сложной жильной системой, простирающейся на северо-запад от кальдеры Силвертон (рудники Айдорадо и Кемп-Берд); минерализованной брекчиевой трубкой Рэд Маунтин, расположенной в пределах сбросовой зоны в северо-западной части кальдеры Силвертон; серией жил в южной части кальдеры Силвертон и многочисленными жилами северо-восточного простиранья грабена Юрека, возникновение которого определялось резургентным куполообразованием, охватившим всю вулканическую область.

Становление основного по масштабам оруденения произошло много позднее образования рудовмещающих структур: по определениям абсолютного возраста — на 5—15 млн. лет позднее возникновения кальдер.

К наиболее раннему этапу относится оруденение северо-восточного обрамления кальдеры Силвертон, где среди пород, интенсивно преобразованных кислотно-сульфатными изменениями и сульфидизацией, установлено около 20 небольших штоков кварц-латитовых порфиров. Богатейшие руды связаны с мелкими окремненными брекчиевыми трубками, обычно ассоциирующими с интрузиями кварцевых латитов. Рудные тела в этих трубках не выдержаны по размеру, а руды обычно представлены агрегатом сульфидов, выполняющих кавернозные полости трубок вблизи поверхности или замещающих боковые породы на глубине.

Возраст интрузивных штоков, установленный по биотиту и санидину, примерно 22,5 млн. лет. Учитывая тесную пространственную и, вероятно, генетическую связь с ними оруденения, можно предположить тот же возраст и для брекчиевых рудных тел этого раннего этапа.

Наиболее ценные данные определений абсолютного возраста по жильным рудным телам получены на рудниках Кемп Берд и Айдорадо. На этих рудниках развиты богатые рудные жилы, простирающиеся более чем на 10 км к северо-востоку от ограничивающих кальдеру сбросов, сближаясь по направлению к периферическим интрузивам. Эти системы трещин предположительно возникли при обрушении и последующей резургенции кальдеры Силвертон, одновременно с образованием периферических интрузивов.

Крустификационно-полосчатые текстуры жил обусловлены их многоэтапным формированием: выделяются ранняя, редко проявленная кварц-пиритная минерализация, затем стадия отложения сульфидов, содержащая обычно высокосортные руды, и повсеместно развитая поздняя золото-кварцевая стадия.

В верхних частях жильных систем руды отлагались путем выполнения открытых полостей, а некоторые более глубокорасположенные жилы, уровень которых соответствует положению метасоматических руд в конгломератах, подстилающих вулканические отложения, сформировались метасоматическим способом.

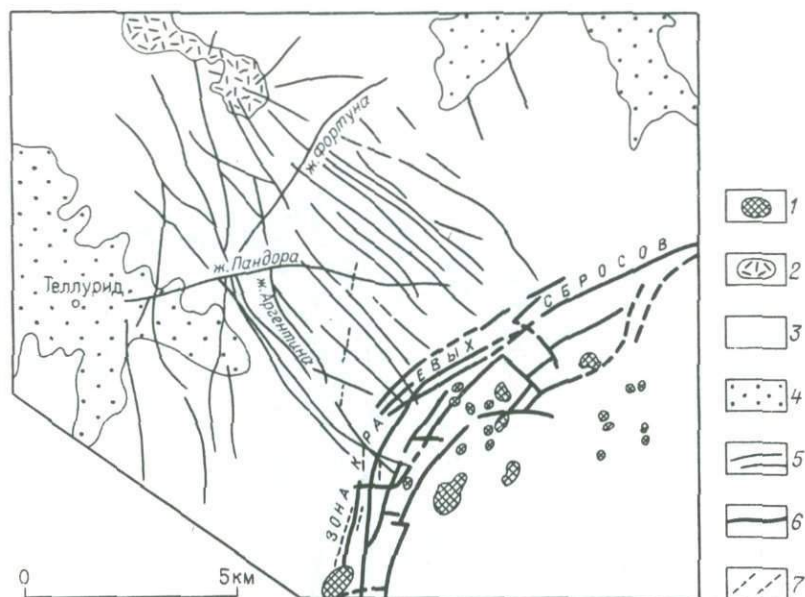


Рис. 20. Схема соотношения рудных жил, разломов и субвулканических интрузий в северо-западной части кальдеры Сильвертон, по П. Липману и др.

1 – миоценовые интрузии кварцевых порфиров; 2 – олигоценные гранитные интрузии; 3 – третичные вулканические породы; 4 – довулканические породы; 5 – рудные жилы; 6 – разломы; 7 – системы кварц-порфировых даек

Возраст адуляра из жил (золото-кварцевая стадия) 10–11 млн. лет. В сходных по составу жильных телах замещения (жила Аргентина из рудника Айдорадо) возраст адуляра оказался около 17 млн. лет. Хотя такое расхождение в возрасте рудных тел, весьма близких по составу, явилось несколько неожиданным, имеются прямые геологические данные, подтверждающие наличие двух этапов рудоотложения.

Как установлено геологическими наблюдениями на руднике Кемп Берд, жила Аргентина пересекается и смещается на небольшую амплитуду жилой Пандора (рис. 20). Более молодая жильная система, кроме того, пересекает серию даек кварцевых порфиров, которые в свою очередь моложе, чем образования стадии золотоносных сульфидов в жиле Аргентина. Эти дайки прослежены горными работами более чем на 7 км далее северо-восточного борта кальдеры Силвертон. Эти данные говорят о том, что уже после формирования кальдеры Силвертон рудоотложение произошло в два этапа, в каждый из которых унаследовались ранее заложенные трещинные системы.

Исследования этой рудоносной структуры интересны еще и тем, что здесь наиболее полно обосновано участие метеорных вод в рудоотложении, что подтверждают и выполненные Т. Касадеволом и Х. Омото палео-гидродинамические реконструкции.

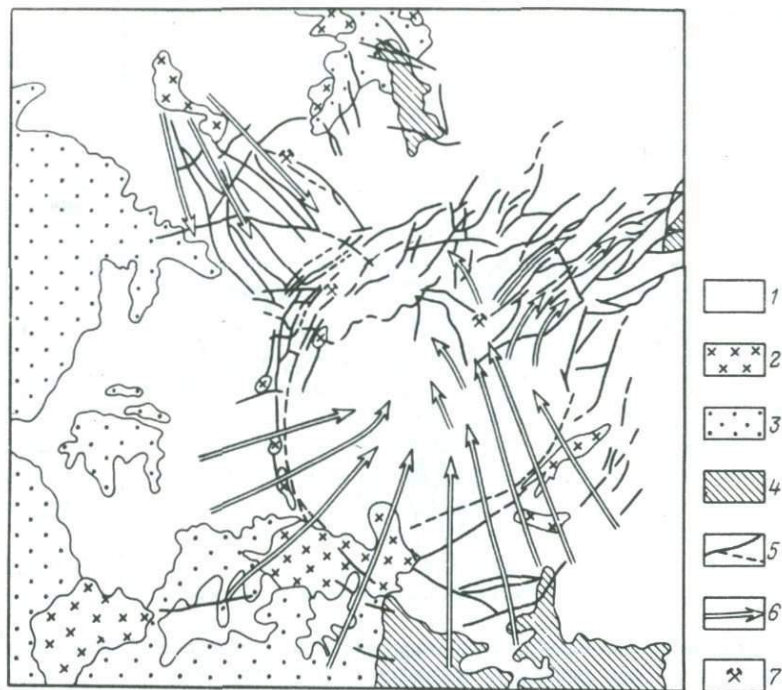


Рис. 21. Палеогидродинамическая схема кальдеры Сильвертон для этапа рудообразования, по Т. Касадеволу и Х. Омото.

1 – третичные вулканические покровы; 2 – субвулканические интрузии; 3 – до-третичные вулканические породы; 4 – кристаллические сланцы фундамента; 5 – разломы; 6 – направления миграции рудоносных растворов; 7 – центры рудных разработок

Ими предложена модель рудообразования, согласно которой возможное питание зоны грунтовых вод рудообразующими флюидами ограничено участком, расположенным западнее и юго-западнее кальдеры Силвертон (рис. 21). Флюиды перемещались по трещинам, расходящимся радиально на северо-запад и северо-восток. Мигрирующие флюиды обогащались углеродом, солями и серой при растворении мезозойских и палеозойских осадочных пород. Когда эти разбавленные флюиды нагревались, металлонесущая способность их увеличивалась, и металлы, по представлениям этих авторов, выщелачивались из вмещающих пород. Флюиды, несущие металлы и серу, перемещались на север, до структур грабена Юрека, где падение температуры привело в действие механизм рудоотложения. Количество δD в образцах включений флюидов варьирует от 96 до 135 ‰, в современных грунтовых водах составляет 119 ‰, и в "первичных магматических водах" – от 40 до 180 ‰. Параметры гидротермальных флюидов относительно метеорных и "первичных магматических вод" указывают на преобладание метеорных вод.

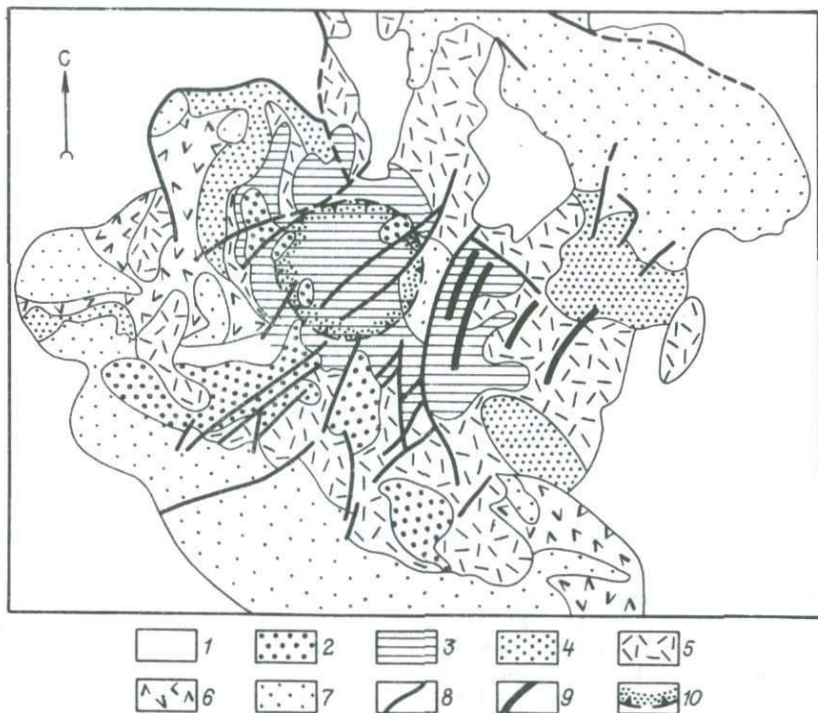


Рис. 22. Схема геологического строения рудного поля Силвер Пик, США, по Дж. Алберсу и Ф. Клейнхемплу.

1 – четвертичные отложения; 2 – плиоценовые базальты; 3 – латиты и кварцевые андезиты; 4 – песчаники; 5 – липариты субвулканические, покровные и их туфы; 6 – миоценовые андезитовые потоки и брекчия андезитов; 7 – дотретичные обломочные осадочные и интрузивные породы; 8 – разломы; 9 – рудные жилы; 10 – контур центра кальдеры

По данным Дж. Алберса и Ф. Клейнхемпла [29], палеокальдера определяет строение рудного поля Силвер Пик (США). Вулканический центр диаметром 8–10 км маркируется мощным телом кварцевых андезитов – наиболее молодых вулканических образований, исключая базальты, расположенные по их обрамлению (рис. 22). Восточную часть поля трахиандезитов пересекает группа жил северо-восточного простирания, содержащих серебро, главным образом в форме аргентита, а также барит и кальцит. Жилы падают на северо-запад, по направлению к предполагаемому центру кальдеры. Возраст трахиандезитов 5,9 млн. лет, следовательно, ими фиксируется один из самых молодых рудоносных вулканических центров.

Выразительным примером локализации золото-серебряного оруденения в кальдере является рудное поле Ватукола на архипелаге Фиджи. Выделяются доорогенный, орогенный и посторогенный периоды станов-

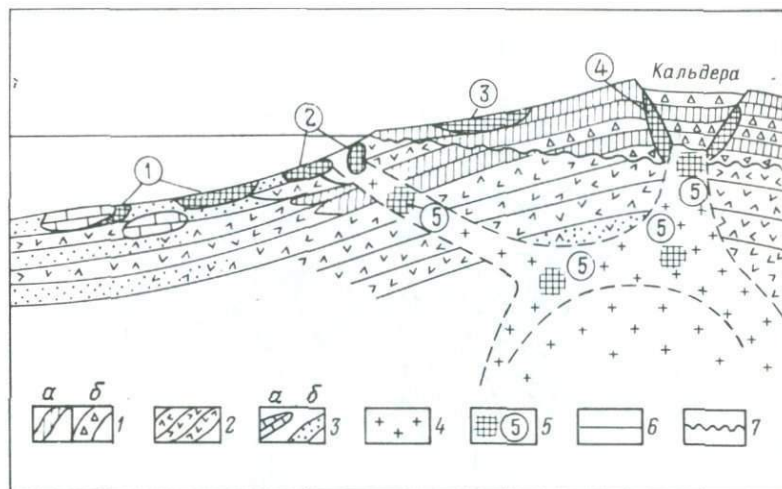


Рис. 23. Схема размещения посторогенных месторождений о. Вити-Леву, по Х. Колею и Д. Гринбауму.

1 - субазральные фации: а - вулканические покровы, б - лавобрекчии; 2-3 - субмаринные фации: 2 - лавы и пирокласты, 3 - осадочные породы (а - известняки, б - песчаники); 4 - диориты и монцитоны; 5 - участки локализации проявлений: 1 - марганца, 2 - колчеданных типа Куроко, 3 - бокситов, 4 - золото-серебряных, 5 - золото-медно-порфировых (в том числе в трубках взрыва и штокерковых зонах); 6 - уровень моря, 7 - граница субазральных и субмаринных фаций

ления вулканизма [32]. В доорогенный период (эоцен - ранний миоцен) формируются в субмаринной обстановке вулканические потоки спилитов и толентов, чередующиеся с конгломератами, рифовыми известняками, небольшими объемами кислых лав. В орогенный период (поздний миоцен) образовались купольные структуры, интродуцированные тоналитовыми и трондьемитовыми плутонами. В посторогенный этап (10-3,5 млн. лет) возникли многочисленные вулканические центры, продуктами излияния которых в субазральной - субмаринной обстановке были андезитобазальтовые магмы.

Большинство месторождений, представляющих практический интерес, сформировалось в посторогенный этап. Наряду с золото-теллуридовыми, характерны массивные сульфидные залежи медно-свинцово-цинковых руд (типа Куроко), прожилково-вкрапленная медная минерализация порфирирового типа, осадочно-вулканические месторождения марганца, бокситов, фосфатов и др.

Образование вулканических отложений кальдер оседания, контролирующих положение золото-теллуридов месторождений, Х. Колей и Д.Г. Гринбаум [32] увязывают в общей схеме со становлением субвулканических интрузивов монцитонит-диоритов, сопровождающих их медно-порфирировых руд и отложением осадочных руд в субазральной и субмаринной обстановке (рис. 23).

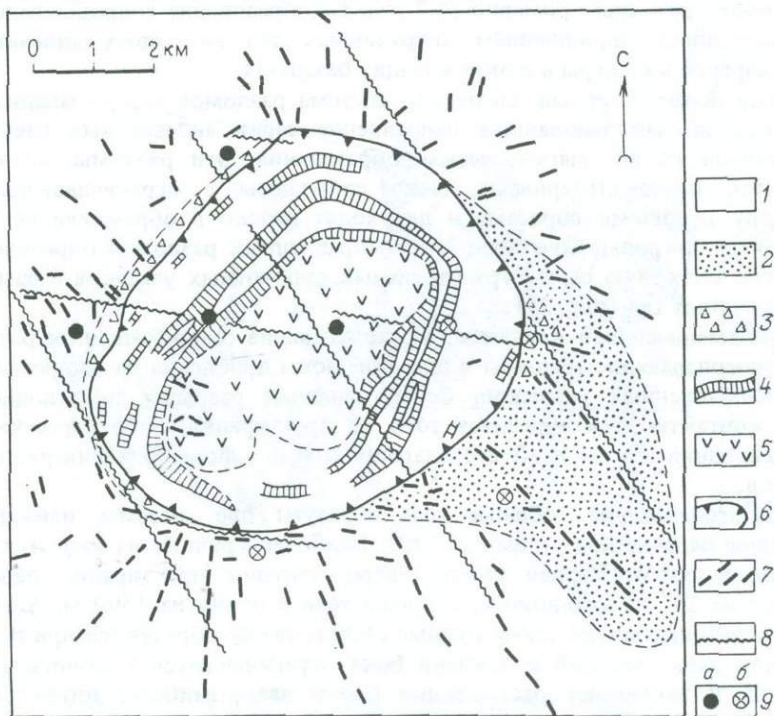


Рис. 24. Схема геологического строения кальдеры Ватукола, по Л. Денхольму.

1 – базальты; 2 – трахибазальты; 3 – интрузивные агломераты; 4 – конические тела андезитов; 5 – биотитовые андезиты; 6 – контуры кальдеры; 7 – дайки; 8 – основные разломы; 9 – проявления оруденения: а – основные, б – второстепенные

Рудное поле Ватукола находится в северной части о. Вити-Леву. Согласно описанию Л. Денхольма, третичная кальдера, к которой приурочено рудное поле, отчетливо выражена в рельефе – с юга, востока и запада она окружена возвышенностями, а с севера имеет открытый выход к морю.

Ранние (раннеплиоценовые) фазы вулканизма ознаменовались извержением оливиновых базальтов и трахибазальтов мощностью около 2,5 км и были связаны с формированием стратовулкана, от которого радиально расходились трещинные системы, вмещавшие дайки. Центр их отложения примерно соответствует центру современной структуры. С завершением базальтовых фаз вулканизма связано заложение кальдеры оседания за счет крутых гравитационных просадок. Далее проседание продолжалось параллельно с извержением андезитовой лавы из жерл по периферии кальдеры (мощность толщи андезитов до 2 км) и отложением глинистых озерных осадков. В завершающий крупный этап оседания кальдеры возникла периферическая сбросовая зона, по ней внедрились агломераты и конические дайки (рис. 24). В настоящее время каль-

дерева имеет размеры примерно 5×7 км. Ее образование сопровождалось и завершилось становлением интрузивных тел авгитовых андезитов по периферии кальдеры и в окружающих базальтах.

Важный структурный элемент — система разломов северо-западного простирания, унаследовавшая направление серии андезитовых даек и наложенная на все магматические образования. Эти разломы, хотя и являются послекальдерными, тесно сопряжены с ограничивающими кальдеру дуговыми сбросами и не уходят далеко в обрамляющие базальтовые покровы. Сочетание разнонаправленных разломов определяет сложную блоковую структуру отдельных рудоносных участков и размещение рудных тел (рис. 25).

Рудовмещающими являются: крутопадающие северо-западные разрывы, пологопадающие трещины и широкие зоны дробления на сопряжении разнонаправленных разрывов. Северо-западные разрывы либо подновляют контакты даек андезитов того же простирания, либо пересекают их. Последний случай наиболее благоприятен для формирования рудных столбов.

Пологопадающие жильные тела образуют две системы, имеющие встречное падение под углами $25-30^\circ$. Наиболее крупные из жил: Принц-Долпин и 608 W. Первая имеет северо-восточное простирание, падает под углом 25° на юго-восток, и прослежена в длину на 1500 м. Аналогично крутопадающим телам рудные столбы также образуются при пересечениях даек: висячий и лежащий бока ограничиваются тектонической глиной и заключают растащенные блоки даек, наиболее интенсивно раздробленные в полосе мощностью до 6 м.

Простирание жилы 608 W близширотное, она падает на север под углами $25-30^\circ$ и прослежена в длину на 1200 м. В отличие от первой крупной жилы, где рудные столбы формировались, по-видимому, в условиях тектонического сжатия, для этой жилы характерны крустификационные структуры и незначительное развитие тектонических глинок по контактам.

Минерализованные зоны дробления возникают на сопряжении крупных разломов; в них наиболее отчетливо проявлены системы сопряженных левосторонних сдвигов и пологих сбросов, в совокупности образующих ослабленные блоки, пронизываемые для рудоносных растворов.

Жильная минерализация представлена кварцем и кальцитом, рудная — теллуридами, арсенопиритом, пиритом, самородным теллуридом, редко самородным золотом. С 1933 по 1978 г. добыто 110,7 т золота и 38,5 т серебра.

Намечена такая последовательность рудоотложения [35]. В первую стадию происходило: 1) гидротермальное изменение боковых пород и отложение основной массы жильного кварца в ассоциации с пиритом, марказитом, сфалеритом, небольших количеств арсенопирита, халькопирита и, возможно, самородного золота; 2) отложение жильного кварца; вслед за образованием основной массы сфалерита следует формирование сереброносного тетраэдрита — теннантита, затем бурнонита, галенита, халькопирита, далее — небольшого количества сфалерита; 3) незна-

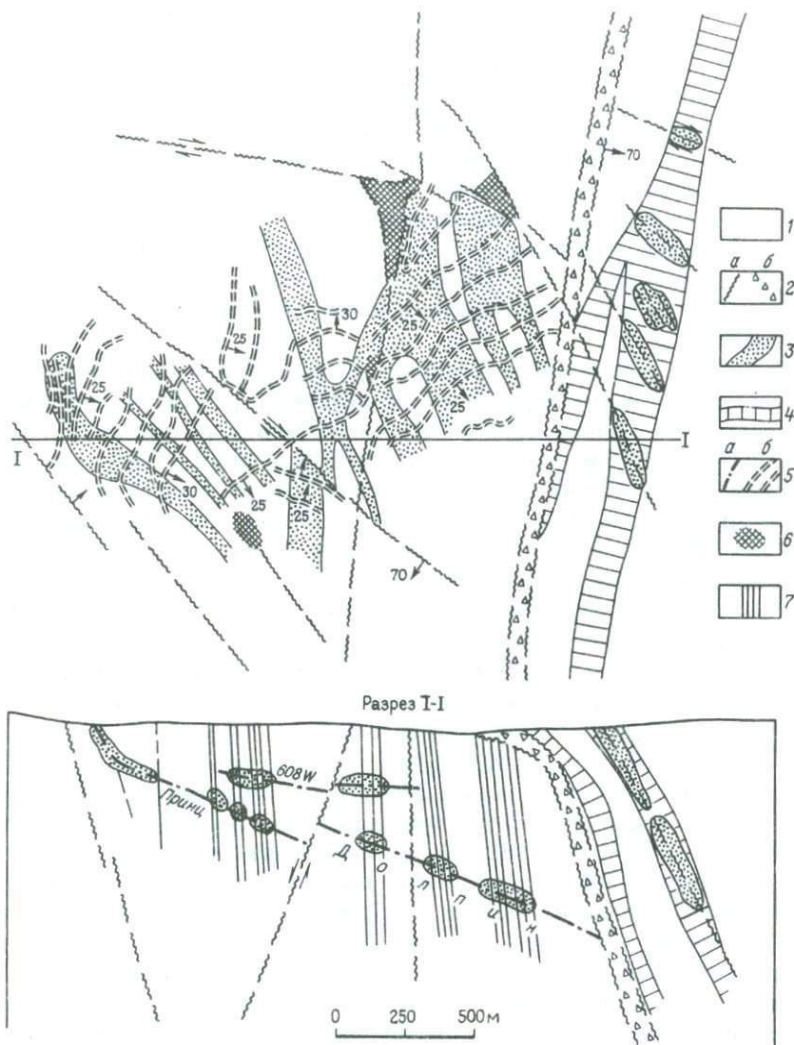


Рис. 25. Структурный план и разрез месторождения Ватукола, по Л. Денхольму.

1 – базальты; 2 – разломы со смятием (а) и дроблением (б) пород; 3 – рудные столбы; 4 – субвулканические андезиты; 5 – пологие рудные тела (а) и их горизонтальные проекции (б); 6 – минерализованные зоны брекчий, обрабатываемые открытым способом; 7 – свиты даек андезитобазальтов

чительное отложение жильного кварца; 4) примерно одновременное развитие самородного теллура, калаверита, креннерита и сульванита, прерывающееся отложением кварца. Минералы этой последней ассоциации часто образуют эвгдральные кристаллы в центральных частях жил.

Ко второй стадии относится: 1) возобновление отложения жильного кварца в ассоциации с грубозернистым пиритом, марказитом и сфалери-

том; (грубозернистый пирит образуется на эвгедральных кристаллах теллуридов первой стадии); 2) формирование значительного количества кварца, сереброносного тетраэдрита — теннантита с последующим отложением халькопирита; 3) почти одновременное возникновение петцита, гессита, самородного золота, колорадоита, алтаита, мелонита, пираргирит-прустита и полибазит-персеита, прерывающееся отложением кварца; изредка отмечаются эвгедральные кристаллы петцита и гессита.

Вторая стадия формирования теллуридов четко отделена пространственно от первой, размещаясь в основном в центральных сечениях рудного столба. Возможна и третья стадия: 1) незначительное отложение марказита; 2) образование кальцита, а затем незначительного количества доломита.

Сульфиды и жильные минералы первой стадии минерализации обнаруживаются по всему вертикальному интервалу рудного столба. Только распространение золото-серебряных теллуридов и самородного теллура ограничено верхними и средними сечениями рудного столба. Это объясняется тем, что миграция флюидов, содержащих теллур, происходила путем их фильтрации в структуры крутопадающей жилы Кроун-Кресцент из системы пологих разломов Принц-Долпин, чем и определяется локализация теллуридов на верхних уровнях.

Каналы Кроун-Кресцент были открыты для осаждения сульфидов и теллуридов второй стадии. Отлагавшиеся теллуриды по сравнению с теллуридами первой стадии были обогащены серебром и обеднены теллуром. На низких горизонтах из флюидов отлагались петцит, гессит, самородное золото, и затем, совмещаясь и взаимодействуя с тетраэдритом — теннантитом, — сульфосоли серебра с самородным золотом. В среднем сечении рудного столба флюиды взаимодействовали с теллуридами первой стадии, частично замещая их петцитом, гесситом и золотом. Наличие в растворах теллура привело к образованию колорадоита, алтаита и мелонита; эти поздние минералы почти всегда обнаруживаются по соседству с зернами ранних теллуридов, подвергшихся замещению.

Увеличение с глубиной отношения серебра к золоту и уменьшение содержаний теллура объясняется вариациями в составе теллуридов: золото в них преобладает над серебром на верхних уровнях, а на нижних преимущественно распространены богатые серебром теллуриды. Дополнительными факторами изменчивости золото-серебряного отношения являются: присутствие серебра в сереброносном тетраэдрите — теннантите (электронный микропробный анализ образцов показал содержание серебра до 15 %); небольшая примесь серебра в бурноните, халькопирите и галените; наличие серебра и тонкодисперсного золота в пирите, марказите, арсенопирите.

В целом в зарубежных исследованиях отсутствует анализ важных данных об активном участии структур основания в формировании вулканотектонических депрессий и кальдер.

Составленная автором для одного из рудных полей схема структур фундамента позволяет говорить о наличии в основании структур рудного узла трех блоков, вытянутых в меридиональном направлении и ограниченных системами меридиональных разломов (рис. 26).

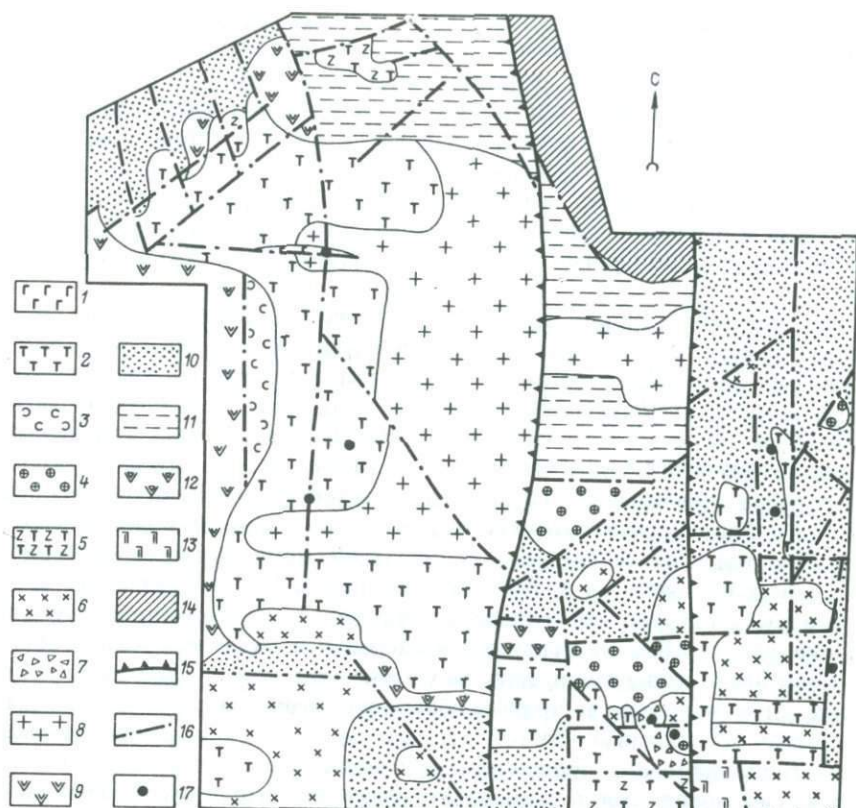


Рис. 26. Схема строения основания вулканического пояса в пределах рудного узла.

1 – базальты; 2 – трахилипариты; 3 – игнимбриты; 4 – плагиигранит-порфиры; 5 – липаритодациты; 6 – диориты; 7 – автомагматические брекчи андезитов; 8 – граниты; 9 – андезиты; 10 – алевропесчаники; 11 – терригенное основание вулканического пояса; 12 – субвулканические дациты; 13 – габбро-диориты; 14 – палеозойский кристаллический фундамент; 15 – блокоограничивающие разломы; 16 – внутриблоковые разломы; 17 – проявления оруденения

Западный блок характеризуется простой тектоникой и преобладанием гранитоидов, игнимбритов и трахилипаритов. Центральный – рудоносный – блок поднят по сравнению с соседними на 300–500 м. Он совпадает с южной частью более крупного поднятия. Этот блок имеет наиболее сложное строение, насыщен магматическими образованиями пестрого состава, среди которых наиболее обычны интрузии плагиипорфиров; в его пределах широко развиты внутриблоковые разрывы различных направлений.

В Восточном блоке широко распространены терригенные образования и магматические породы андезитовой формации.

Приведенные данные показывают значение близмеридиональных блокоограничивающих разломов в контроле оруденения, в частности, эти разломы ограничивают центральный блок, к которому приурочено рудное поле. Его позиция определяется близмеридиональной зоной поднятия в фундаменте вулканического пояса, а в ее пределах — скрытым блокоограничивающим разломом фундамента.

Наличие региональных разломов древнего заложения, имеющих субширотную и близмеридиональную ориентировку, в значительной степени предопределило, по-видимому, элементы блокового строения рудного поля.

Аргументами в пользу тектоно-вулканического происхождения депрессии рудного поля являются: 1) закономерное положение субвулканических тел по ее обрамлению; 2) общее изменение состава эффузивных пород разреза, выполняющих депрессию — от более основных на юго-востоке до более кислых на северо-западе (соответственно изменению состава обрамляющих депрессию субвулканов); 3) несовпадение разрезов пород в отдельных блоках, что свидетельствует о синвулканическом характере блокоограничивающих разломов; 4) развитие пологих дугообразных разрывов, падающих к центральной части депрессии, особенно в ее северо-восточном и восточном обрамлении. Все это позволяет рассматривать депрессию как вулканическую структуру, формировавшуюся на фоне активных блоковых движений основания вулканического прогиба.

Оруденение концентрируется на участке, который приурочен к углу блока, ограниченного восточным блокоограничивающим и широтным разломами. Рудоносный участок выделяется длительностью вулканизма и многообразием его продуктов, развитием разновозрастных субвулканических пород. Здесь последовательно концентрируются: субвулканическое грибообразное тело липаритодацитов, прорывающее их трубообразное тело автомагматических брекчий субщелочных андезитов, переходящее в верхней части в покров; трубообразные и жилообразные тела брекчий липаритов с кварцевым цементом (предрудные); свиты базальтовых даек (послерудные).

Процесс рудоотложения на месторождении был многостадийным. На основании возрастных взаимоотношений минеральных агрегатов выделяется пять стадий: допродуктивная, преимущественно карбонатная; ранняя продуктивная адуляр-кварцевая; межпродуктивная кварц-карбонатная; поздняя продуктивная адуляр-карбонат-кварцевая; послепродуктивная карбонат-кварцевая.

В распределении материала различных стадий на площади месторождения установлена горизонтальная зональность, выражающаяся в закономерной и последовательной смене в направлении с юго-востока на северо-запад продуктов ранних стадий более поздними.

Причиной рассмотренной зональности, которая относится к типу стадийной, является последовательное во времени и пространстве открывание рудовмещающих трещин. Смена минеральных ассоциаций с запада на восток может быть объяснена синхронным развитием рудовмещающих разрывов в связи с разрядкой тектонических напряжений вблизи восточного блокоограничивающего разлома, где распространены

наиболее ранние ассоциации, и последовательным смещением деформаций и рудоотложения на запад.

Можно наметить основные особенности рудоносных палеовулканических структур: 1) длительность, многоэтапность развития кальдер, большая роль в их формировании разломов основания, активных в период вулканизма; 2) тяготение оруденения к периферическим частям кальдер и их обрамлениям как наиболее деформированным и пронизваемым частям, а при наличии системы рудоконтролирующих разломов — к последним; 3) приуроченность оруденения, представленного в основном жильными рудными телами выполнения открытых полостей, преимущественно к трещинам скола, проявленным в рудный этап как сдвиго-раздвиги, реже к трещинам отрыва; 4) экранирование рудовмещающих структур в пределах малозеродированных рудных полей пологими нарушениями, падающими к центрам вулкано-тектонических депрессий.

Рудные поля в купольных поднятиях

Многочисленные примеры рудных полей этого типа приведены Э. Уиссером для западных штатов США и Мексики, где они характеризуются преимущественно серебряной минерализацией. Этот исследователь убедительно показал приуроченность рудных полей к куполовидным поднятиям, возникшим в третичное время и образующим цепочки вдоль глубинных разломов окраины континента северо-западного простирания.

Возрождение Мексиканского серебряносного района, где возобновлена и интенсифицирована добыча серебра на ряде рудников, было важным событием последнего десятилетия.

Объектом изучения в этом районе является знаменитый "серебряный пояс", формирование которого связано с третичным андезито-липаритовым вулканизмом Тихоокеанского кольца. Месторождения контролируются региональными сбросами близмеридионального — северо-западного простирания в сочетании с куполовидными, изометричными, либо удлинёнными в северо-западном направлении поднятиями. Рудные тела представлены мощными и протяжёнными зонами, заключающими кварц-адуляровую и серебро-полиметаллическую (иногда с существенными количествами золота) минерализацию. В частности, возобновлены поисковые и эксплуатационные работы на месторождениях рудного поля Гуанахуата, на котором за 400 лет эксплуатации добыто 30 тыс. т серебра и 120 т золота. Основание геологического разреза на месторождении составляют мезозойские толщи: в основном осадочные породы и лавы, расчленённые сбросами и интродированные дайками и штоками пород среднего и кислого состава. Мезозойские породы с несогласием перекрыты относительно полого залегающими эоценовыми конгломератами, мощность которых достигает 1400 м. Выше по разрезу обнажены излившиеся вулканические породы — андезиты и риолиты — возраст которых варьирует от раннего до среднего олигоцена (от $37 \pm 0,3$ до $32 \pm 2,0$ млн. лет). Дайки различного состава секут лавы и являются, вероятно, корнями вышедших потоков. Серебро и золото на месторождении Гуанахуата локализуются в виде жил и линейных штокверков, состоящих преимущественно из кварца, кальцита и адуляра, отлагавшихся в системе

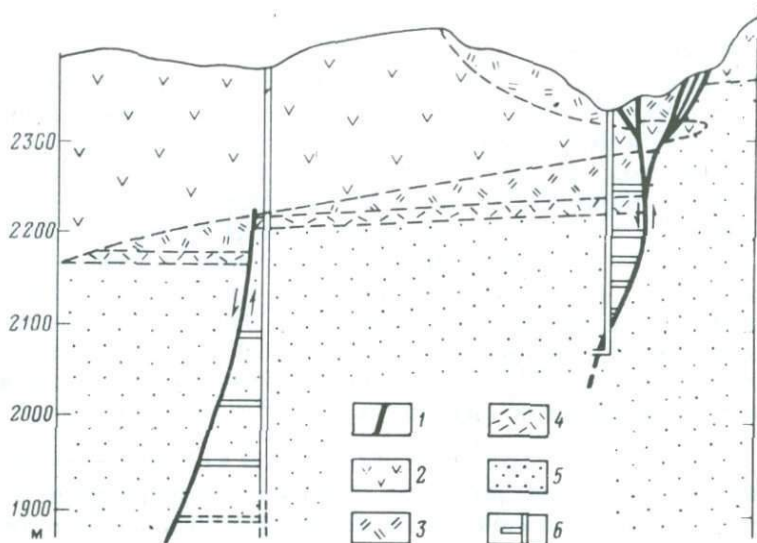


Рис. 27. Разрез месторождения Гуанахуата, по В. Гроссу.

1 – кварц-карбонат-адуляровые жилы; 2 – андезитовые порфириды; 3 – агломераты андезитов; 4 – лиаритовые туфы и туфобрекчии; 5 – преимущественно конгломераты и песчаники; 6 – горные выработки

ветвящихся сбросов, амплитуды перемещений по которым достигают 400 м.

Главные жилы залегают в трех зонах северо-западного простирания, падающих на юго-запад под углами $45-65^\circ$: Сьерра, Вета-Мадре и Ла-Лус. Крупнейшая из них – Вета-Мадре – прослеживается на 25 км (рис. 27). Основная часть серебра добыта из интервала протяженностью 5 км. Мощность жильной системы – 20 м, местами возрастает до 90 м. Руды, содержащие 450 г/т серебра и 2,5 г/т золота, залегают как штокообразные тела внутри жильных систем. Их мощность от 1 м до 90 м, а местами достигает 300 м и более.

Рудоотложение происходило в три стадии. К дорудной ассоциации относятся кварц, кальцит, нонтронит, хлорит и адуляр. Рудные минералы принадлежат к двум ассоциациям; ранняя представлена пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, поздняя – пиритом, акантитом, полибазитом, пираргиритом, агвиларитом, науманитом, халькопиритом, электрумом, серебром, золотом. Пострудными являются карбонаты, кварц. Главная шахта месторождения Лас-Торрес пройдена до глубины 650 м. Запасы оцениваются в 3652 тыс. т руды с содержанием золота 1,6 г/т и серебра 302,1 г/т.

Возможности значительного увеличения добычи серебра связаны с реализацией проектов расширения добычи содержащих серебро полиметаллических руд из месторождений окраинно-континентального пояса Перу, являющегося естественным продолжением серебряного пояса Мексики. Так, на известном с 1630 г. месторождении Серро-де-Паско,

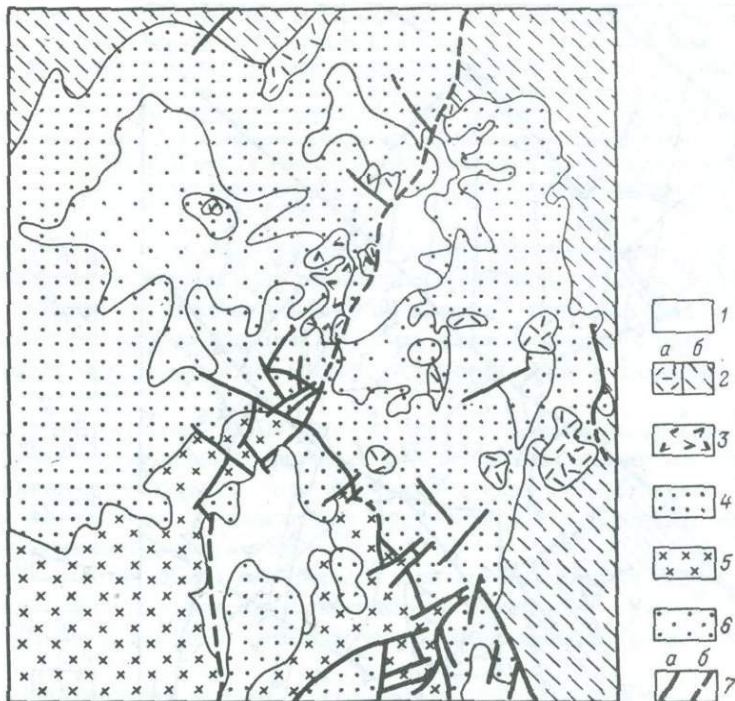
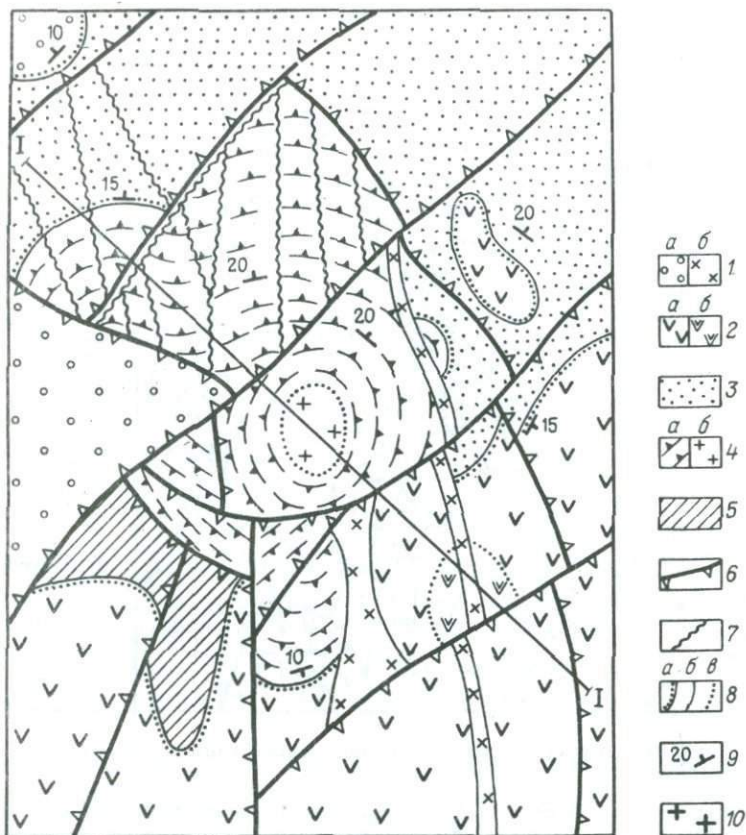


Рис. 28. Схема геологического строения рудного поля Комшток, США, по Дж. Алберсу и Ф. Клейнхемплу.

1 — четвертичные отложения; 2 — плиоценовый липаритодацитовый комплекс: субвулканические (а) и покровные (б) фации; 3 — миоценовые гранодиориты; 4 — миоценовые андезиты; 5 — дотретичные риолиты, метаморфизованные осадочные породы и гранодиориты; 6 — гидротермально измененные породы; 7 — разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые

расположенном в 180 км от г. Лимы на высоте 3700 м, оруденение связано с крупным штоком кварцевых монзонитов среднетретичного возраста, прорывающим породы осадочно-вулканогенного комплекса в сводовой части брахиантиклинали. Крыло антиклинали осложнено системой разломов, прослеживающихся на 2–2,5 км. Разломы выполнены эксплозивной агломератовой брекчией, содержащей обломки кварцевого монзонита, вулканического стекла и рудовмещающих пород, и дайками кварцевых порфиров. Разломы контролируют мощные (до 300 м) зоны пиритизации; в их восточной части развиты свинцово-цинковые руды. Они сложены галенитом, сфалеритом, аргентитом и сульфосолями серебра. Разведанные запасы 50 млн. т руды, содержащей 3,5 % Pb, 9 % Zn и до 90 г/т Ag.

Дж. Алберс и Ф. Клейнхемпл [29] приводят данные о наличии третичного вулканического центра в районе рудного поля Комшток, характеризующегося купольным поднятием, расчлененным крупным сбросом (рис. 28).



Разрез I-I

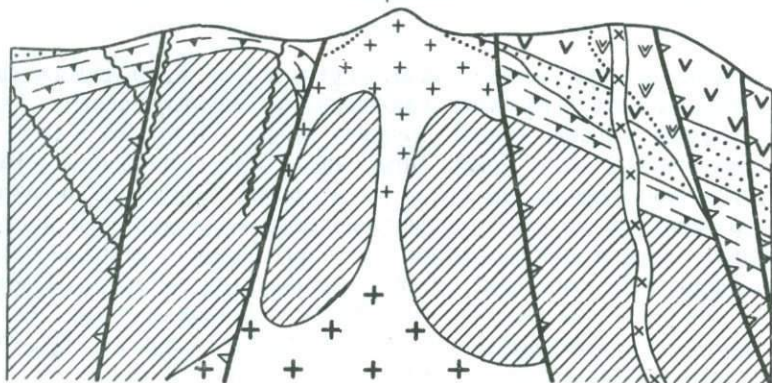


Рис. 29. Структурная схема рудного поля в купольной структуре.

I — верхнемеловой липаритовый комплекс: а — покровные фации (игнимбриты,

Пепловые туфы, липариты), б – субвулканические фации (невадиты, трахилипариты); 2 – верхнемеловой андезитовый комплекс: а – покровы андезитов и их туфов, б – субвулканические тела диоритовых порфиритов; 3 – нижнемеловой углисто-алевролитовая толща; 4 – нижнемеловой липаритовый комплекс: а – покровные фации (флюидальные липариты, туфы липаритов), б – субвулканические фации (невадиты); 5 – алевролиты и песчаники триаса; б – разломы; 7 – рудные зоны; 8 – контакты пород: а – несогласного залегания, б – рвущие, в – фациальные; 9 – элементы залегания пород; 10 – скрытый гранодиоритовый интрузив

По их данным, третичные гранодиориты формации Давидсон фиксируют главные центры андезитовых излияний. Корневая часть ("сердце") рудного поля Комшток лежит к востоку от выходов гранодиоритов формации Давидсон, а главные жильные системы, располагающиеся вдоль сброса Комшток, погружаются на восток, по направлению к корневой части, под углом около 45° .

Наличие скрытых интрузивов в ядрах положительных складчатых структур, определяющих позицию рудных полей, позволяет относить указанные структуры к интрузивно-купольным образованиям, что не исключает участия вулканических процессов в формировании верхних частей купольных сооружений.

Другая характерная особенность этой группы рудных полей – присутствие крупных сбросов, осложняющих купольные структуры, контролирующих размещение рудных тел и заключающих крупные рудные залежи.

Аналогичное по типу месторождение, изучавшееся автором, известно в пределах вулканического прогиба, подстилаемого терригенными отложениями и выполненного меловыми вулканогенными и осадочными породами. Вулкано-купольное сооружение, определяющее положение рудного поля и месторождения, сложено комплексом пород кислого состава, включающем преимущественно субвулканические и покровные образования липаритов, их пепловых и витрокластических туфов и игнимбритов. Расположенное в его центральной части вулканическое жерло выполнено неким невадитов, обрамленным полого, а на некотором удалении от него субгоризонтально залегающими пластами мелкопорфировых и афировых липаритов, туфов, игнимбритов, перекрываемых углисто-алевролитовыми толщами (рис. 29). Вулканическое сооружение расчленено серией крупноамплитудных сбросо-сдвигов, разделяющих рудное поле на ряд рудоносных блоков.

О парагенетической связи оруденения с кварц-порфировым вулканическим комплексом свидетельствуют признаки преемственности процессов магматизма и рудообразования. Газонасыщенный характер магматических извержений, сопровождающихся формированием игнимбритов, эруптивных брекчий, туфизитов и т. п., наследуется рудным процессом, которому свойственны эксплозивные образования на протяжении всего рудоотложения, от самых ранних до самых поздних стадий, свидетельствующие о высокой газонасыщенности рудоносного флюида. Субщелочной тип магматизма с высоким содержанием калия, увеличивающимся к его предрудным дифференциатам – невадитам и трахилипаритам, – просле-

живается далее в рудном процессе: образуются калиеносные серицит-гидрослюдистые метасоматиты, в рудных телах на протяжении всего процесса минералообразования развивается адуляр. Повышение содержания серебра в прерудных субвулканических телах невадитов и-вулканических бомбах, залегающих в разрезе кислых вулканитов, наличие в них халцедона и флюорита, присутствие в разрезе кислых вулканитов марганцевых стяжений – также реализуются при рудоотложении формированием серебряной, марганцевой и флюоритовой минерализации.

Главными структурными элементами, влияющими на размещение рудных тел месторождения или определяющими их строение, являются: крупноамплитудный сброс, выраженный зоной тектонического брекчирования и рассланцевания, и системы субпараллельных сближенных трещин скальвания (зоны локальной трещиноватости), представляющие собой сопряженные со сбросом или оперяющие его структуры. Важный структурный элемент также флюиальность в липаритах; общая ее ориентировка пологая, маркирующая погружение купольной структуры. Вблизи рудомещающих разрывов наблюдается "закручивание" флюиальности, что может свидетельствовать о синвулканической активности этих нарушений. Необходимо отметить широкое развитие согласных с флюиальностью пологопадающих дорудных зон трещиноватости, положение которых совпадает также с ориентировкой экранировавших оруденения углисто-алевролитовых толщ. Отчетливо фиксируются полосы минерализации, преимущественно кварцевого состава, контролируемые такими нарушениями. К ним приурочена серия мелких жилок сложной конфигурации, местами сгущающихся и переходящих в минерализованные зоны брекчирования, возможно, эксплозивного происхождения. Сами нарушения полностью окварцованы, каких-либо более поздних перемещений по ним не отмечается. В случае если зоны трещиноватости в меньшей степени подтверждены наложенным гидротермальным процессам, они четко проявлены в виде системы частых однонаправленных трещин.

Во время рудоотложения происходило подновление дорудных разрывов, при этом разрывы близмеридионального и северо-западного простираний, по-видимому, представляли собой в рудный этап сопряженные системы сколов. Анализ морфологии и строения многостадийно минерализованных систем трещин, соотношения их изгибов по простиранию и падению и мощностей жил показывает, что тектонические движения при отложении ранней минерализации – серебро-хлорит-полиметаллической и аргентит-адуляровой стадий имели унаследованный характер, вероятно, в связи с затухающей мобильностью фундамента, и проявлялись преимущественно как правосторонние сбросо-сдвиги. Минерализация этих стадий отложилась преимущественно в крупном сбросе, а также в сопряженных с ними субпараллельных разрывах. При формировании более поздней серебро-родонитовой ассоциации, возможно, в связи с внедрением в этот этап гранитоидов, установленных на глубине структурным бурением, произошло изменение плана деформаций и становление протяженных северо-западных разрывов, заложившихся как трещины

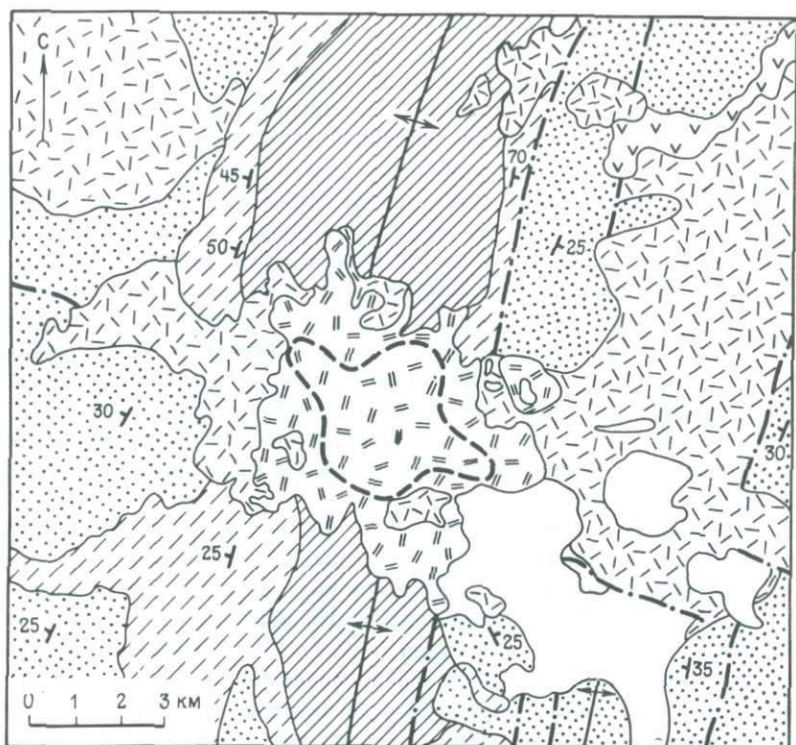


Рис. 30. Обзорная геологическая карта рудного района Хулькани, Перу, по У. Петерсену и М. Нобле.

1 – четвертичные отложения; 2 – андезиты и андезитобазальты; 3 – вулканические купола и ассоциирующие с ними лавы и туфы липаритов; 4 – пирокластические породы; 5 – известняки юры и верхнего триаса; 6 – агломераты пермские; 7 – песчаники и сланцы верхнего палеозоя; 8 – оси складок; 9 – разломы; 10 – элементы залегания пород; 11 – контур распространения оруденения в вулканической структуре

оперения сброса в дорудный этап деформаций. Разрывы этого направления заключают оруденение серебро-родонитовой ассоциации, тогда как северо-восточные – близмеридиональные разломы были, по-видимому, закрыты для рудоносных растворов.

Примером малоэродированного рудного поля в купольной структуре может служить вулканический центр Хулькани в Перу [46]. Региональная структура представлена асимметричной антиклиналью близмеридионального простирания, сложенной верхнепермскими и мезозойскими осадочными породами и осложненной серией продольных сбросов. В ядре складки обнажены смятые в изоклинальные складки более высокого порядка палеозойские сланцы и кварциты; позднемио-

ценовые вулканические породы перекрывают неравномерно эродированную поверхность антиклинали. Два близмеридиональных разлома смещают восточный край антиклинали, опущенный на 1000 м. Антиклиналь и оба разлома рассечены разломом западно-северо-западного простирания (рис. 30), по которому северный блок смещен на запад. Этот разлом, что особенно существенно, определяет положение вулканического центра. Последний расположен, таким образом, на пересечении региональных разломов в приядерной части антиклинали.

Большинство складок и региональных разломов сформировалось в интервале средний мел — средний миоцен; позднемиоценовые вулканические породы не осложнены существенно ни складчатыми, ни разрывными нарушениями. Более поздний по времени подъем куполообразующих магм и, возможно, оживление поперечного западно-северо-западного разлома привели к возникновению многочисленных непротяженных трещин растяжения и малоамплитудных сбросов. Эти трещины служили каналами для минерализованных флюидов. Незначительно развиты были также послерудные перемещения.

Выделяются две главные фазы вулканической активности; первая характеризовалась извержениями пирокластического материала, вторая — формированием куполов при внедрении кислой магмы, происходивших в центральной и периферической частях вулканической постройки.

Ранняя, пирокластическая фаза представлена рассредоточенными, сохранившимися от эрозии покровами липаритодацитовых туфов, туфобрекчий, пирокластических брекчий, залегающими на эрозионной поверхности среднеэоценового возраста. На удалении от центра извержений в эту фазу отлагался грубоотсортированный, неслоистый до массивно-пластового туфовый материал, типичный для отложений пепловых потоков. Ближе к центру, однако, отчетливо устанавливается увеличение сортированности материала, распространены пласты туфов и туфобрекчий, характеризующих отложений "базисной волны" с подчиненным количеством материала пепловых потоков. Во многих частях разреза установлены песчано-волнистые дюны, мульды и косослойные породы, что свидетельствует об их образовании из быстро перемещавшихся пепловых потоков в нескольких километрах от источника извержений. Местами отмечаются переотложенные лапиллиевые туфы.

Извержения ранней фазы происходили, вероятно, из жерла, центральная часть которого может быть очерчена контуром распространения ранней, золото-оловянной минерализации (рис. 31); его диаметр, вероятно, составлял 1—2 км, что примерно соответствует размеру вулканического жерла месторождения Серро-де-Паско.

Далее интенсивность извержений пирокластического материала падает; во вторую вулканическую фазу следует становление многочисленных очень похожих один на другой куполов, сложенных дацитами и риодацитами, формирующихся внутри и по периферии пирокластического жерла. Установлено более 25 куполов. Их размещение, вероятно, контролировалось отдельными субмеридиональными и северо-западными разломами основания. Купола представляют собой типичные конусы с

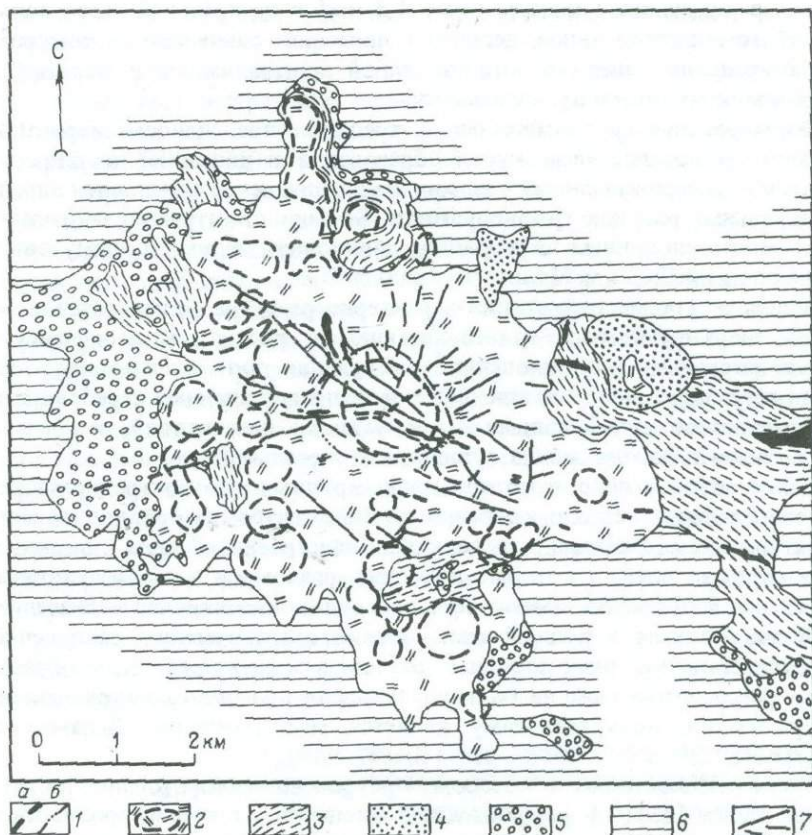


Рис. 31. Геологическая карта вулканического центра Хулькани, по У. Петерсену и М. Нобле.

1 – дайковый комплекс: а – дайки андезитобазальтов, б – область развития интрузивных брекчий и туффизитовых даек; 2–4 – вулканические купола и связанные с ними породы; 2 – отдельные купола и обрамляющие их лавы, 3 – вулканические брекчии склоновых потоков, 4 – краевые поздние (?) купола; 5 – породы ранней пирокластической фазы вулканизма (туфы, туфобрекчии и др.); 6 – породы основания вулканической постройки; 7 – основные рудные жилы

отчетливо выраженной сланцеватостью течения; об очень высокой вязкости образовавшей их магмы могут свидетельствовать небольшие зоны первичной милонитизации в отдельных куполах.

Некоторые из куполов окаймляются непротяженными лавовыми потоками, а по промоинам в склонах куполов распространяются на расстояние до 3 км от края купола потоки лавовых брекчий. Эти брекчии перекрывают ранние пирокластические образования и заключают туфовый материал, в незначительных количествах сопровождающий вторую вулканическую фазу. Ее завершение ознаменовалось появлением немногочисленных даек, сложенных интрузивной брекчией и туффи-

зитами, занимающих площадь около $1,5 \text{ км}^2$ в центральной части поля. Эта область взрывной дегазации примерно совпадает с контуром распространения ранней золото-оловянной минерализации и маркирует участок миксимальной проницаемости.

Формирование рудовмещающих трещин определялось, вероятно, совместным воздействием куполообразования и движений по близкородному – северо-западному разлому основания, чем и обусловлен линейно-радиальный рисунок трещиноватости. Большинство трещин заключают жилы золото-оловянных, серебряных, свинцовых, медных и висмутовых руд на площади $5 \times 3 \text{ км}$. Мощность жил $0,5\text{--}2 \text{ м}$.

В целом для месторождения характерно развитие минерализации от центра, маркирующегося золото-оловянными рудами, к периферии с последовательным возникновением следующих зон: энаргит-пирит-теннантит-тетраэдритовой; комплексных руд, представленных серебряными и висмутовыми сульфосолями с висмутином; галенитовой, заключающей также сульфосоли свинца, аурипигмент и реальгар.

Данное рудное поле, в котором роль крупных рудоконтролирующих сбросов проявляется лишь косвенно, на более глубоких уровнях, может, вероятно, рассматриваться как верхняя, "надстроенная" часть описанных ранее рудных полей, в которых подобный разломы и в целом активные структуры фундамента имеют большое рудоконтролирующее значение.

Возникновение в рудный этап условий тектонического растяжения при отсутствии крупных дорудных разломов может привести к образованию рассредоточенной на большой площади прожилково-вкрапленной минерализации, примером чему является месторождение Деламар в США [3а].

Вулканическое поле, к которому приурочено месторождение, по данным А. Пенса [45], сформировалось в миоценовое время на эродированной поверхности гранодиоритового плутона позднемиоценового – раннепалеогенового возраста ($68\text{--}66 \text{ млн. лет}$). Вулканическая активность среднего эоцена характеризовалась трещинными излияниями и потоками оливковых базальтов, их лавобрекчий, туфобрекчий, за которыми последовало становление даек и куполов кварцевых латитов и липаритов. Эруптивные центры и многочисленные эндогенные купола контролируются возникшей в раннем миоцене системой северо-северо-западных разломов. Формирование этих разломов, также как и контрастной вулканической серии, может быть увязано с происходившим в этот период рифтообразованием при процессах сводового растяжения окраины континента.

Северо-северо-западные структуры и крутопадающие, диагональные по отношению к ним разломы проявляли активность в этапы вулканизма и рудообразования. Завершение фазы кислого вулканизма сопровождалось формированием золото-серебро-кварцевых жил и интенсивным гидротермально-метасоматическим преобразованием вмещающих пород с отложением прожилково-вкрапленной минерализации. Становление золото-серебряных жил ($14,8\text{--}15,2 \pm 0,6 \text{ млн. лет}$) весьма близко по времени липаритовому вулканизму ($15,6\text{--}15,7 \pm 0,3 \text{ млн. лет}$).

В настоящее время объектом эксплуатации служат не отдельные золото-серебряные жилы, а минерализованные породы в целом. Месторож-

дение характеризуется большими объемами низкосортных руд и отрабатывается открытым способом с минимумом подготовительных работ. Главный рудный минерал — науманит — рассеян в кварцевых жилах и кремнистых липаритовых пепловых туфах. Запасы руды около 8 млн. т со средними содержаниями серебра 60—180 г/т, уровень добычи руд из карьеров 1700—2200 и руды в день. Общее направление нарезки блоков и их обработки совпадает с простираем жильной системы. Визуальный контроль качества оруденения в липаритовых туфах затруднен. Высокосортные руды ассоциируют обычно с зонами окремнения, однако руды хорошего качества могут находиться также и в зонах каолинизации.

Опираясь на приведенные данные и материалы по другим сходным рудным полям, можно констатировать, что наиболее ярко общность выделенного типа рудных полей проявляется в следующем: 1) формирование их происходило в отчетливо выраженной обстановке тектонического растяжения — сочетания купольных поднятий с крупноамплитудными региональными сбросами; 2) крупные сбросы являются как рудоконтролирующими, так и рудовмещающими структурами; 3) как следствие этого — рудные тела представлены преимущественно минерализованными зонами дробления большой мощности или широкими зонами прожилково-вкрапленной минерализации; 4) на ряде рудных полей установлены скрытые на глубине интрузивы гранодиоритового состава, которым придается структурообразующая роль; 5) отмечается наличие экранировавших оруденение толщ, представленных лавовыми и углисто-глинистыми горизонтами.

РУДНЫЕ ПОЛЯ ОБЛАСТЕЙ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННО-БЛОКОВЫХ СТРУКТУР СО ЗНАЧИТЕЛЬНЫМ РАЗВИТИЕМ ВУЛКАНИЗМА В ОПУЩЕННЫХ БЛОКАХ

Геотектоническая позиция рудных районов

К этому типу относятся рудные районы Малого Кавказа. Г.А. Твалчредидзе относит область Малого Кавказа к Балкано-Понтийско-Малокавказской металлогенической провинции, что основано на продолжении в этой области структурно-формационных зон, обладающих общностью истории геологического развития, магматизма и металлогении. Так, Сомхето-Карабахская зона Малого Кавказа является частью вулканического пояса, зарождающегося в Балканах вблизи границы с Южными Карпатами и без перерыва протягивающегося в Северную Анатолию и Малый Кавказ. Другая структурно-формационная зона включает серию разновозрастных глубинных разломов, контролирующих северную ветвь офиолитового пояса. Последний прослеживается от Южных Карпат, где на территории Румынии устанавливаются три полосы развития ультраосновных пород, до Малого Кавказа (Севано-Акеринская зона).

Современный тектонический облик этой области определяется преобразованием в альпийское время эпигерцинской платформы в результате интенсивных тектонических движений, вулканизма и интрузивной деятельности.

В мезозойский период между стабилизировавшимися областями древнего складчатого сооружения возникли узкие глубокие прогибы, в них накапливались мощные толщи зеленокаменных пород, формировались основные и ультраосновные интрузивные массивы и покровы. Дальнейшее развитие в третичный период привело к вовлечению в новый геосинклинальный цикл эволюции прежде стабильных областей, что сопровождалось раскалыванием их на блоки, накоплением мощных эффузивных толщ и внедрением интрузий кислого состава. Заключительный этап формирования области характеризуется формированием обширных горных поднятий, межгорных и краевых прогибов, наложенных на более древние структурные элементы.

В пределах Малого Кавказа установлены следующие структурно-формационные зоны, выделяемые И.Г. Магакьяном, Г.А. Твалчрелидзе, Ш.А. Азизбековым и др.: 1) Сомхето-Карабахская (Cu); 2) Севано-Акеринская (Au-Hg); 3) Кафанская (Cu); 4) Мисхано-Зангезурская (Cu-Mo); 5) Араксинская (Sb-As). Согласно А.Д. Щеглову, Закавказье по типу геотектонического развития не принадлежит к геосинклинальной системе Кавказа, а относится к "областям отраженной активизации", возникшим при переработке краевой части срединного массива под воздействием тектонических движений. Близкие представления высказаны в 1969 г. С.А. Мовсисяном.

Общие черты эволюции этой золоторудной провинции состоят в следующем: раскалывание срединного массива глубокими разломами на крупные блоки, большое значение продольных и поперечных глубинных разломов; возникновение наложенных вулканогенных прогибов внутри срединного массива; одновременное либо последовательное существование вдоль крупных разломов магматических центров разных глубинных уровней и соответствующее совмещение разнотипного оруденения.

Некоторые исследователи полагают, что субмеридиональные структуры планетарного масштаба существовали еще до заложения Средиземноморского геосинклинального пояса. Так, В.Е. Хаин отмечает, что Средиземноморский складчатый пояс, возникший на рубеже 1000–800 млн. лет, расчленил меридиональные горстоподобные структуры, протягивавшиеся из Африки в Скандинавию и Англию. Рассматриваемая часть этого пояса — геосинклинальная система Крыма — Кавказа — также "обрезает" субмеридиональные структуры Русской платформы, представлявшие собой, по мнению М.М. Константинова, зоны сочленения архея и протерозоя. В.И. Шевченко и И.А. Рязанов отмечают преобладание субмеридиональных направлений на схеме изолиний мощностей "базальтового" слоя на Кавказе; последний, по их предположениям, может соответствовать архейско-раннепротерозойскому комплексу пород. Ими делается вывод, что дорифейский комплекс пород не испытал существенной переработки и сохранил (хотя бы качественно) первичное распределение мощностей. Об этом же, по-видимому, свидетельствует и положение молодых грабенов и рифтовых зон Средиземноморья и Западной Европы на продолжении древних архейских разломов.

Поперечные структуры прослеживаются различными исследователями

в течение всей истории геосинклинального развития Кавказа, где они играют подчиненную роль, определяя поперечную зональность, а местами неоднородно-блоковый характер отдельных структурно-фациальных зон. Завершение альпийского геосинклинального этапа формирования Кавказа сопровождалось возникновением отчетливо выраженных поперечных структур (поднятия, системы складок и разрывов), пересекающих различные структурно-формационные зоны Кавказа.

Для изучавшейся автором территории Закавказья формирование поперечных структур определяется отмечавшейся многими исследователями перестройкой структурного плана развития региона, сопровождавшейся образованием начиная с палеогенового, а иногда и позднемиоценового времени, вулканогенных прогибов, располагающихся вкрест простирания складчатых нарушений герцинского фундамента. В дальнейшем, в миоценовый — плиоценовый и четвертичный периоды, возникла целая серия меридиональных разломов, унаследовавших, по-видимому, более древние эоценовые структуры и фиксирующихся цепочками вулканов, экструзий, некков и т. д. Являясь, в конечном счете, отражением глыбовых дислокаций герцинского фундамента, подобные структуры, представлявшие собой в эоцене горст-антиклинали и грабен-синклинали, в процессе развития сливались в протяженные, сложно построенные структурные элементы, в целом как бы пересекающие структурно-формационные зоны Закавказья.

Наибольшую роль в металлогении золота играет намеченная автором Зангезурская меридиональная зона разломов шириной 20—30 км (рис. 32), протягивающаяся вдоль одноименного хребта. Эта зона фиксируется: полосой разломов близмеридионального простирания; концентрацией позднеэоценовых интрузий, миоценовых — плиоценовых и четвертичных вулканических центров; поясами даек, субвулканических тел и интрузий олигоцена — плиоцена; распределение магнитных и гравиметрических аномалий.

Зангезурская зона разломов имеет как бы "клавишное" строение по простиранию. На юге она представлена горст-антиклинальным поднятием, центральную часть которого составляет Мегринский плутон. Погружаясь к северу, горст-антиклиналь скрывается под четвертичными лавами, причем участок намечаемый зоны характеризуется концентрацией вулканических центров. Еще севернее в строении зоны участвует Кельбаджарский эоценовый прогиб — грабен-синклиналь с серией меридиональных складок и разрывов.

Как установил П.Е. Епремян, близмеридиональные рудоконтролирующие разломы, прослеживаемые среди юрских и эоценовых вулканогенных пород, скрываются под плиоценовыми лавовыми покровами, причем на продолжении некоторых из них отмечаются цепочки четвертичных вулканов. На севере продолжение этих разломов совпадает с субмеридиональными структурами, выделенными автором при изучении Кельбаджарского и Басаргечарского районов. Имеются некоторые признаки древнего заложения этой зоны. Можно, в частности, отметить концентрацию гипербазитовых интрузий Севано-Акеринской зоны в "створе" Зангезурской зоны.

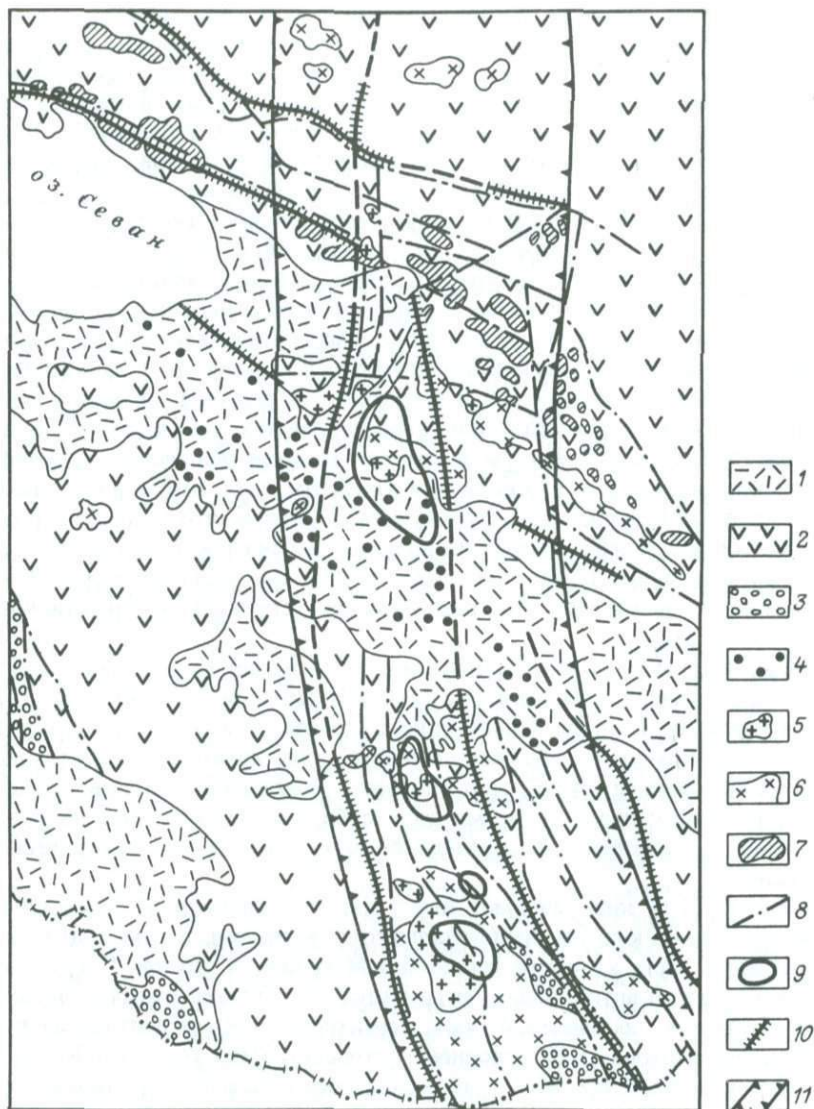


Рис. 32. Положение Зангезурской зоны в структурах Малого Кавказа.

1 – плиоцен-четвертичные лавовые покровы; 2 – юрско-меловые и палеогеновые вулканогенные комплексы; 3 – выходы палеозойского кристаллического фундамента; 4 – вулканические центры; 5 – олигоцен-миоценовые гранодиорит-порфировые интрузивы, дацит-липаритовые экструзивы и субвулканические дайки; 6 – эоценовые диориты и монзониты; 7 – тела серпентинизированных перидотитов; 8 – разломы; 9 – контуры отрицательных гравиметрических аномалий; 10 – гравиметрические ступени; 11 – контуры Зангезурской зоны

Еще севернее, в Белоканском районе Азербайджана, ряд поперечных разрывов и блоков, определявших распространение глинистых толщ юры, намечен на геологической карте К.Н. Паффенгольца; их существование подтверждено работами М.Б. Бородаевской, Н.К. Курбанова и др.

Таким образом, есть, по-видимому, основания предполагать значительную протяженность и древнее заложение намечаемой структуры. Последнее подтверждается распространением гравиметрических и магнитных аномалий. Так, по данным Т.А. Милай и др. [12], обобщивших гравиметрические данные по Зангезурскому району, отмечаемые на фоне общих положительных региональных гравиметрических аномалий Мисхано-Зангезурской зоны локальные отрицательные аномалии соответствуют положению "проторазломов" и корневых частей плутонов. Отрицательные аномалии Зангезурского района прослеживаются в виде меридиональной зоны, на продолжении которой находится отрицательная гравиметрическая аномалия Далидагского плутона. Таким образом, корневые части плутонов Зангезурской структуры приурочены к единой близмеридиональной зоне. Судя по параметрам гравитационной ступени, Зангезурская зона разломов падает на запад, имеет максимальную мощность 20 км и проникает внутрь земной коры на глубину до 12 км.

Важно также отметить наличие выходов палеозойских кристаллических сланцев на всем простирании выделенной поперечной структуры. Можно полагать, что Зангезурская зона представляла собой в раннем мезозое единую зону поднятий, расчлененную на блоки в последующие тектонические периоды.

Транскавказское поперечное поднятие, намеченное в 1948 г. Н.С. Шатским, а позднее детально обоснованное Е.Е. Милановским и В.Е. Хаиним, также, по-видимому, может быть отнесено к типу рудоконцентрирующих структур в понимании И.Н. Томсона и М.А. Фаворской. Если в Закавказье оно сложено преимущественно позднеорогенными плиоцен-четвертичными лавами, фиксируясь полосой молодых вулканов, то на северном Кавказе на его продолжении находится рудное поле Тырнауза.

Не менее интересны другие поперечные структуры, развитие которых ограничено пределами отдельных структурно-формационных зон. К их числу относится Казахский грабен-синклинальный прогиб, формирование которого началось в мелу и завершилось в эоцене.

Грабен-синклинальный прогиб расположен в пределах Самхето-Карабахской зоны, между Аллавердским и Шамхорским антиклинориями. Он выполнен верхнеюрскими, верхнемеловыми и эоценовыми эффузивно-осадочными толщами. Согласно А.Т. Асланяну, на юге прогиб имеет широтное простирание и отделен от структур расположенной юго-западнее тектонической зоны крупным флексурным нарушением, вдоль которого повсеместно наблюдается опрокидыванием южного крыла антиклинория на север. Эта широтная структура круто поворачивает на север-северо-восток и прослеживается в Куринскую депрессию, где, резко раскрываясь, переходит в моноклинал. На одном из участков борта синклинального прогиба осложнены разрывными нарушениями близмеридионального простирания со значительными амплитудами перемещений.

В Памбакском синклинии выделяется поперечная блоковая структура, намеченная В.Н. Котляром и Г.А. Синяняном; золоторудная минерализация в ее пределах ассоциирует с интрузиями повышенной щелочности и комплексом даек основного состава.

Крупными разломами территория Памбакского синклиния расчленена на ряд блоков, характеризующихся различным геологическим строением и разными типами оруденения. Г.А. Синянян выделяет западный, центральный и восточный блоки, граничащие по меридиональным разломам. Западному свойственно медно-молибденовое, центральному — золото-полиметаллическое, восточному — редкометальное оруденение.

В близких границах определяют боковую структуру района И.К. Волчанская, Р.Т. Джрбашян, Б.М. Меликсетян, О.А. Саркисян, М.А. Фаворская. Ими, наряду с геологическими материалами, использовались также результаты морфоструктурного изучения рельефа. Выделено большое число поперечных нарушений, причем высказано соображение о том, что скрытые глубинные нарушения, поперечные по отношению к господствующей складчатости, контролируют размещение значительных по масштабам рудных объектов только на тех участках, где они пересекают "металлоносные блоки".

В отличие от Г.А. Синяняна, объяснявшего различную минерализацию блоков уровнями эрозионного среза, автор считает, что важное значение имеют особенности проявления третичного магматизма в блоках, в частности, вероятно, взаимосвязаны концентрация даек сиенитов-порфиоров и лампрофиоров в центральном блоке и преобладающее развитие в нем золоторудной минерализации.

Здесь уместно также отметить, что крупные меридиональные структуры, по-видимому, играют значительную роль в размещении золоторудных районов Средиземноморского складчатого пояса в целом. Так, Транскавказское поперечное поднятие и Зангезурская структура простираются далеко за пределы Закавказья к югу, фиксируясь близмеридиональной цепочкой выступов докембрийского фундамента в пределах альпийской складчатой зоны. Зангезурская структура продолжается, возможно, еще южнее, в пределы Африканской платформы, где на простирании ее выделен ряд линейных и брахиантиклинальных поднятий. Интересно упомянуть, что эта область концентрирует крупнейшие нефтяные месторождения Персидского залива. Как следует из металлогенических построений Г.А. Твалчрелидзе, крупные меридиональные разломы ограничивают с запада и востока Паннонскую впадину, в бортах которой размещаются золоторудные районы. Н. Онческу, обобщивший материал по геологии Румынии, на палеотектонических картах выделяет близмеридиональную зону длительной эволюции в восточной части Карпат, определившую, по-видимому, восточный изгиб Карпатской дуги.

Существование этой структуры обосновано Д. Радулеску, который доказал, что к этой зоне приурочены выходы неогеновых базальтов в пределах Восточных Карпат, Румынии, а также в Мизийской платформе и на Балканах, на Болгарской территории, идентичных по составу и в то же время резко отличных от остальных продуктов неогенового вулканиз-

ма Румынии. Эта структура фиксируется также по гравиметрическим данным, устанавливающим разломы в фундаменте. В дополнение к наблюдениям Д. Радулеску можно отметить, что на простирации этой структуры в пределах Русской платформы происходит уступообразное погружение на запад Украинского щита.

Следует упомянуть, что и здесь, в пределах одной структуры, сконцентрированы крупные золото-рудные и нефтяные месторождения. Предположение о возможной связи эндогенных урановых и нефтяных месторождений было сделано А.Д. Шегловым, допускающим единство глубинных источников этих месторождений. По-видимому, обильный привнос углекислоты, фиксируемый в процессе окolorудных преобразований пород на золоторудных месторождениях и в газовой-жидких включениях жильных минералов, имеет глубинный источник и обусловлен выделением углекислоты при дегазации верхней мантии в соответствии с представлениями А.П. Виноградова.

Ф.И. Жуков и С.Н. Янев на основе анализа фаций пермских отложений Карпат выделяют зону палеозойских поднятий в центральной части Карпатской дуги. Большую роль в размещении золотого оруденения играют также субмеридиональные структуры меньшего масштаба. Так, на определяющее значение долгоживущих меридиональных разломов в размещении рудных полей обратили внимание М. Бемер и И. Штол для неовулканитов Центральной Словакии, а Стефан Ремус — для золоторудных месторождений Трансильвании.

Учитывая уже отмечавшуюся возможную унаследованность подобных структур от дорифейских разломов фундамента, вероятно их широкое развитие и золотоносность в сравнительно мало изученных областях Средиземноморского складчатого пояса. В связи с этим большой интерес представляет работа В.Е. Хаина, Я.Г. Каца и А.Г. Селицкого, описавших "Урало-Оманский линеамент", пересекающий в меридиональном направлении весь Средиземноморский складчатый пояс восточнее Каспийского моря. В.И. Макаров на основе дешифрирования космических снимков выделил протяженную близмеридиональную зону, названную им "Джизакской поперечной зоной флексурно-разрывных нарушений" в районе погружения юго-западного Тянь-Шаня и Голодной степи.

Возвращаясь к геотектонической позиции золоторудных районов Малого Кавказа, необходимо еще раз подчеркнуть, что она определяется сочетанием структурно-формационных зон и осложняющих их сквозных структур преимущественно близмеридионального простираения, проявленных в основном в виде поясов региональных разломов.

Вулканизму этих районов присуще широкое развитие дайковых поясов, субвулканических и субинтрузивных тел. Их размещение в значительной степени обусловлено разрывной тектоникой основания, а собственно вулканические постройки хотя и отмечаются, но нетипичны и невелики по масштабам.

Поэтому за основу систематики рудных полей этой группы районов выбраны такие их признаки, сочетания которых могут быть выявлены на среднемасштабных картах: поля концентрации даек и субвулканических тел и контролирующие их региональные разломы.

Рудные поля в каркасах даек и корневых частях субвулканов, расположенных на пересечениях региональных разломов

В областях дифференцированно-блокового строения развиты рудные поля в каркасах даек и корневых частях субвулканов, расположенных на пересечениях региональных разломов. Они представляют собой глубокие части вулканических сооружений, верхние части которых полностью эродированы, и на современном эрозионном срезе выражены как интрузивные штоки или узлы концентрации субвулканических тел и даек, размещение в которых в значительной степени предопределено структурным каркасом основания [30, 37].

Так, Р. Келлоу и Б. Уорли описали золоторудное поле Акупан на Филиппинах, приуроченное к штоку автомагматических брекчий, прорывающему кварцевые диориты и андезиты среднего миоцена (рис. 33). Основная структура района — антиклиналь или удлинённый купол близ-меридионального простирания с крутым западным и пологим восточным погружениями. Наиболее молодые — верхнемиоценовые — осадочные породы (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и известняки) в ядерной части структуры эродированы, и здесь выходят на поверхность прорывающие их кварцевые диориты, гранодиориты, субвулканические тела андезитовых порфиритов.

Шток, сложенный магматической брекчий, представляет собой тело размером примерно 1×2 км, с крутыми контактами, вытянутое в близ-меридиональном направлении. Брекчия состоит из крупных обломков диоритов и андезитов (до 1 м в поперечнике). Среди некоторых обломков установлены горнблендиты, слагающие в районе краевую часть диоритовой интрузии, которые вынесены с более глубоких уровней, чем интервал, вскрытый горными выработками. В центральной части штока обломки менее крупные, чем в краевой.

В цементе брекчии присутствуют обломки кварца и плагиоклаза диаметром около 0,5 мм, обломки дацитов и андезитовых порфиритов.

Вторичные изменения выражены развитием эпидота, хлорита, кальцита, ангидрита. Интересны находки, хотя и редкие, обломочных частиц древесного угля в горных выработках на глубине 650 м от современной поверхности. Предполагается, что эти частицы представляют собой обломки деревьев, которые попадали в древнее вулканическое жерло, ныне заполненное брекчий, и затягивались на глубину. Это обстоятельство, как и округлые формы обломков породы, позволяют предполагать существование в период заполнения жерла конвекционных газовых потоков, производивших перемещение и смещение материала по вертикали. В настоящее время на глубине в штоке установлены горячие минерализованные воды.

Рудные тела контролируются системой разрывов северо-восточного простирания и заключают продуктивную минерализацию в местах пересечения тела брекчии или в его экзоконтактовой полосе шириной 2—3 км. При широко развитой системе рудных жил основные запасы руд

сконцентрированы в минерализованных зонах дробления, локализованных в краевой части штока.

Минерализованные зоны брекчий содержат обломки андезита, диорита, более древней брекчий, осадочных пород, раннего жильного материала. Рудная минерализация цементирует обломки, образуя кварц-сульфидный штокверк. В пределах рудных жил обогащенные золотом участки ассоциируют обычно с вкрапленностью пирита в раннем мелкозернистом сером кварце, а в пределах брекчиевых зон видимое золото, а также его теллуриды (петцит, гессит, сульванит, калаверит и колорадоит) — с более поздним белым кварцем. Среди жильных минералов отмечаются также кальцит, ангидрит, родонит; спорадически присутствуют сульфиды — галенит, сфалерит, халькопирит.

К этому же типу мы относим рудное поле, представленное каркасом даек на пересечениях региональных разломов. Оно расположено в обрамлении эоценовой мульды, сложенной вулканогенно-осадочными толщами среднего состава. Как показало детальное структурное картирование, ее заложение определялось унаследованием продольных и поперечных структур нижнеальпийского яруса.

Структуры этого яруса характеризуются линейной складчатостью северо-западного простирания; антиклинальные складки с "веерным" расположением осевых плоскостей сильно сжаты, местами опрокинуты, ядерные части их особенно интенсивно дислоцированы, породы перемяты и раздроблены; синклиналильные складки более пологие, с широким размахом крыльев и меньшими углами падения. Складчатая структура осложнена системой продольных разломов сбросо-сдвигового и надвигового типов.

Другая особенность структур нижнеальпийского яруса, установленная автором при детальном картировании, состоит в том, что уже в раннемеловое время строение описываемого района было неоднородноблоковое, что предопределило в значительной мере положение "наложенных" структур последующих этапов.

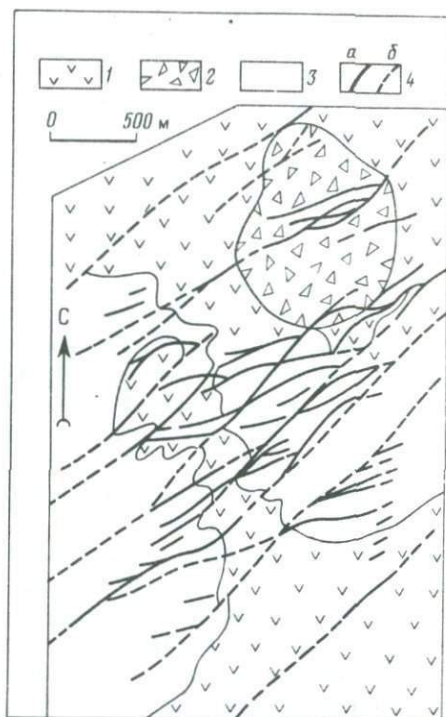


Рис. 33. План горизонта золото-теллуридо-вого месторождения Акупан, Филиппины, по Р. Келлоу и Б. Уорли.

1 — массивные (субвулканические) андезиты; 2 — трубообразное тело автомагматических брекчий андезитов; 3 — диориты; 4 — рудные тела: а — прослеженные, б — предполагаемые

Наличие определяющих блоковую структуру поперечных и продольных дислокаций находит проявление как в складчатых, так и в разрывных деформациях. Так, линейная складчатость, прослеживаемая в пределах отдельных блоков, приобретает сложный брахиформный характер на участках сочленения продольных и поперечных структур. Не менее характерны для раннемелового времени и близмеридиональные разрывы. Нужно отметить, что раннемеловые разломы, не подновленные в более молодые этапы, морфологически выражены нечетко — это узкие зоны смятия и расланцевания, часто залеченные телами серпентинитов, в которых тектонические деформации проявлены крайне неотчетливо, поэтому такие разломы легко могут быть пропущены. Помогает в этом случае морфология тех серпентинитов, которые очень чутко "реагируют" даже на небольшие поперечные разломы. Линейные тела серпентинитов маркируют здесь продольные разломы или четко выраженные меридиональные, а тела неправильной или изометричной формы — области поперечных структур.

Близмеридиональная поперечная структура протягивается вдоль хребта (рис. 34). Ее своеобразие состоит в том, что отдельные элементы поперечных разрывов, фиксируемые в различных структурных ярусах, как бы переходят один в другой по простиранию. Южная часть этой зоны прослежена в толще пород среднеэоценового возраста, где она представлена поясом даек липаритов и сиенит-диоритов позднего эоцена и серией сближенных разрывных нарушений, вдоль которых развиты гидротермально-измененные породы. К северу зона разломов выявлена в толще вулканогенно-осадочных пород плиоценового возраста, слагающих верхнеальпийский структурный ярус. В плиоцене вдоль этой зоны происходили экструзии лав андезитодацитового и андезитобазальтового состава.

Покровы мощностью от нескольких метров до десятков метров представлены лавами андезитодацитов, реже туфами и туфобрекчиями. Они широко развиты в центральной и южной частях района, залегание их в большинстве случаев горизонтальное или субгоризонтальное. В отдельных участках развита пологая мелкая складчатость.

Лавовые потоки в разрезе имеют зональное строение. Так, в потоке андезитовых порфиритов, залегающих в основании разреза миоценовых — плиоценовых отложений, выделяются нижняя, средняя и верхняя (шлаковая) зоны. Нижняя зона сложена серыми и розовато-серыми андезитовыми порфиритами с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Породы сильно пористы, особенно в основании потока. Поры небольшие (2—4 мм), удлиненной формы, вытянутые параллельно подошве потока. Так же ориентированы и микролиты плагиоклаза. По направлению к средней части потока количество пор заметно уменьшается, а форма их становится изометричной или округлой. В средней части потока наблюдаются серые плотные андезиты, в которых увеличивается количество вкрапленников роговой обманки. В верхней (шлаковой) зоне развиты сильнопористые разности. Количество пор достигает 30—40 % объема породы. Наряду с мелкими изометричными порами неправильных очертаний много крупных пор, размеры которых достигают

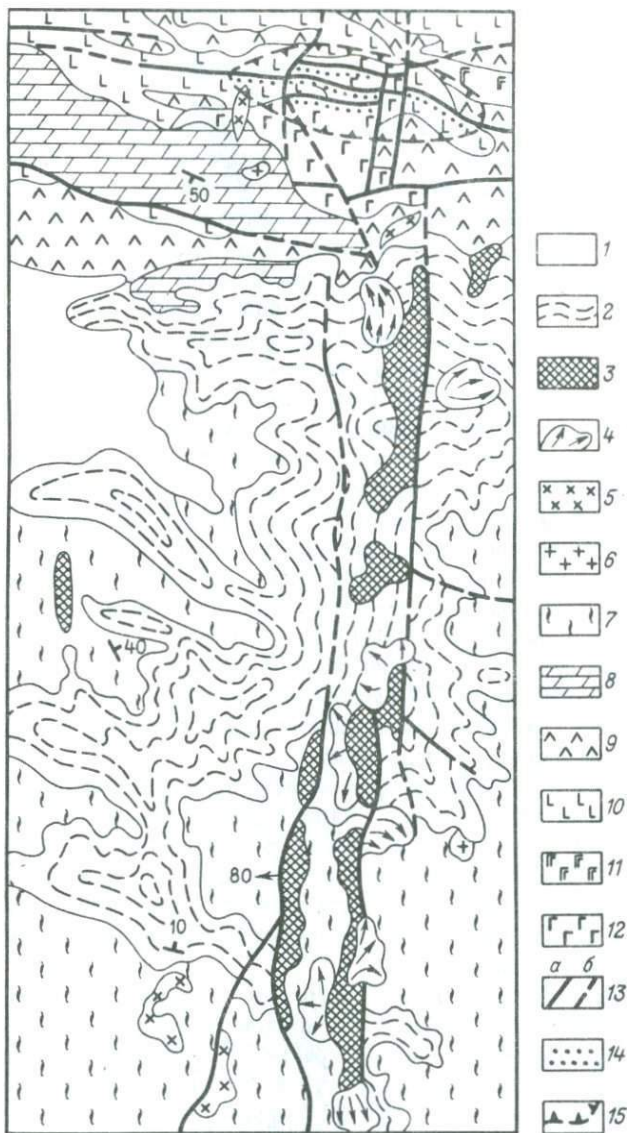


Рис. 34. Геолого-структурная схема рудного узла.

1 – четвертичные отложения; 2 – миоцен-плиоценовые покровы андезитодацитов; 3 – экструзии дацитов, андезитодацитов; 4 – потоки лав от экструзий; 5 – гранит-порфиры; 6 – сиенито-диориты; 7 – туфы и туфобрекчии эоценовые; 8 – мергели меловые; 9 – порфириты меловые; 10 – перидотиты; 11 – габбро-амфиболиты; 12 – габбро; 13 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые; 14 – золото-серебряная минерализация; 15 – контуры рудного поля

6—8 мм. Часть из них заполнена кальцитовым материалом. В самых верхних частях потока распространены поры овально-удлиненной формы, длинная ось которых вытянута вдоль флюиальности. В породе появляются прожилки белого кварца и кальцита.

Поверхности покровов слабо наклонены к западу от полосы развития экструзий, при этом вблизи контактов отмечается интенсивное смятие покровов в складки (вплоть до микроплойчатости). Поверхность покровов в этих местах наклонена к западу под углами 30—40°. В рельефе отдельные покровы образуют характерные выступы, благодаря чему они хорошо выделяются и дешифрируются на аэрофотоснимках. В покровах широко проявлена флюиальность, фиксируемая расположением микролитов, лейст и вкрапленников плагиоклаза, а также разноокрашенных тонких слоечков лавы. Субгоризонтальное залегание лавовых покровов подчеркивается также ориентированным расположением пор, особенно в нижних частях потоков. Иногда встречается тонкоплитчатая отдельность, параллельная флюиальности и пористости.

Экструзивные образования приурочены к широкой (до 1,5 км) полосе близмеридионального простирания и прослеживаются от южных границ района к северу вплоть до южного обрамления рудного поля.

В плане отдельные экструзии обычно вытянуты в меридиональном направлении, окончания их сглаженные или резко выклинивающиеся пиловидные. Коренные выходы пород экструзивной фации обычно имеют вид сложных пирамид, игл, обелисков и некков. Экструзии прорывают покровы, при этом в их контактовой зоне часто наблюдаются лавовые брекчии с обломками пород вмещающей толщи и самой экструзии, цементированных лавовым материалом; цвет лавовых брекчий бурый и красноватый, они несут следы обжига.

Экструзиям свойственна флюиальность, простирающаяся в близмеридиональном направлении. Характерно изменение углов падения флюиальности: в центральных частях экструзий они близки к 90°, а в крайних составляют 75—60°. Сходно проявлена плитчатая отдельность — субвертикальная в центральной части экструзий и расходящаяся "веером" к их краям. В крайних частях экструзий часто отмечается закручивание флюиальности и отдельности.

По составу экструзии близки покровам; отличаются они интенсивным развитием столбчатого апатита в основной массе породы и бурого биотита во вкрапленниках, а также крайне неравномерной степенью раскристаллизации породы в отдельных частях экструзии. Наиболее крупные тела имеют зональное строение: краевые части сложены лавобрекчиями или пористыми скрытокристаллическими лавами; далее к центру следуют черные стекловатые лавы плагиоклаз-биотитовых андезитодацитовых порфиринов, сменяющиеся в центральной части бурыми и светло-серыми липаритодацитовыми порфирами с большим количеством порфировидных выделений плагиоклаза, биотита и роговой обманки.

Генетически с экструзивными образованиями связаны крутопадающие потоки небольшой протяженности. В обнажениях иногда удается наблюдать непосредственные "переходы" от таких потоков к экструзиям.

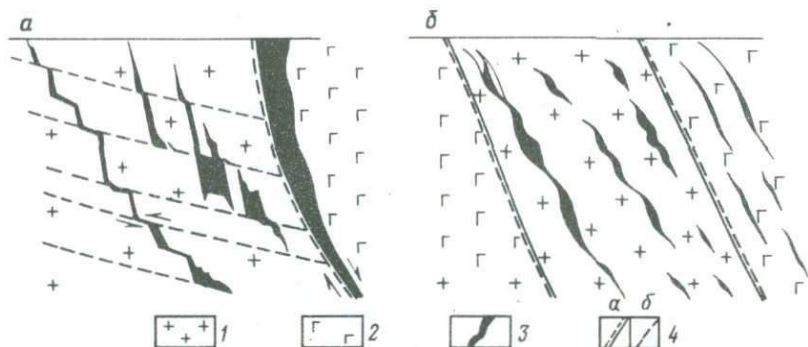


Рис. 35. Положение золото-полиметаллической минерализации в дайках кварцевых липарит-порфиров в случаях развития систем пологих (а) и крутых (б) сколов.

1 – кварцевые липарит-порфиры; 2 – габбро; 3 – золото-полиметаллическая минерализация; 4 – трещины скалывания: а – с глиной трения, б – с притертыми поверхностями

Флюидалность и отдельность в этих потоках ориентированы круто (углы падения $50-60^\circ$). На покровах собственно эффузивной фации они залегают с резким угловым несогласием. В месте примыкания потока к экструзии флюидалность часто имеет сложноплощатый характер. Экструзии располагаются как в пределах развития структур верхнеальпийского этажа, так и среди вулканогенно-осадочных толщ среднего эоцена, что при наличии в зоне даек и штоков позднеэоценовых сиенит-диоритов указывает на подновление этой зоны в позднеальпийский этап тектонической деятельности.

Два близпараллельных пояса экструзий, подчиненных меридиональной зоне разлома, как бы ограничивают удлиненный блок шириной 1,5–2 км, примыкающий с юга к рудному полю. На его территории зона разлома проявлена менее четко. Здесь, в поле развития габбро-перидотитов и эффузивно-осадочных отложений нижнего сенона наблюдаются небольшие близмеридиональные нарушения с сопутствующим дроблением и рассланцеванием пород. Отмечается также ряд даек липаритов позднеэоценового возраста. Некоторые косвенные признаки – меридиональные границы зон метаморфизма меловых эффузивов, границы габброидного массива, расположение ксенолитов нижнесенонских эффузивов в перидотитах – свидетельствуют о древнем заложении меридиональных структур.

Подавляющее большинство золоторудных тел месторождения размещается в пределах массива габбро, слагающего центральную часть месторождения, и локализуется в зонах гидротермально-измененных кварц-талик-карбонатных пород типа лиственитов; часть оруденения заключена в дайках кварцевых горфиров (рис. 35).

С корневыми частями вулканических аппаратов, представленных преимущественно штоками кварцевых диоритов и монцонит-порфиров, связан ряд серебро-свинцово-цинковых рудных полей Перу. Их позиция определяется приуроченностью к молодому (25–10 млн. лет) вулканическому

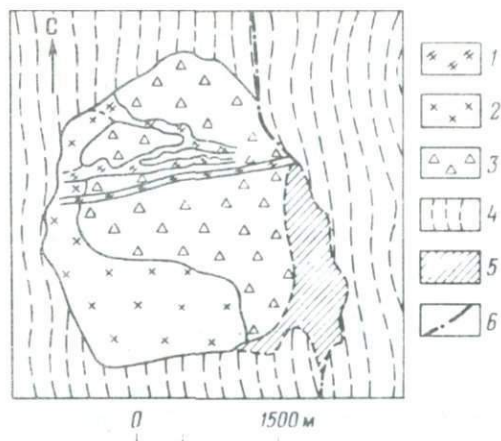


Рис. 36. Схема строения рудного поля Серро-де-Паско, Перу, по М. Зильберману и Д. Ноблу.

1 — дайки кварцевых латитов; 2 — субвулканическое тело кварцевых монзонит-порфиров; 3 — интрузивные агломераты; 4 — домиоценовые породы; 5 — кремнисто-пиритовое тело; 6 — дорудный разлом

цами, филлитами и кварцитами и перекрывающими их триас-юрскими породами [34]. Последние, представленные на месторождении тонко-слоистыми темными известняками и доломитами с тонкими пропластками сланцев, являются основными рудовмещающими породами. Вулканическое жерло несколько вытянуто в меридиональном направлении и имеет максимальный диаметр около 3 км (рис. 36).

Его размещение контролирует также близмеридиональный, осложняющий антиклиналь крупный продольный сброс, к которому тяготеет и рудная минерализация.

Наиболее ранние по возрасту породы жерла представлены эксплозивными англомератовыми брекчиями, сложенными угловатыми обломками боковых пород, стекла и кварцевых монзонитов. В западной и южной частях англомератовые брекчии интродуцированы породами, обычно называемыми "кварцевыми монзонит-порфирами Серро", сформировавшими серию ветвящихся и взаимопроницающих субвулканических тел. Это тонкозернистые породы с отчетливо выраженной флюидалностью, нередко субгоризонтальной. Последнее рассматривается как признак небольшого эрозийного среза [50]. Субвулканические тела пересечены серией дорудных даек кварцевых монзонит-порфиров, простирающихся в основном в субширотном направлении.

Гидротермальные растворы, активность которых связывается с завершением вулканизма, образовали месторождение, заключающее 100 млн. т пирита, 4 млн. т цинка, 2 млн. т свинца, около 1 млн. т меди, 10 тыс. т серебра, золото и висмут. Руда содержит 3,5 % свинца, 9 % цинка, 90 г/т

поясу, наложенному на складчатые мезозойские терригенно-карбонатные и палеозойские кристаллические комплексы.

Весьма отчетливо проявление локализация в пределах центральной части вулканического аппарата крупного серебро-полиметаллического месторождения Серро-де-Паско, расположенного на Андском плато в центральной части Перу на высоте 4300 м.

Рудные тела месторождения пространственно к генетически связаны с третичным (14—15 млн. лет) вулканическим жерлом, локализованным в ядерной части крупной антиклинали близмеридионального простирания, сложенной девонскими слан-

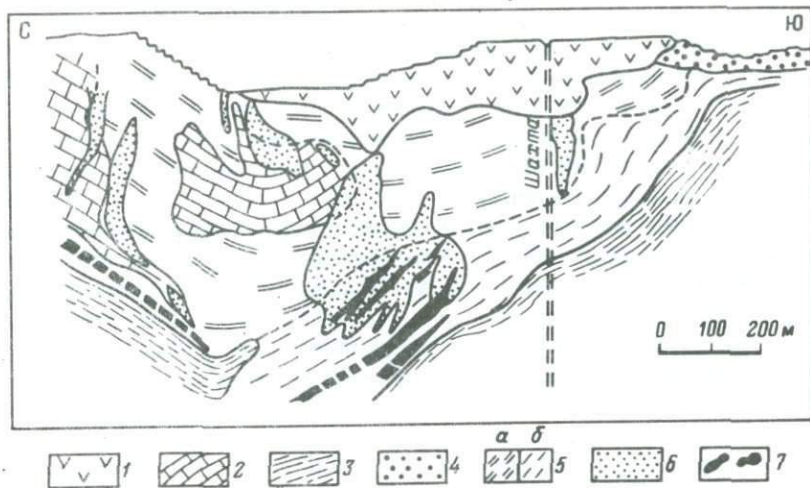


Рис. 37. Геологический разрез месторождения Серро-де-Паско, по М. Эйнауди.

1 – третичная вулканическая брекчия; 2 – юрско-триасовые известняки; 3 – девонские сланцы; 4 – окисленные руды; 5 – кварц-пиритовое тело, образовавшееся при замещении известняков (а) и сланцев (б); 6 – свинцово-цинковые руды; 7 – пирротиновые трубки

ребра и 1,5–2 г/т золота. С 1630 г. на месторождении добывается серебро, с 1900 г. медь, а в настоящее время разрабатываются комплексные свинцово-цинково-серебряные руды.

Наиболее ранним было формирование крутопадающих трубообразных массивных кварц-пиритовых тел в осадочных боковых породах (рис. 37). Протяженность их с севера на юг 1,8 км, мощность до 300 м. Ниже глубины 1800 м эти тела сужаются и следуют вдоль контакта девонских сланцевых толщ.

По кварц-пиритовым телам развиваются трубообразные тела замещения пирротинового состава, установленные от поверхности до глубины 2100 м (рис. 38). Свинцово-цинковые руды тесно связаны с пирротиновыми. Главная зона свинцово-цинковых руд проявлена как трубообразное тело сложной морфологии, сопровождающееся раздувами и пережимами, прослеживаемое от поверхности до глубины 1800 м, с осевой частью, маркируемой трубками пирротинового состава. Диаметр его корневой части, имеющей форму в плане близкую к овальной, увеличивается от 200 м на глубине 1600 м до 1000 м на глубине 1200 м. Выше 1200 м выделяются три обособленные зоны свинцово-цинковых руд, вытягивающиеся с севера на юг на 1,3 км (рис. 39). Их восточные и южные части преимущественно сформировались путем замещения известняков, а не ранних кварц-пиритовых тел.

Сложны эти руды пиритом, сфалеритом, а также кварцем с небольшим количеством пирротина, арсенопирита, марказита, теннантита, халькопирита, хлорита, серицита, сидерита и кальцита.

Медные (энаргитовые) и медно-серебряные (энаргит-теннантитовые) руды локализованы в крутопадающих жилах, в кварц-пиритовом теле и в крутопадающих трубках. Максимальная протяженность жил с севера на юг 500 м, мощность — от нескольких сантиметров до 2 м, прослежены они до глубины 2300 м (глубже, чем свинцово-цинковое рудное тело). Состав жил преимущественно пирит-энаргитовый с подчиненным количеством кварца, барита и эпидота.

По простиранию жил устанавливается минералогическая зональность, симметричная относительно контакта жерла и кварц-пиритового тела. Центральная энаргит-пиритовая зона с небольшим количеством теннантита, гипогенного ковеллина и борнита по латерали как в сторону центра жерла, так и в сторону центра кварц-пиритовой залежи сменяется теннантит-пирит-сфалеритовой с небольшим количеством галенита.

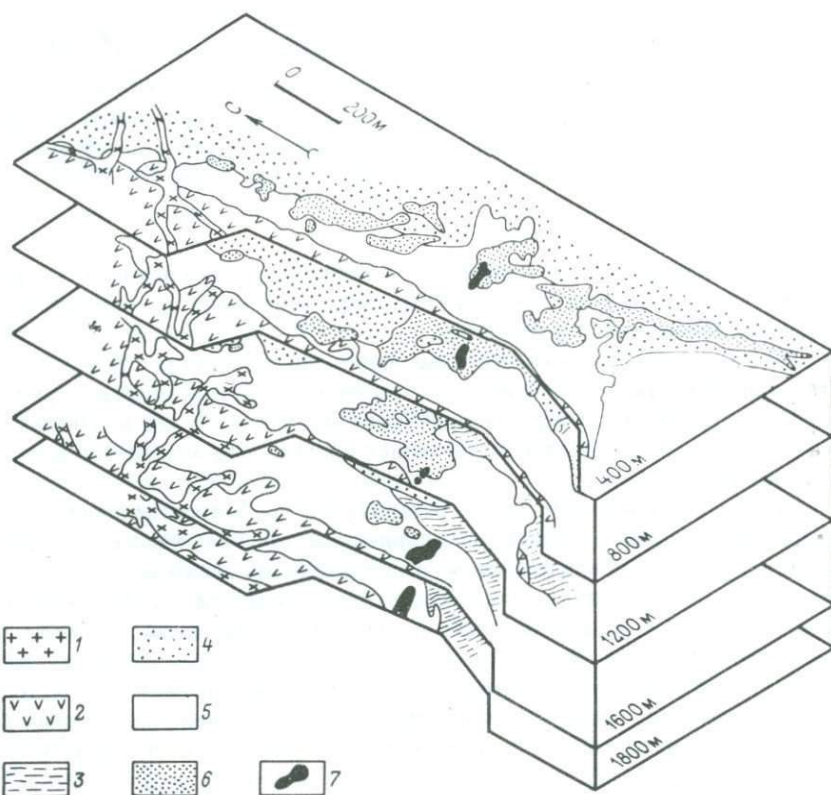


Рис. 38. Блок-диаграмма, иллюстрирующая пространственные соотношения различных минеральных типов оруденения месторождения Серро-де-Паско, по М. Эйнауди.

1 — дайки кварцевых монзонит-порфиров; 2 — третичные вулканиты; 3 — девонские сланцы; 4–7 — руды: 4 — окисленные, 5 — кварц-пиритовые, 6 — свинцово-цинковые, 7 — пиритовые

Зальбанды жил сопровождаются кварц-серицит-пиритовыми преобразованиями пород, которые около центральных частей жил — их энэргитопиритовых зон проявлены более интенсивно, а непосредственно у зальбандов жил сменяются алунит-диккит-кварцевой ассоциацией.

Этап завершения гидротермальной деятельности характеризуется частичным выщелачиванием сульфидов, образованием взрывчатых брекчий и цементацией их пирит-гематит-реальгаровым агрегатом с высокими концентрациями серебра, заключенного в грейтоните — $Pb_9As_4S_{15}$, баумгауерите — $Pb_4As_6S_{15}$, арамайоните — $Ag(Sb, Bi)S_2$, "восковом" сфалерите и галените. Развиваются также алунитовые гнезда в энэргит-пиритовых trubках.

В области Кайолма (Перу) верхнемеловые и палеогеновые вулканические породы формируют шток, внедрившийся в юрские песчаники. Начало магматической активности характеризуют экструзивные фации. Андезиты этих фаций представляют собой грубозернистые породы с ромбическим пироксеном, переходящие в южной краевой части в тонкозернистые андезиты с моноклинным пироксеном [49]. Центральная зона крупнозернистых андезитов интродуцирована небольшими штоками кварцевых монзонит-порфиров (рис. 40). После их внедрения по контракционным трещинам отложилась жильная гидротермальная минерализация, а в послерудное время произошли эффузии липарито-дацитов.

Петрографическое изучение позволяет определить уменьшение глубины становления пород от более глубинных грубозернистых андезитов с ромбическим пироксеном к андезитам с моноклинным пироксеном и далее к эффузиям липарито-дацитов. Различия в зональности плагиоклазов свидетельствуют о возрастании тектонической активности при образовании андезитов и липарито-дацитов с севера на юг, где находился эпицентр вулканического сооружения. Туда же падают тела и штоки кварцевых монзонитов. Интрузии кварцевых монзонит-порфиров и последующая минерализация приурочены только к центральной зоне.

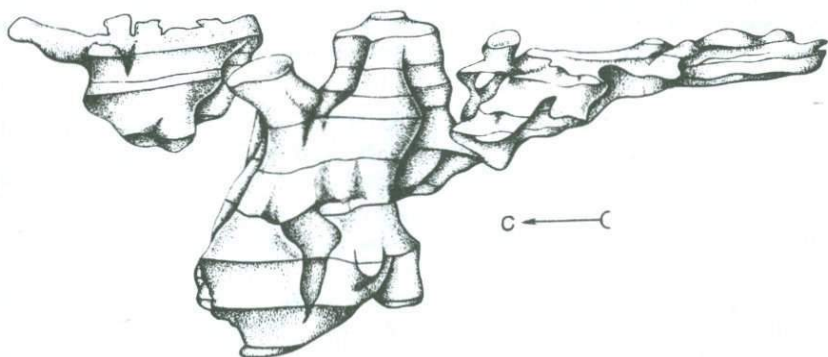


Рис. 39. Объемная фигура главного свинцово-цинкового рудного тела месторождения Серро-де-Паско, по М. Эйнаути

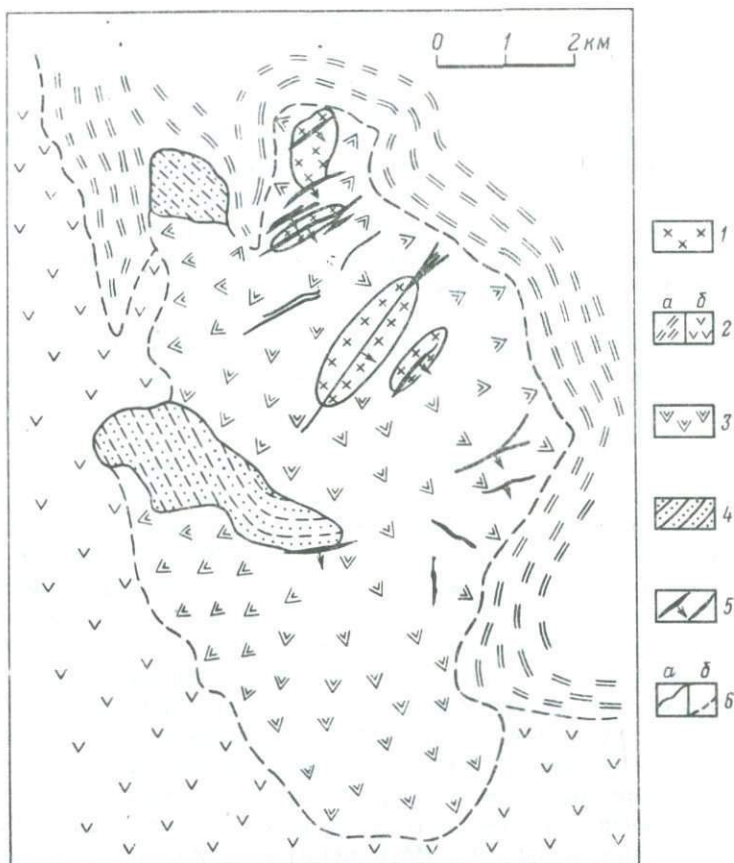


Рис. 40. Геологическая карта рудного поля Кайолма (Перу), по С. Зигфриду.

1–3 – третичный вулканический комплекс: 1 – штоки кварцевых монзонит-порфиров, 2 – покровы (а – липаритов, б – андезитов), 3 – субвулканические андезиты; 4 – юрские песчаники; 5 – рудные жилы; 6 – контакты пород: а – рвушие, б – фациальные

Жильные тела локализуются в трещинах скола и отрыва. Последние особенно важны для формирования бонанц. В юго-западной части месторождения развиты рудовмещающие зоны рассланцевания, а в северной – единичные трещины. Окварцевание, эпидотизация и серицитизация вмещающих пород распределены соответственно падению геозотерм с севера на юг.

Руды имеют серебрино-силикатных состав и содержат 50–60 % кварца, 25–20 % родонита, 25–20 % адуляра, 5 % пирита и 1–2 % других сульфидов. Рудоотложение происходило в три стадии. В первую образовались кварц, родонит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит; во вторую – кальцит и группа минералов серебра (серебро, фрейбергит,

штрмейерит, полибазит, стефанит, пираргирит, миаргирит и др.). В третью стадию при переотложении ранней минерализации и, частично, привносе новой сформировался комплекс свинцово-серебряно-сурьмяных сульфидов.

Петрографические исследования указывают на небольшую глубину магматического очага; гидротермальные рудоносные растворы рассматриваются как продукты дифференциации кальциево-щелочной магмы.

Интересно отметить необычное отложение руд этого месторождения на смене тектонического режима от сжатия к растяжению (появление послерудных эффузий липарито-дацитов) и предположение об очень неглубоком (700–1000 м) магматическом очаге (рис. 41), являвшемся одновременно и очагом накопления минерализованных флюидов.

Золото-серебряное месторождение Мильюачаки на севере Перу приурочено к вулканической зоне, в пределах которой развита пологозалегающая толща андезитов третичного возраста, с несогласием перекрывающая на севере рудного узла смятые в складки верхнемеловые и более древние осадочные породы, а на юге — краевую часть крупного гранитоидного плутона позднемелового возраста. Толща андезитов прорвана штоками кварцевых диоритов, возраст которых составляет 26 млн. лет; они трассируются вдоль всей вулканической зоны, определяя положение однотипных рудных полей [41]. К ним относится и описываемое рудное поле, где рудовмещающие андезиты на небольшой глубине (500–1000 м) подстилаются песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами мелового возраста.

Рудные тела месторождения представлены жилами, имеют преимущественно северо-восточное простирание, углы падения 45–90°. Рудовмещающие разломы — левосторонние сбросо-сдвиги; на их простирании отмечаются тектонические полости, контролирующие положение рудных столбов, и участки притертых поверхностей, выполненных тектонической глиной и брекчий боковых пород. Рудные столбы сложены в основном кварцем с подчиненным количеством сульфидов и других жильных минералов — барита, кальцита, родохрозита, гипса и флюорита. Широко

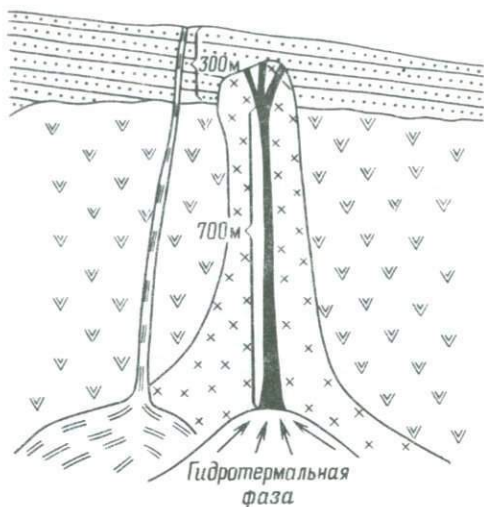


Рис. 41. Принципиальная схема рудообразования на месторождении Кайолма (Перу), по С. Зигфриду. Условные обозначения см. рис. 40. Стрелками показана предполагаемая область зарождения и движения рудоносных растворов

распространена кварцевая брекчия с обильными пустотами. Структура жил массивная или полосчатая. В массивных жилах сульфиды формируют линзы, гнезда и рассеянную вкрапленность, а в полосчатых — прожилки и вкрапленность. Послерудная тектоника проявлена незначительно.

Среди гидротермальных преобразований вмещающих пород отмечают аргиллизацию и пропилизацию. Аргиллизиты развиты в 1 м от контактов жил как в андезитах, так и в подстилающих их меловых сланцах и кварцито-глинистых породах. Пропилиты распространены гораздо шире; это агрегаты хлорита, эпидота, кальцита и в незначительной степени пирита. Количество сульфидов нигде не превышает 10 % жильного выполнения; представлены они преимущественно пиритом, марказитом и арсенопиритом. Рудные минералы — золото, сульфиды и сульфосоли серебра, меди, свинца и цинка. Золото достигает в "бонанцах" дил содержания 900—1500 г/т при среднем золото-серебряном отношении 1:100.

Рудная минерализация распространена в основном до глубины 400 м, изредка до 1000 м. В ее распределении устанавливается следующая вертикальная зональность: зона преимущественного развития пираргирита (пираргирит-полибазит-акантитовая); тетраэдритовая, затем галенит-сфалеритовая и сфалеритовая. Основные продуктивные зоны на месторождении — пираргиритовая и тетраэдритовая.

Телескопированный характер зональности предполагает быстрое выпадение вещества из растворов. Устанавливается, что ранние по времени выделения пирита и марказита переотлагались и замещались сфалеритом; сфалерит в свою очередь переотлагался и замещался галенитом, за ним следовал тетраэдрит. Сульфиды при формировании выполняли трещинные полости, а наличие пустот в местах отложения богатой серебряной минерализацией свидетельствует о наиболее позднем ее выделении.

Пираргиритовая зона резко сменяет по вертикали зону тетраэдрита и прорастана на современной эрозивной поверхности. Широко проявлены прорастания пираргирита, полибазита, акантита и пирита; марказит присутствует совместно с пиритом.

Особенно характерны наблюдавшиеся в пустотах жил крупные кристаллы сульфосолей серебра, прорастающие с октаэдрическим акантитом, что свидетельствует об их кристаллизации из термальных растворов.

Акантит интерпретируется как продукт изменения состояния первоначально образованного аргентита. Хотя изучение физико-химических параметров формирования серебряно-сурьмяно-сернистых систем указывает, что бонанцевые руды могут возникать как из гипогенных, так и из гипергенных систем, присутствие псевдоморфоз акантита по октаэдрам аргентита свидетельствует о гипогенном образовании акантита и прорастающих его сульфосолей серебра.

Тетраэдрит в ассоциации с меньшим количеством галенита и изредка с халькопиритом характеризует руды, расположенные ниже уровня бонанцевой пираргиритовой рудной зоны. Эти руды дают основную рудную добычу, а тетраэдрит является главным промышленным минералом серебра. Отношения серебра к меди в тетраэдрите изменяются от 60 до 4000 г/т серебра на 1 % меди; причины таких широких вариаций не установлены.

С глубиной тетраэдрит уступает место галениту, содержащему в среднем 30 г серебра на 1 % свинца. В галенитовой зоне в небольших количествах отмечается сфалерит. В сфалеритовой зоне галенит присутствует в подчиненных количествах, обособленно или в сростаниях со сфалеритом; увеличивается также количество сульфидов железа.

Схема вертикальной зональности сходна с той, которая была уже приведена для золоторудных месторождений Трансильвании: ранние минеральные ассоциации сменяются по восстанию более поздними и венчаются зоной бонанцевых руд.

В целом для рудных полей этого типа характерно: 1) наличие отчетливо выраженного узла концентрации даек, субвулканических или субинтрузивных тел, обычно контролируемого пересечениями региональных разломов; 2) незначительное проявление покровных фаций вулканитов, преобладание их субвулканических образований; 3) рудовмещающие разрывы, не имеющие значительной дорудной проработки и затухающие на небольшом расстоянии от магматического "фокуса" рудного поля.

Рудные поля в каркасах даек, контролируемых изгибами и ветвлениями региональных разломов

Рудные поля этого типа обычно распространены спорадически и являются в различных вулканических провинциях дополнением к ведущему структурному типу рудных полей.

В качестве примера может быть указано месторождение Колки (Перу), которое представлено серией кварцевых жил в толще третичных андезитов и их туфов (рис. 42). Вулканические породы слагают синклиналиную складку близмеридионального простирания с пологими ($15-20^\circ$) падениями крыльев; углы падения резко возрастают вблизи осложняющих складку продольных разломов. Последние концентрируются у южного замыкания синклинали, сходясь под острым углом. В области их сопряжения проявлена вторая, северо-восточная — система разрывов, служащая рудовмещающей для серии рудоносных жил. Наиболее крупная из них — Финляндия — при мощности 1–2,5 м прослежена на 1,5 км, по вертикали — на 480 м. Возраст оруденения 10 ± 5 млн. лет. Руды сформировались в результате выполнения открытых полостей и характеризуются крестификационными и друзовыми структурами.

Особенность месторождения, изучавшегося Р. Камиллом и Х. Омото, — многостадийное образование рудных тел. Выделяется семь стадий минерализации: молочно-белого кварца (с вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и тетраэдрита); кварц-мусковит-пиритовая (с каолинитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, аргентитом, тетраэдритом, круститом — пираргиритом, персеитом — полибазитом, электрумом, сидеритом); белого и аметистовидного кварца; галенит-сфалеритовая (с халькопиритом, тетраэдритом, кварцем и мусковитом); кварц-халькопирит-пиритовая (с тетраэдритом, сидеритом, галенитом, сфалеритом и мусковитом); галенит-сфалеритовая II; сфалерит-баритовая (с галенитом, сидеритом и киноварью). Длительность рудоотложения с повторением

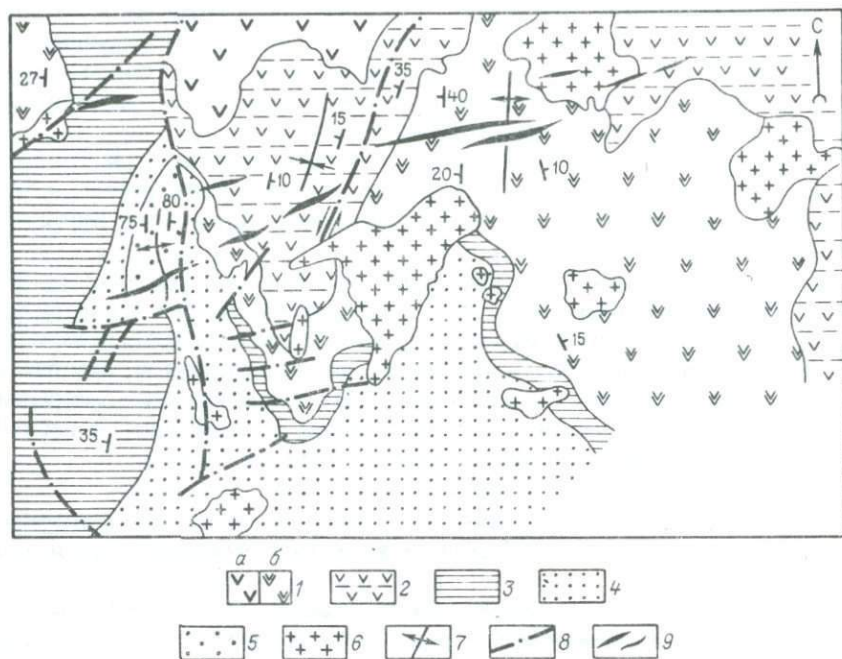


Рис. 42. Геологическая карта месторождения Колки, по Р. Камиллу и Х. Омото.

1 — потоки массивных андезитов и их туфы: а — верхний горизонт, б — нижний горизонт; 2 — тонкослоистые лавы андезитовых порфиров и дацитовых порфиров; 3 — базальты; туфы андезитов: 4 — слоистые литокластические, 5 — массивные кристаллокластические; 6 — штоки кварцевых норитов и диоритовых порфиров; 7 — оси складок; 8 — разломы; 9 — рудные жилы

сходных минеральных ассоциаций, вероятно, обусловлена длительностью становления рудовмещающих разрывов, контролирующих также и дорудные дайки андезитов.

С северо-востока на юго-запад по простиранию жил намечается зональность: наблюдается последовательная смена халькопиритовой минерализации свинцово-цинково-серебряной (с галенитом, серебро-содержащим тетраэдритом, родохрозитом, реальгаром и др.), а затем — киноварной.

К этому же типу может быть отнесено и небольшое месторождение Ятани, расположенное в центральной части Японии [40]. Рудовмещающие породы среднего миоцена представлены туфобрекчиями дацитов с прослоями песчаников и сланцев, прорванными экструзивными телами щелочных риолитов и андезитов. Жилы типа выполнения открытых полостей приурочены к участку, расположенному между двумя сопрягающимися под острым углом разломами и локализованы в трещинах оперения (рис. 43). Для жил характерны брекчиевые, кокардовые, крустификационнополосчатые текстуры, друзовые полости.

Интересная особенность — обособление свинцово-цинковой и золото-серебряной минерализации в отдельных жилах. В свинцово-цинковых

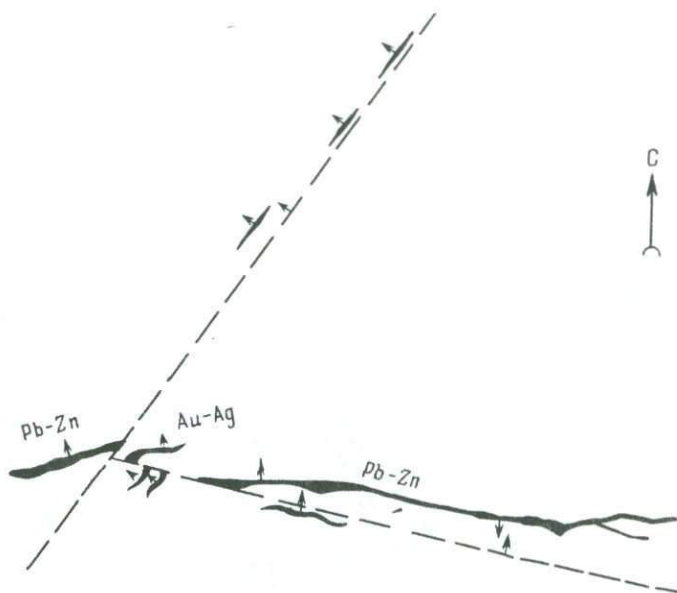


Рис. 43. Положение золото-серебряных и свинцово-цинковых рудных жил месторождения Ятани (Япония) на сопряжении разломов

жилах отмечается наличие полосчатых обособлений мономинеральных крупнозернистых агрегатов, в золото-серебряных — черных скрытозернистых полос сереброносных агрегатов сульфидов, чередующихся с полосами адуляра и кварца.

Основные минералы свинцово-цинковых жил следующие: сфалерит, галенит, халькопирит, пирротин, марказит, кварц, железистый хлорит, мусковит, адуляр, родонит, родохрозит; в небольших количествах присутствуют арсенопирит, станнин, электрум, аргентит. Черные сажистые прослои золото-серебряных жил содержат сфалерит, галенит, халькопирит, электрум, аргентит, пирит, кварц, адуляр, а в небольших количествах — касситерит, станнин, марказит, монтмориллонит, железистый хлорит и родохрозит.

Интересно, что в аргентите содержится около 10 % селена, не образующего, однако, самостоятельных минеральных соединений. Различия в минеральном составе жил, вероятно, обусловлены неравноценным проявлением в них отдельных стадий минерализации.

Наиболее отчетливо охарактеризовать этот тип может рудное поле, приуроченное к одному из изгибов регионального разлома (рис. 44).

Разлом сбросового типа имеет близмеридиональное простирание, осложненное плавными изгибами через 2,5–3 км; азимут простирания его изменяется от 330 до 20°. Падение разлома — восточное под углами 40–70°, мощность зоны разлома 20–200 м. Максимальная мощность и более пологие углы падения (40–50°) отмечаются в участках зоны с северо-западным простиранием; близмеридиональные отрезки разлома падают круче.

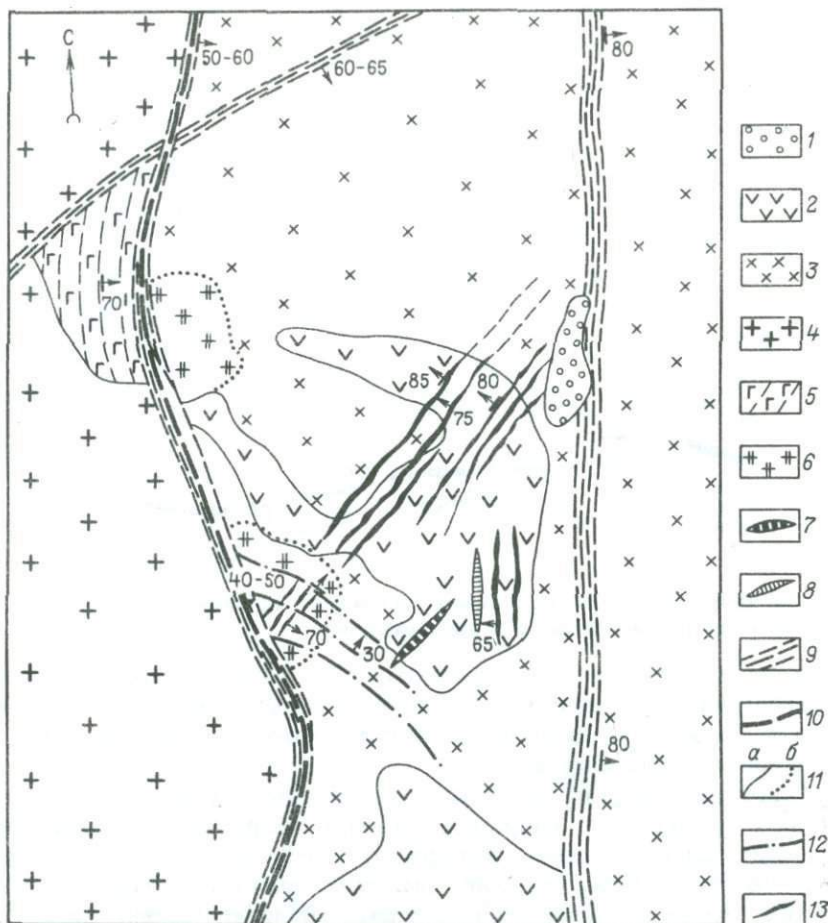


Рис. 44. Схема геологического строения рудного поля.

1 – конгломераты верхнего плиоцена; 2 – ксенолиты нижнеэоценовых андезитовых порфиров и их туфов; 3 – гранодиориты; 4 – диориты и сисенит-диориты; 5 – рассланцованное габбро; 6 – габбро-диориты; 7 – дайки лампрофиров; 8 – дайки гранодиорит-порфиров; 9 – зоны интенсивной трещиноватости; 10 – тектонические швы, выполненные милонитом; 11 – контакты пород: а – интрузивные, б – фациальные; 12 – мелкие разрывы; 13 – рудоносные зоны

Строение разлома сложное. В нем выделяются следующие зоны: интенсивной трещиноватости (ширина, от десятков метров до 150 м); брекчирования (до нескольких метров); милонитов (несколько метров), составляющая основной "швов" разлома. Разлом характеризуется древним заложением и длительной историей развития. Об этом свидетельствуют: интенсивное рассланцевание, следы пластического течения и перекристаллизации тел, сложенных породами наиболее ранней габбро-монцитовой фазы (в лежащем боку разлома); смена вкрест простирания

разлома разновозрастных интрузивных фаз; концентрация даек разнообразного состава; обильные прожилки кварца и вкрапленность пирита; наличие обломков гранодиоритов с кварц-пиритовыми прожилками, не выходящими за пределы обломков; приуроченность к нему позднеплиоценовых экструзий и минеральных источников (за пределы рудного поля).

Время заложения и развития разлома относится к этапу, начавшемуся после внедрения даек, генетически связанных с рудовмещающей гранодиоритовой интрузией, и полной консолидации последней.

За пределами плутона разлом на местности прослеживается только по косвенным признакам, однако ось минимума поля силы тяжести, связанного с плутоном, близко совпадающая с разломом в пределах плутона, протягивается, по данным Т.А. Милай и других исследователей, далеко на север. Разлом не может вызвать столь интенсивную аномалию, поэтому существует мнение, что относительный гравитационный минимум следует интерпретировать как фиксирующий корни плутона, приуроченного к единой зоне регионального "проторазлома", контролирувавшего внедрение интрузивных масс.

В современном виде разлом проявлен как сброс. Трещины скальвания, оперяющие его висячий бок, ориентированы полого, образуют тупой угол с направлением сброса, а трещины отрыва, выполненные кварцевыми жилами и дайками порфиритов, — круто, под острым углом к направлению смещения. Существование сбросовых перемещений подтверждается сохранением ксенолитов "ровли эоценовых порфиритов в его висячем боку.

К участкам разлома, имеющим северо-западное простирание, приурочены основные рудные поля и месторождения района, в их числе золоторудное (см. рис. 44), где оперяющие рудоносные разрывы тяготеют к ксенолиту эоценовых порфиритов. Таким образом, структурная позиция рудного поля и положение рудовмещающих разрывов определяются особенностями строения регионального послескладчатого разлома древнего заложения.

Рудное поле размещается среди позднеэоценовых гранодиоритов плутона, прорывающего толщу эоценовых порфиритов. Ксенолиты кровли последних наблюдаются в пределах месторождения. Месторождение представлено серией минерализованных зон дробления северо-восточного простирания.

Структура рудного поля обусловлена не только особенностями строения регионального разлома, но и элементами трещинной тектоники, связанной с внутренним строением массива, которые сконцентрировались в пределах рудного поля, возможно, благодаря сохранению в кровле плутона ксенолита эоценовых порфиритов. Региональный разлом и параллельная ему зона интенсивной трещиноватости, ограничивающие тектоническую рудоносную полосу, совпадают по простиранию с простиранием плутона, вытянутого в субмеридиональном направлении вдоль границы двух крупных структурных элементов структурно-формационной зоны — синклинория и брахиантиклинория.

Рудное поле характеризуется наличием систем трещин, выполненных разновозрастными дайковыми образованиями. Наблюдаются системы даек северо-восточного (аплиты, диоритовые порфириды, лампрофиры) и субмеридионального (диоритовые порфириды) простираний. Северо-западная система разрывов проявлена слабее и представлена немногочисленными дайками диабазовых порфиров.

Учитывая возрастные соотношения между дайками различного состава, можно предположить, что дайковый комплекс формировался в течение нескольких этапов деформаций. В течение первого этапа, отвечающего по времени внедрению даек диоритовых порфиров, проявились две системы трещин скола — субмеридиональная (падение на запад-северо-запад под углом 70°) и северо-восточная (падение на северо-запад под углами $80-85^\circ$). Этап внедрения даек диабазовых порфиров сопровождался образованием трещин северо-западного — субширотного простирания (падение северное — северо-восточное под углами $30-40^\circ$).

Дайки андезито-дацитов и лампрофиров развивались главным образом по заложенным в предыдущие этапы направлениям в разрывах северо-восточного простирания. Многократное подновление разрывов северо-восточного и субмеридионального направлений свидетельствует о том, что план деформации в течение нескольких этапов практически не изменился.

Унаследование основных направлений трещиноватости массива проявляется также в форме ограничений ксенолита порфиров, имеющего тектонические контакты с гранодиоритами; последние унаследуются рудоносными разрывами северо-восточного простирания (см. рис. 44). Рудные зоны месторождения развиваются в разрывах, опережающих северо-западный интервал разлома и использующих направления разрывных структур дорудных этапов деформации.

На месторождении наблюдается несколько направлений рудоносных разрывов: 1) северо-западное — близширотное (падение на северо-северо-восток под углами $30-45^\circ$); по этим разломам, которые унаследуют, по-видимому, структуры этапа внедрения даек диабазовых порфиров, распространены прожилки с вкрапленностью пирита, халькопирита и молибденита; 2) северо-восточное (азимуты простирания $30-50^\circ$), падение на северо-запад под углами $70-80^\circ$).

Крутопадающие рудоносные разрывы северо-восточного простирания в момент заложения представляли собой, вероятно, трещины отрыва. На месторождении, которое характеризуется более длительным периодом развития с неоднократным возобновлением перемещений типа сдвигов и взбросов по трещинам одних и тех же направлений, рудовмещающими структурами служат протяженные, разросшиеся в направлении к северу зоны дробления и расланцевания.

Отдельные интервалы рудных зон и жил смещены пологопадающими нарушениями субширотного — северо-западного простирания. Нарушения пологопадающей системы (азимуты падения $360-30^\circ$, углы падения $10-44^\circ$) представлены зонами брекчирования и смятия, сопровождаются обелением и слабой пиритизацией. В участках изгибов и расщепления

разрывов образуются линзовидные тела гидротермально-измененных милонитов.

Амплитуда смещения рудных зон по пологим нарушениям 3–4 м. Характер минерализации, наличие даек, а также подвороты рудной зоны в лежачем боку пологого нарушения позволяют предположить более древний возраст пологих нарушений. Эти нарушения по генезису, возможно, следует считать контракционными трещинами отслоения, параллельными поверхностями массива либо сопряженными с движениями по региональному разлому.

Рудоносные разрывы северо-восточного простирания с пологим падением на северо-запад, заключающие медную минерализацию, по-видимому, унаследуют частично ориентировку слоистости в ксенолите андезитовых порфиритов.

Широкое развитие на месторождении пологих дорудных разрывов, часть из которых имеет древнее заложение, позволяет поставить вопрос о возможности образования скрытых рудных тел, верхние части которых экранировались подобными нарушениями.

Достаточно определенно устанавливается положение рудовмещающих разрывов как новообразованных трещин оперения в висячем боку регионального послескладчатого разлома, а также избирательная приуроченность этих разрывов к границам ксенолита и другим элементам унаследованных структур — межформационным срывам, контактам даек и т. п.

Золоторудная минерализация приурочена к минерализованным сульфидными зонам смятия. В пределах последних наблюдаются обеленные карбонат-хлорит-серицит-кварцевые породы с вкрапленностью, гнездами и жилами, сложенными преимущественно кварцем, сфалеритом и халькопиритом, в меньшей мере пиритом, галенитом, блеклыми рудами.

Интервал рудной зоны с бедной сульфидной минерализацией (рис. 45) контролируется трещиной, выполненной черной пластичной глиной мощностью до 6 см. Она имеет северо-восточное (30°) простирание и падение на северо-запад (угол падения 70°). В висячем боку ее расположена серия субпараллельных трещин, выполненных маломощным слоем черной, серой или белой глины и расчленяющих породы на ряд пластин, в различной мере окварцованных, серицитизированных, карбонатизированных. В них развиваются прожилки белого и желтовато-белого кварца с вкрапленностью пирита, линзы и гнезда белого крупнокристаллического кварца, прожилковидные образования темно-серого мелкозернистого кварца с вкрапленностью арсенопирита и мелкими редкими гнездами тонкозернистого темно-коричневого сфалерита.

В интервале зоны с богатым сульфидным оруденением, совместно с которым отмечаются повышенные концентрации золота, присутствуют многочисленные жилы и прожилки, сложенные сульфидами. Он заключен между трещинами северо-восточного (50°) простирания с крутым (70 – 80°) падением на северо-запад. В краевых частях зоны наблюдаются прожилки кристаллического и тонкозернистого растертого пирита, а вдоль контакта висячего бока — прожилки карбоната.

Общим для этого типа рудных полей является отчетливая связь разрыв-

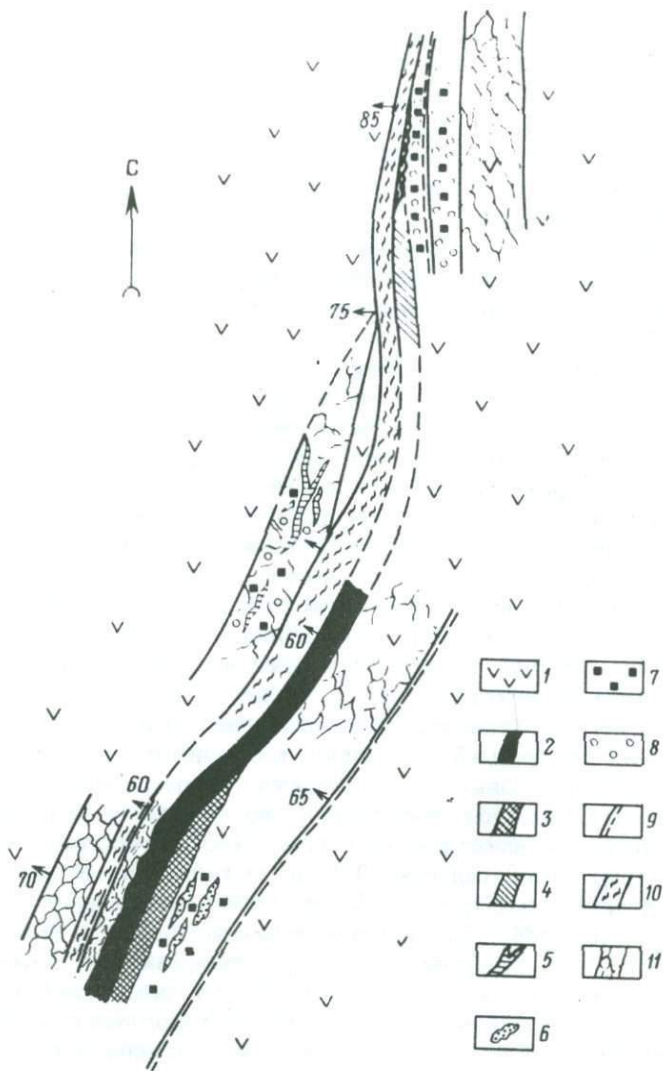


Рис. 45. Обогащенный участок в изгибе рудовмещающей трещины (фрагмент плана).

1 – андезитовые порфириды; 2 – сфалеритовый агрегат; 3 – галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовый агрегат с золотом; 4 – кварц с вкрапленностью тонкозернистого пирита; 5 – прожилки пирита; 6 – темно-серый кварц; 7 – рассеянная вкрапленность пирита; 8 – интенсивные кварц-серицит-карбонатные метасоматические изменения порфиридов; 9 – трещины с глиной трения; зоны: 10 – интенсивного смятия, 11 – дробления

вов, вмещающих маломощные минерализованные зоны дробления или жилы, с участками осложнения региональных разломов, выраженными их изгибами, ветвлениями, изменениями углов падения, увеличением их мощности и усложнением строения. Такие участки сопровождаются концентрацией даек, нередко нескольких фаз внедрения.

РУДНЫЕ ПОЛЯ ОБЛАСТЕЙ СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ ФУНДАМЕНТА С НЕЗНАЧИТЕЛЬНЫМ ПРОЯВЛЕНИЕМ ВУЛКАНИЗМА В НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИНАХ И КУПОЛАХ

Некоторые исследователи, например П.М. Хренов и А.А. Бухаров, рассматривают подобные области как крупные блоки внутри вулканических поясов. Можно, с другой стороны, рассматривать вулканические пояса как один из типов структур активизации, свойственных областям сводовых поднятий фундамента с незначительными проявлениями вулканизма в наложенных впадинах и куполах.

Некоторые рудные поля таких областей активизации (например, Балейское) полностью аналогичны таковым в мезо-кайнозойских вулканических поясах, другие обнаруживают только некоторые черты сходства. Поскольку выявление подобных рудных полей вполне возможно в некоторых слабоизученных районах вулканизма, представляется полезным провести их краткую характеристику (по литературным данным).

Рудные поля в системах крутопадающих разломов, ограничивающих наложенные грабены

Примером этого типа рудных полей является Балейское рудное поле в Забайкалье, известное по трудам Н.В. Петровской, Б.С. Бернштейна, М.Г. Андреевой, В.Г. Хомича, И.В. Елеевой, Ю.Г. Сафонова. Оно расположено в пределах Центрального блока грабена, который находится на крайнем юго-западе крупной тектонической впадины, в свою очередь приуроченной к лежащему юго-восточному крылу регионального разлома северо-восточного простирания. Расчленение впадины на систему горстов и грабенов обусловлено поперечными разломами северо-западного простирания, входящими в региональную тектоническую зону или субпараллельными ей.

Фундамент грабена сложен среднепалеозойскими гранитоидами и перекрывающими их средне-верхнеюрскими континентальными эффузивно-осадочными породами. Глубина залегания фундамента изменяется от нескольких десятков метров до тысячи метров. Грабен состоит из четырех крупных блоков, каждый из которых в мезо-кайнозойское время развивался автономно. Так, по данным И.В. Елеевой, Центральный блок, вмещающий золотое оруденение, судя по распространению эффузивно-осадочных толщ в фундаменте, в позднеюрское время был поднят. Синхронно с осадконакоплением этого времени происходили дифференциальные блоковые движения по разломам северо-западного простирания, чем обусловлено поднятие рудоносного блока. О характере этих движений и общих усло-

виях тектогенеза, предшествовавшего процессу гидротермального рудообразования, свидетельствуют сейсмогенная "глыбовая" толща, широко развитые текстуры взмучивания, взламывания, оползания и нептунические дайки, формирование которых, по мнению И.В. Елеевой, также связано с высокой сейсмической активностью грабена.

Локализация большинства рудных тел в приповерхностных частях разрезов рудовмещающих толщ, помимо благоприятных литологических особенностей, определяется, очевидно, их значительной сейсмотектонической подготовленностью. О практически непрерывных тектонических движениях, сопровождающих рудный процесс в раннемеловое время, свидетельствуют морфология многочисленных интратрудных брекчий, встречающихся в рудных телах, синхронное начальным этапам оруденения образование крупновалунных конгломератов и брекчий. В пределах рудных зон известны стволые жилы, отходящие со стороны их всячих боков апофизы и участки прожилкового окварцевания. Изменение продуктивной золото-блеклорудно-пираргиритовой ассоциации по вертикали выражено в уменьшении с глубиной и по восстанию количества адуляра, каолинита, сульфосолей, теллуридов и золота. С глубиной также повышается относительная роль серебра, возрастает относительное количество халькопирита и пирита, постепенно исчезают другие рудные минералы. Кроме того, на глубоких горизонтах уменьшается развитие в рудных жилах кварца, тонкополосчатой и тонкопластинчатой текстуры, появляются массивные и гребенчатые разности.

На разных уровнях меняются и количественные соотношения минеральных ассоциаций: допродуктивные развиты по всей вскрытой глубине стволых жил, продуктивные концентрируются в основном на средних горизонтах, послепродуктивные распространены по всем жилам в виде отдельных пятен, но роль поздней кварц-арсенопиритовой ассоциации возрастает с глубиной, а поздней кварц-антимонитовой — в верхних частях рудных тел.

Приведенные данные позволили М.Г. Андреевой сделать вывод о том, что в пределах рудного поля проявлена сложная комплексная зональность, особенности которой могут служить дополнительным минералогическим критерием для оценки глубины вскрытия рудных тел и эрозионного среза периферийных участков.

Рудные поля в системах надвигов и пологих зон дробления, осложняющих наложенные впадины и купола

Оруденение, контролируемое пологими складчатыми и разрывными структурами, обычно в той или иной степени стратифицировано, а нередко рудные тела имеют характер субпластовых залежей.

К этому типу можно отнести золото-серебряное месторождение Пуэбло Вьехо в Доминиканской Республике [36, 48]. Оно обрабатывается с 1975 г. одним из крупнейших золоторудных карьеров; ежедневная производительность до 7,15 т. Запасы руд при бортовом содержании золота 1,4 г/т около 27 млн. т; содержание в них золота 4,23 г/т, серебра 21,6 г/т.

Месторождение приурочено к верхней части раннемеловой вулканогенной формации Лос Ранчос, одной из составляющих Центральных Кордильер. Западнее обнаруживаются породы пояса метаморфизованных морских базальтов и серицитовых сланцев, разделяемых зоной серпентинизированных перидотитов. Период регионального метаморфизма этих пород (125 млн. лет) совпадает со становлением рудоносной вулканогенной формации Лос Ранчос, фиксирующей возникновение Великой Антильской островной дуги.

Породы формации погружаются под углом около 25° на юго-запад; ее мощность 1500 м. Нижние члены формации представлены агломератами, конгломератами, туфами и вулканокластами. Выше они сменяются спилитами, вулканокластическими осадками за счет спилитов, тонкозернистыми осадками, содержащими карбонатный материал. Мощные толщи массивных и агломератовых спилитов, широко проявленных на западе и севере района, в пределах рудного поля отсутствуют, что может служить обоснованием существования длительно развивавшейся положительной структуры.

Верхняя — рудовмещающая — часть формации сформировалась в пределах небольшого прогиба. На юге край этого бассейна перекрыт более молодыми породами — нижнемеловыми известняками с пропластками кристаллотуфов, а с севера, востока и запада маркируется горизонтом конгломератов (рис. 46). Эти конгломераты переслаиваются со спилитами и вулканокластами, подстилаясь карбонатными пропластками, типичными для всего разреза формации.

Выше залегают тонкослоистые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с известняками. Песчаники перекрыты известняками мощностью до 120 м, тонко- и грубослоистыми, с прослоями сланцев, заключающими массивные линзы пирита мощностью до 10 м. В толще известняков выделяется дугообразное тело агломератов кварцевых порфиров, возможно фиксирующих корневую часть вулканической структуры. Оно окружено мелководными фациями осадков с растительными остатками. Интрузивные породы района представлены небольшими штоками диоритов, сопровождающихся скарново-железородной минерализацией в известняках.

Структура рудного поля представляет собой моноклираль, погружающуюся на юго-восток и осложненную антиклиналью близмеридионального простирания с пологими крыльями. Серия продольных сбросов, пересекающих антиклинальную структуру, сопровождается дроблением, перекристаллизацией и рассланцеванием вмещающих пород.

Минерализация и гидротермальные преобразования вмещающих пород рассматриваются как результат деятельности поствулканических гидротерм, завершающих становление формации Лос Ранчос. Продукты этих процессов формируют серии сближенных непротяженных жил, отрабатываемых в совокупности как грибообразные или воронкообразные тела, расширяющиеся в известняковой толще. В верхних частях разреза широко развиты системы мелких жил и послойная минерализация.

Из сульфидов наибольшим распространением пользуется рассеянный пирит. Сфалерит обнаружен в некоторых прослоях песчаника в нижней

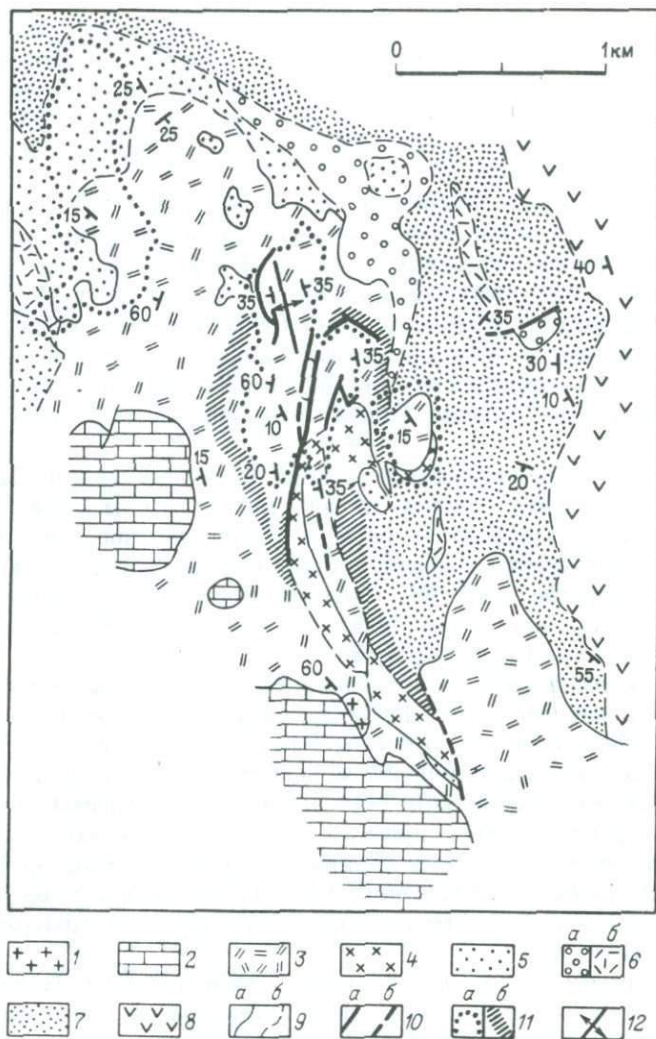


Рис. 46. Геологическая карта месторождения Пуэбло Вьехо, по Н. Расселу и др.

1 - эоценовые диориты; 2 - послерудная известняковая толща; 3-8 - рудовмещающая формация Лос Ранчос: 3 - известковистая толща, 4 - агломераты кварцевых порфиров, 5 - конгломераты, 6 - спилиты (а - агломератовидные, б - массивные), 7 - чередование спилитов, вулканокластов и сланцев, 8 - чередование агломератов, конгломератов и туфов; 9 - геологические границы: а - прослеженные, б - предполагаемые; 10 - разломы: а - прослеженные, б - предполагаемые; 11 - выходы руд: а - окисленных, б - сульфидных; 12 - оси складок

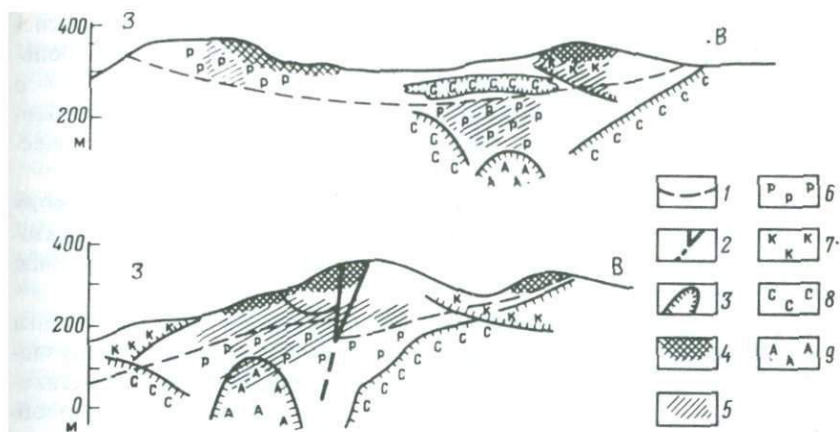


Рис. 47. Строение и состав воронкообразных рудных тел на месторождении Пузбло Выхо (геологические разрезы).

1 – подошва горизонта рудовмещающих известняков; 2 – разломы; 3 – границы распространения отдельных вторичных минералов в измененных породах; 4 – окисленные руды; 5 – сульфидные руды; 6–9 – области развития: 6 – пиррофиллита, 7 – каолинита, 8 – кальцита, 9 – алунита

части карбонатной толщи. Золото и серебро в рассеянной сульфидной минерализации не устанавливаются, исключая участки, примыкающие к жилам. Слои сульфидной (пиритной) минерализации имеют мощность 0,01–2 см и часто содержат в разных соотношениях глинистый и карбонатный материал.

Жильная минерализация максимально проявлена в толще известняков, мощность отдельных жил достигает 10 см. Падение их близвертикальное, характерно быстрое выклинивание с глубиной и резкие изменения мощности по простиранию. Объектами современной обработки служат пояса таких жил, окисленных с поверхности. Жилы имеют полосчатые текстуры, отдельные полоски сложены кварцем, пиритом и сфалеритом, а центральные пустотки выполнены кварцем, баритом и пиррофиллитом. Среди редких минералов встречены теннантит–тетраэдрит и галенит; электронной микроскопией в пирите, сфалерите и энаргите установлены мелкие (0,5–10 мкм) включения аргентита, электрума, геокронита, иорданита, антимонита, теллуридов золота, золота – серебра и меди. Очень мелкое (100 мкм и менее) самородное золото обнаружено при изучении окисленных руд.

Наблюдается четкая положительная корреляция между содержаниями золота и цинка в верхней части минерализованной зоны. Отношение Au к Ag в среднем 1:5, с глубиной постепенно уменьшается. Нижняя часть минерализованных тел сложена алунитом и диаспором, а для верхних частей характерен пиррофиллит (рис. 47). В верхних частях проявлено окварцевание, развит гипогенный каолинит.

Изучение жидких включений показывает, что рудоносные растворы были очень разбавленными. Устойчивость пиррофиллита свидетельствует,

что минимальная температура гидротермальной системы могла составлять 260 °С. При изотопных исследованиях установлено, что большая часть серы поступала из морской воды, а стронций и рубидий — с породами вулканической формации Лос Ранчос (генерированных глубинным подкоровым источником либо, что не менее обоснованно, непосредственно глубинным очагом).

Формирование свит рудоносных жил исследователи этого месторождения рассматривают как результат гидролитического трещинообразования в карбонатной толще под воздействием расположенной на глубине геотермальной системы.

Структура месторождений этого типа подробно изучена и описана А.И. Казариновым. Месторождения парагенетически связаны с интрузивными комплексами периода мезозойской тектоно-магматической активизации — дайками и субпластовыми телами сиенит-порфиров в валообразных перегибах платформенного чехла. Оруденение локализуется в кристаллических породах архея и нижнего кембрия или на контакте докембрийских известняков и нижнеюрских песчаников.

Оруденению глубоких частей разреза свойственны два морфологических типа рудных тел: крутопадающие жилы и горизонтальные метасоматические залежи. В породах мезозойских интрузий жилы имеют простые формы, в кембрийской толще они образуют раздувы и апофизы, отходящие под прямым углом. В архейских гранитах и гнейсах жилы разветвляются на сеть прожилков. Рудные залежи представляют собой пластообразные тела, ориентированные горизонтально, согласно со слоистостью вмещающих пород. Нередко залежи многоярусны.

Оруденение верхних частей разреза приурочено к областям стратиграфического контакта кембрийских и юрских отложений и развито по базальным слоям нижней юры, сложенным кремнисто-калийшатовыми породами брекчиевой и неправильно-слоистой текстуры с отпечатками флоры, аналогичными таковым во вмещающих аркозовых песчаниках. Выделяется продуктивный горизонт, вмещающий все рудные залежи, не распространяющиеся более чем на 10 м выше нижней границы перегибающей толщи.

Рудные залежи в плане имеют лентообразную с раздувами и перегибами форму с сильно извилистыми, а в отдельных участках довольно прямолинейными краями. Это плотные, существенно кварцевые гидротермально-метасоматические образования — кварцевые метасоматиты — с незначительным количеством сульфидов, в основном пирита. Локализируются рудные залежи в пределах зон ограниченной ширины, расположенных главным образом вдоль даек и обычно вытянутых параллельно последним. Мощность залежей изменяется в широких пределах, что обусловлено проседанием пород при площадном развитии послерудного карста.

Структуры рудных полей определяются различными соотношениями следующих элементов: мощностью кембрийской толщи, интенсивностью проявления пластовых интрузий и даек, наличием интрузивных штоков и лакколитов.

К аналогичному структурному типу следует отнести стратиформное месторождение тонкодисперсного золота Карлин в шт. Невада (США), описанное Д.М. Хаусеном и П.Ф. Керром [23]. Структура района интерпретируется как зона регионального надвига карбонового возраста, по которому известковая свита надвинута на глинисто-доломитовую. Непосредственный поисковый признак — наличие "окон" рудовмещающей толщи в надвинутом блоке. Оруденение предположительно мелового возраста парагенетически связывается с интрузивами кварцевых диоритов. Месторождение приурочено к "структурно ослабленной" зоне северо-западного простирания. Месторождение представлено неправильными пластовыми стратиформными телами минерализованных пород. В плане рудная залежь вытянута в северо-восточном направлении — по простиранию пластов вмещающих пород; в ее пределах выделяются отдельные обогащенные участки — рудные тела.

Наряду с региональным надвигом известен ряд крутопадающих более молодых разломов, смещающих надвиг, к которым приурочены дайки кварцевых порфиров и баритовые жилы. Дайки и вмещающие породы вдоль разлома интенсивно изменены. Крупные рудные концентрации расположены в непосредственной близости от разломов северо-западного простирания. Рудовмещающая формация сложена чередующимися глинистыми алевролитами, доломитами и пластовыми халцедоновидными телами переменного состава. Относительно повышенные содержания золота отмечаются иногда в глинистых алевролитах, а обычно оно рассеяно во всех окварцованных породах. Состав рудовмещающих пород фашиально изменяется от глинистых и доломитовых алевролитов до доломитов, сопровождающихся окремнением и большим количеством углистого материала. Мощность залежей варьирует от первых метров до 30 м.

Характерно широкое распространение тонкодисперсного золота. Размеры частиц субмикроскопического коллоидального золота изменяются от 0,0006 до 0,0075 мкм. Золото такого размера составляет ориентировочно половину запасов месторождения. Быстрая растворимость золота в цианистых растворах также указывает на широкое распространение тонкодисперсного золота в породах повышенной проницаемости.

Р. Робертс доказал, что золоторудные месторождения "стратиформного" типа занимают определенное, отчасти промежуточное положение между типично близповерхностными жилами в третичных вулканитах, с одной стороны, и среднеглубинными месторождениями замещения золото-полиметаллического и золото-редкометалльного типа — с другой [47].

Проблема выявления стратиформных месторождений золота и серебра в основании вулканических поясов, особенно с тонкодисперсным золотом, не дающим шлиховых ореолов, — одна из интереснейших и перспективных.

Месторождения этого типа представляют интерес как новые объекты промышленной переработки в недалеком будущем.

В связи с этим надо отметить открытые в Мексике стратиформные

залежи массивных сербросодержащих сульфидных руд рудного поля Кампо-Морадо (шт. Герреро), описанного Дж. Лорингси. Рудное поле включает четыре месторождения (Реформа, Наранхо, Ла Луча и Суриана) и ряд рудопроявлений. Запасы месторождений составляют несколько миллионов тонн руды со средними содержаниями: Zn 3,12 %, Pb 1,07 %, Cu 0,68 %, Ag 111,8 г/т; Au 1,2 г/т.

Сульфидные тела состоят преимущественно из пирита с варьирующими количествами сфалерита, халькопирита, галенита, тетраэдрита, арсенипирита, марказита и пирротина в убывающей последовательности. Кварц присутствует в двух формах: серый криптокристаллический в тонких прослойках с сульфидами и белый кристаллический в прожилках, секущих послойные выделения.

Часть содержащегося в рудах золота и серебра находится в виде тонкорассеянного в пирите электрума. Наиболее крупные из обнаруженных включений золотин имеют диаметр около 2 мкм. Большая часть серебра заключена в тетраэдрите (фрейбергит), образующем тонкие сростания с другими сульфидами.

Электронные микропробные определения показали, что в тетраэдрите содержится от 15 до 20 % серебра. Тетраэдрит обогащен также медью. Включения самородного золотистого серебра были определены в полированных сечениях электронным сканированием. Серебро не обнаружено в галените. В пирите найдены микровключения сульфидов олова. При анализе соотношений компонентов руд установлено, что золото, серебро, а также свинец и цинк накапливаются в нижних, а медь — в верхних частях рудных тел.

Рудные тела имеют линзовидную и пластовую форму и залегают согласно со слоистостью в толще мелководных вулканогенно-осадочных отложений раннемелового возраста. Рудовмещающая толща смята в складки. Выделяются конседиментационные подобные складки, затухающие с глубиной, и поздние концентрические. В пределах месторождения породы опрокинуты на юго-запад под углами 10–75°. Разрывы представлены пострудными сбросами с амплитудами до нескольких десятков метров. Наблюдается отчетливая приуроченность оруденения к лахаровым брекчиям. В реконструированном рудовмещающем разрезе выделяются (снизу вверх): 1) липаритовые порфиры и пепловые туфы; 2) сланцы, граувакки; 3) кварц-серицит-хлоритовые породы; 4) лахаровые брекчии; 5) массивные сплошные сульфидные руды; 6) сланцы, граувакки, туфы липаритов; 7) липаритовые порфиры и пепловые туфы. Руды формировались как в тесной ассоциации с липаритовым вулканизмом, так и на удалении от палеовулканов осадочным способом. Условия рудоотложения менялись от субмаринных до субаэральных.

Недавно выявлено также стратиформное месторождение Реаль-де-Анхалес (Мексика), которое сложено оруденелыми верхнемеловыми песчаниками, содержащими в виде вкрапленников сереброносный галенит, сфалерит, халькопирит и тетраэдрит. На месторождении среди осадочных пород встречаются небольшие рудные прожилки, а иногда жилы. Характер рудной залежи размером 500×500 м пластовый; содержание металлов в рудах; серебра 77,7 г/т, свинца 1 % и цинка 1 %.

На месторождении планируется приступить к открытым разработкам с добычей 3,5 млн. т руды в год. Общие запасы руды составляют 58,8 млн. т. Предполагается, что ежегодно будет добываться 218 т серебра, заключенного в свинцовом концентрате, а также 31 тыс. т свинца, 26 тыс. т цинка и 415 т кадмия.

Т. Ловеринг с соавторами описали вкрапленность, прожилки и неправильные залежи золотоносного пирита, сидерита, сфалерита и серебряносного галенита в районе Гилмен (шт. Колорадо, США) в палеозойских пластах песчаников; пирит сопровождается теллуридами. Формирование пластовых залежей связывается с третичной эпохой; происходило оно синхронно с образованием вулканических областей и золото-серебряных руд верхнего структурного яруса [44].

В том же регионе в базальных горизонтах конгломератов, подстилающих крупные третичные кальдеры оседания, заключены метасоматические рудные залежи, сложенные сфалеритом, серебряносным галенитом, халькопиритом, пиритом, спекуляритом, самородным золотом, теллуридами золота и серебра, кварцем, кальцитом, родонитом, баритом и флюоритом. По составу и условиям становления руды аналогичны жильным телам в третичных вулканах.

Заключая приведенные фактические данные, необходимо отметить некоторые элементы общности различных типов рудных полей.

Позиция рудных районов, а в их пределах — рудных полей в самом общем плане определяется приуроченностью к областям повышенной проницаемости земной коры, т. е. к областям, в пределах которых развиты сквозные структуры и жесткие блоки основания, обуславливающие глубокую проницаемость рудоконтролирующих разломов; в их пределах для формирования рудных полей благоприятны локальные области растяжения в верхних уровнях земной коры. Это борта депрессий и сводовых поднятий, апикальные части последних, границы поднятий и прогибов, осложненные разломами — области высокой проницаемости, которые, по-видимому, способствовали "сохранению" и концентрации рудоносных флюидов от глубоких очагов до приповерхностных уровней рудоотложения. Важное значение имело и унаследование структур основания, отчетливо проявленное в изученных вулканических сооружениях. В рудных полях, локализующихся в нижнем структурном ярусе, предрудные структуры, фиксируемые дайками кварцевых порфиров, унаследуют более древний план трещинной тектоники; система разрывов основания вулканического прогиба контролирует положение цепочек андезитовых субвулканических тел. В верхнем структурном ярусе отмечались признаки синвулканической активности рудоконтролирующих разломов.

В случае интенсивных дорудных движений по разломам, развития в них тектонических глинок и милонитов, предрудные магматические и гидротермальные образования (дайки, поля пропицитов и др.) золото-рудных узлов обособляются от рудоконтролирующих разломов. Разломы, по которым не было в дорудное время "структурных пробок", концентрируют предрудные дайки и поля гидротермальных изменений пород.

Большое значение в структурном контроле рудных полей имеют зоны поперечных скрытых разломов, выявляемых преимущественно по косвенным признакам и нередко не фиксирующихся на картах.

Особенность строения скрытых разломов состоит в том, что ступенчатости и концентрации даек, небольших интрузий и частых трещин располагаются не вдоль предполагаемого разлома, а поперек, или под большим углом к его простиранию. Такие соотношения особенно характерны для участков выклинивания и затухания скрытых разломов. То, что такое размещение в скрытых разломах даек и трещин закономерно, было показано в экспериментах по моделированию стадийно развивающихся сдвигов [10]. Будучи слабо проявлены, поперечные разрывы часто заканчивают формирование на ранней стадии, в течение которой возникла сеть поперечных трещин, используемых в дальнейшем при внедрении магматическими продуктами.

Если позиции рудных полей в общем плане контролируются локальными участками высокой проницаемости, то фактором концентрации оруденения непосредственно в рудовмещающих структурах рудных полей, напротив, является смена условий высокой проницаемости условиями экранирования (покровы аргиллитов, пологие сбросы и надвиги, пологие грибообразные формы субвулканов). Экранирование наиболее отчетливо фиксируется для малозеродированных рудных полей. В связи с локализацией оруденения в вулканических сооружениях, весьма характерно наличие пологих полупроницаемых экранов, создаваемых сменой литологического состава пород и слабыми межпластовыми деформациями, а в ряде случаев сами экранирующие структуры заключают пологие рудные тела. В то же время на некоторых малозеродированных рудных полях наблюдается расщепление рудовмещающих разрывов по восстанию без выхода на поверхность, что, по существу, создает тот же эффект, что и геологические экраны; способствует возникновению полужакрытых и полузастойных гидротермальных систем, наиболее благоприятных для концентрированного отложения рудного вещества. Механизм такого расщепления может быть связан либо с контракцией субвулканических тел при их кристаллизации, либо с изменением характера деформаций в приповерхностной зоне.

В итоге структурные условия образования рудных полей можно рассматривать как результат совмещения двух различных тенденций: одна из них состоит в глубокой проницаемости и унаследованности рудоконтролирующих структур, другая — в экранировании приповерхностными элементами вулканических построек рудовмещающих разрывов и расщепления последних по восстанию. Оба эти фактора, взаимно дополняя друг друга, способствуют, по-видимому, развитию промышленных руд высоких концентраций: первый — создавая условия для "фокусирования" гидротермальных растворов и их длительного поступления в локальный участок земной коры, второй — формируя в этом участке гидротермальную систему в условиях стабильной и медленной эволюции физико-химических параметров, благоприятных для осаждения рудного вещества.

ЛОКАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

При прогнозе золото-серебряного оруденения важнейшие задачи — это определение вероятных масштабов промышленных концентраций руд, установление в пределах рудных полей участков и структур, в которых могут локализоваться крупные рудные тела. Решение этих вопросов требует исследования и выявления локальных рудоконтролирующих факторов золото-серебряного оруденения. Анализируя их, автор пошел по пути взаимосвязанного рассмотрения структурных и минералого-геохимических аспектов рудообразования с тем, чтобы максимально использовать весь комплекс критериев, обуславливающих формирование руд в промышленных масштабах.

Особенности тектонического режима и физико-химических факторов рудоотложения для различных геохимических типов месторождений

В пределах группы золото-серебряных месторождений в вулканических поясах можно наметить определенные связи между структурными и геохимическими типами золото-серебряного оруденения. Если не рассматривать собственно золотой геохимический тип, считая его промежуточным по свойствам, то для крайних типов — золото-теллурического и золото-серебряного — эти соотношения можно сформулировать следующим образом.

Для золото-теллурического типа (Au:Ag от 10:1 до 1:1) характерны: компактные рудные поля, концентрированность оруденения в "бананцах"; приуроченность бананцевых руд к штокообразным телам автомагматических брекчий (с признаками тесных временных и парагенетических связей), отсутствие крупных разрывов на рудных полях.

Золото-серебряному геохимическому типу (Au:Ag \leq 1:20) свойственны рассредоточенность и сравнительная выдержанность оруденения, сочетание протяженных крупноамплитудных рудоконтролирующих сбросов с куполовидными и брахиантиклинальными поднятиями.

"Переведа" сказанное на язык параметров рудообразования, можно заключить, что первому типу присущи обстановки сравнительно устойчивых температур и давлений, второму — обстановки резкого падения в области рудоотложения давлений и, вероятно, температур.

Рассмотрим имеющиеся данные о влиянии этих параметров на физико-химическое состояние рудоносных растворов. В.Д. Никитин и Д.В. Рундквист считают, что падение давления в процессе минералообразования вызывает увеличение кислотности растворов и появление соответствующих парагенезисов. Они, в частности, приводят многочисленные данные об изменении характера гидротермально-метасоматических пород: в полях региональной пропилитизации в пределах участков с повышенным количеством прожилков и жил пропилиты сменяются кислотными пара-

генезисами — вторичными кварцитами, аргиллизитами; напротив, в участках с признаками пластического течения пород при отсутствии или незначительном распространении трещин и, как следствие, — прожилков и жил — обычно полно развиты щелочные фации, возникающие при интенсивном проявлении процессов калишпатизации, альбитизации, скарнирования и т. д.

Физико-химические преобразования в растворах, связанные с изменением давления в системе, являются, по их мнению, результатом влияния целого ряда факторов: изменения гидродинамических условий циркуляции растворов, их свойств, нарушения кинетики реакций минералообразования при взаимодействии с вмещающими породами.

Аналогичного мнения придерживается А.Л. Павлов, придающий также большое значение возрастанию окислительного потенциала системы.

В приповерхностных условиях, как это отмечает С.И. Набоко для вулканических областей, вследствие активных процессов дегазации и небольших скоростей окислительных реакций восстановительные газы смешиваются с окислительными, что фиксируется при аналитических исследованиях газов в областях разгрузки современных гидротерм. Однако и в этом случае процессы подкисления гидротерм достаточно интенсивны и практически значительная часть изливающихся источников в этих областях имеют достаточно низкие значения рН. Иной точки зрения придерживаются Г.Б. и В.Б. Наумовы. По их мнению, падение давления всегда будет способствовать появлению щелочных стадий.

Нам представляется, что возможно соединение этих крайних представлений, если иметь в виду, что в природных условиях, обычных для структур рудных полей, снижение давления может осуществляться двумя различными путями: при фильтрации растворов по дорудной, подготовленной ранними этапами деформаций системе разломов, и при локальных импульсах трещинообразования непосредственно в этап рудоотложения.

Эксперименты М.В. Гзовского на оптически-активных моделях показали, что при наличии "заложной" трещины примыкающая к ней область характеризуется понижением давлений, концентрация которых происходит на концах трещины. Следовательно, в примыкающих к трещинам участках породы, в которых происходят метасоматические процессы, давление понижено независимо от импульсов трещинообразования. Поскольку последние, очевидно, проявляются независимо от геохимического типа оруденения, для нас важно существование дорудной системы разрывов, которая, как следует из анализа парагенезисов метасоматитов, определяет общее повышение кислотности растворов, по-видимому, как справедливо отмечает А.Л. Павлов, вследствие повышения кислородного потенциала.

Я.Н. Белевцев и другие исследователи провели эксперименты по установлению зависимости проницаемости горных пород от давления (рис. 48). Изучение проницаемости гнейсов при различных давлениях показало, что самая малая подвижность свойственна слабощелочным растворам (рН 8). Кислые растворы более подвижны. Этим, возможно, объясняется развитие "кислотных" парагенезисов метасоматитов в прилегающих к трещинам участкам пород.

Снижение температуры, как следует из исследований А.П. Павлова, приводит к смене щелочных свойств растворов на кислотные. В качестве факторов этого процесса указываются: 1) присутствие хлоридов щелочей, вызывающих реакции гидролиза; 2) диссоциация при снижении температуры; 3) изменение энтропии протона, химический потенциал которого достигает максимума при 85 °С. Г.Б. и В.Б. Наумовы отмечают, что этот процесс имеет более сложный характер. Хлоридные и углекислые растворы обнаруживают одну и ту же тенденцию

изменения рН. При высоких температурах они оказываются более щелочными, чем чистая вода, затем, по мере понижения температуры, трансформируются в более кислые и, проходя через минимум, вновь приобретают более щелочные свойства, достигая нейтрального или даже щелочного рН. Аналогичную последовательность изменения кислотности будут иметь сульфатные и фторидные растворы, т. е. практически все растворы, реальные для природных условий.

Очевидно, что резкие перепады давления и температур в области рудообразования, характерные для оруденения золото-серебряного типа, вызывают многократную смену кислотно-щелочного состояния растворов, тогда как стабильные, относительно высокие температуры и давления, обычные для оруденения золото-теллурического типа, обуславливают более устойчивый и однородный кислотно-щелочной режим в сфере рудоотложения.

А.А. Маракушев устанавливает высокое сродство золота и серебра к теллуру, отмечая, что теллур способствует удержанию в растворе золота в комплексных миграционных формах, стабильность которых возрастает по мере осаждения сульфидов железа и меди с соответствующим повышением в растворах отношения H_2Te к H_2S .

А.Л. Павлов приводит диаграммы полей устойчивости различных соединений золота и серебра в координатах рН–Еh. Из них следует, что при более широком диапазоне устойчивости для серебра в целом эти поля близки. В частности, хлорид и сульфат серебра устойчивы при более низких значениях Еh; это объясняет, по мнению А.Л. Павлова, хорошо известные случаи образования высокопробных каемок на золотинах в зоне гипергенеза.

Приведенные данные не дают, таким образом, ключа к расшифровке

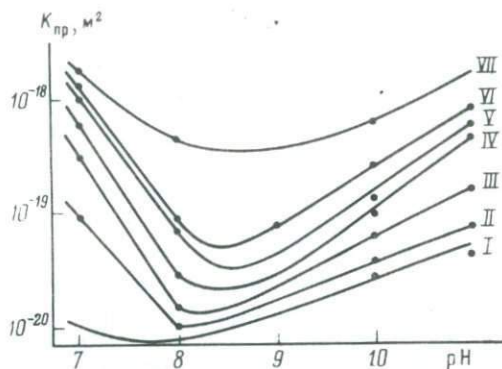


Рис. 48. Зависимость проницаемости гнейсов — $K_{пр}$ ($t=20$ °С) от щелочности среды при различных градиентах давления (в МПа): I — 10, II — 15; III — 20; IV — 25; V — 30; VI — 35; VII — 40 (по Я.Н. Белевцеву и др.)

неодинакового поведения золота и серебра в условиях различных давлений и температур. Для этого необходимо допустить, что золото может мигрировать в специфических формах. Важное химическое свойство золота — его амфотерность, способность существовать в формах Au^+ и Au^{3+} . Последняя форма предполагает возможность участия золота в анионной части комплексных соединений. Как отмечает Н.А. Шило, "... с точки зрения понимания роли золота в природных процессах чрезвычайно важно, что реализуя свои амфотерные свойства, оно входит в состав комплексных соединений вместе с натрием, калием, серой, азотом и т. д.". Н.А. Шило указывает реакцию, описанную Д.И. Менделеевым: окись азота, растворенная в $NaOH$, образует с гидросульфитом натрия сложную двойную соль золота состава $Na_3Au(SO_4)_2 - AuNa(SO_3Na)_2$. При этом отмечается переход хлорида золота в сложную двойную соль золота и натрия, кристаллизующуюся из раствора $AuCl_3$ с гидросульфитом натрия в виде $Na_2Au(SO_4)_2 \cdot H_2O$.

Он приводит также важное высказывание А.А. Беуса о том, что "комплексные соединения с геохимической точки зрения являются оптимальной формой переноса элементов-амфотеров, легко мигрирующих в составе этих соединений в пассивной "связанной" форме.

Большой интерес представляют исследования М.С. Сахаровой по соосаждению золота и серебра из растворов, установившей следующее.

1. В интервале значений рН от 9 до 12 с ростом щелочности растворов наблюдается монотонное уменьшение количества осаждающихся золота и серебра. Количество выделившегося серебра с увеличением рН уменьшается более значительно, чем золота, так что увеличение щелочности растворов приводит к повышению пробыности золото-серебряных осадков,

2. Влияние потенциала на процесс сокристаллизации золота и серебра изучено в интервале значений от +250 до -50 мВ. Исследования показали, что отложение серебра на пирите протекает интенсивно уже при потенциале +250 мВ, тогда как отложение золота становится заметным лишь при потенциале +150 мВ. Однако с уменьшением потенциала интенсивность осаждения серебра меняется мало, а количество осаждающегося золота заметно растет, и при потенциале +100 мВ, превышает количество выделяющегося серебра. Различия в значениях начальных потенциалов отложения золота и серебра и характер изменения интенсивности этих процессов со сдвигом потенциала в область более отрицательных значений приводят к тому, что с уменьшением потенциала происходит увеличение пробыности осадка.

3. Из растворов с равными отношениями золота и серебра в присутствии галоидных ионов кристаллизуются осадки меньшей пробыности, чем из растворов, не содержащих этих анионов. Присутствие карбонат- и гидрокарбонат-ионов в растворе вызывает увеличение пробыности осадков (заметим, что повышенные концентрации углекислоты более характерны для оруденения золото-теллурического типа).

Эти данные подкрепляют представления о сепарации золота и серебра при различных термодинамических режимах рудообразования.

Экспериментальные исследования позволяют, таким образом, хотя бы

в первом приближении объяснить причины локализации существенно серебряных и существенно золотых месторождений в принципиально различных геолого-структурных обстановках и наметить взаимосвязи между геолого-структурным и минералого-геохимическим анализом процесса рудообразования.

Глубины формирования и вертикальный интервал рудоотложения

Золото-серебряное оруденение в вулканических поясах обычно относится к классу близповерхностных, или малоглубинных [16]. Однако обращение к фактическим материалам показывает, что это не совсем точно.

При определении глубины формирования месторождений использовались мощность перекрывающей толщи в период рудообразования, фации глубинности ассоциирующих с оруденением интрузивных комплексов, особенности вещественного состава и текстурные — структурные особенности руд (И.П. Кушнарев, Д.И. Горжевский, В.Н. Козеренко, В.В. Аристов). Можно утверждать, исходя из полученных данных, что золото-серебряные месторождения областей альпийского вулканизма по глубинам формирования подразделяются на две группы: приповерхностные (от первых десятков — сотен метров до 1000 м) и "глубинно-вулканические", или переходные к среднеглубинным (1–2 км).

Первая группа месторождений локализуется преимущественно в первом и третьем типах рудных районов (см. табл. 3) и может быть наиболее отчетливо представлена плиоценовыми месторождениями Камчатки, для которых, по определениям Ю.М. Щепотьева, в период рудоотложения мощность перекрывающих верхнеплиоценовых вулканитов составила 100–200 м. Дополнительным аргументом в пользу приповерхностного образования руд этих месторождений может служить широкое развитие в них цеолитов, колломорфных структур и брекчиевых текстур.

П.С. Бернштейн и И.В. Елеева считают, что глубины формирования оруденения Балецкого рудного поля — первые десятки метров. По данным И.В. Елеевой, отложение руд шло синхронно накоплению грубообломочных осадков, а рудоносные структуры сообщались с поверхностью. Приповерхностным можно считать своеобразные золото-алунит-каолинитовые парагенезисы в метасоматических рудных телах таких месторождений как Голдфилд в США, Родалькилар в Испании, возникшие, по-видимому, в результате поствулканической фумарольно-сульфатарной деятельности. К этой же группе принадлежат, вероятно, минерализация месторождения Белая Гора на Амуре, где широко развит каолинит, и уже описанное золото-серебряное проявление в экстративе липаритов (см. рис. 15). В целом представляется вполне вероятным формирование золото-серебряного оруденения в областях альпийского вулканизма на глубинах в первые десятки метров. Правомерна в связи с этим постановка вопроса о возможности эксгальационно-осадочных концентраций золота и серебра в вулканических областях, наиболее

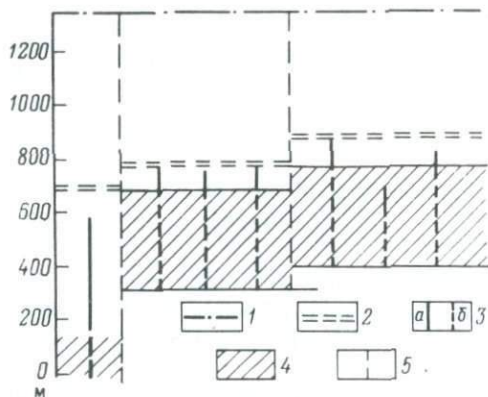


Рис. 49. Положение месторождений и рудопроявлений относительно подошвы перекрывающих пород и предполагаемого уровня доминерализационной поверхности.

1 — предполагаемая доминерализационная поверхность; 2 — основание экранировавшей оруденение толщи; 3 — вертикальный интервал оруденения; а — установленный, б — предполагаемый; 4 — прогнозируемый уровень оруденения; 5 — границы структурных блоков

в интервале глубин 400—700 м. Такому выводу отчасти противоречат минералогические наблюдения, свидетельствующие о том, что руды сформировались в близповерхностной зоне: в них широко развиты метакolloидные и каркасно-пластинчатые текстуры; в типоморфных минеральных ассоциациях основную роль играют минералы серебра, и в первую очередь сульфосоли. Однако, судя по степени раскристаллизации жильного материала и количественному преобладанию тех или иных минеральных ассоциаций, глубина образования объектов была различной. Наименьшая характерна для одного из рудопроявлений, что подтверждается слабой степенью раскристаллизации адуляр-кварцевого материала, преобладанием в нем почти нераскристаллизованных опаловидных агрегатов, а также широким распространением сульфосолей серебра в составе продуктивных ассоциаций.

По-видимому, примерно на такой же глубине возникли и рудные тела участков, в составе рудной минерализации которых значительную роль играют сульфосоли серебра, своеобразный парагенезис гематита и золота, свидетельствующий о высоком потенциале кислорода. По сравнению с жилами таких участков жильный материал, слагающий рудные тела месторождения, в целом лучше раскристаллизован. Даже на верхних горизонтах месторождения в метакolloидных адуляр-кварцевых агрегатах почти не встречаются полосы слабо раскристаллизованного опаловидного и скрытокристаллического материала.

вероятных, видимо, в условиях расчлененного рельефа в период вулканической деятельности.

Для многих месторождений реставрация геологического разреза периода рудоотложения затруднена неясностью возраста оруденения, поэтому приходится для определения глубин их формирования прибегать к косвенным признакам. В качестве примера рассмотрим оруденение одного из рудных районов. Автором была построена схема (рис. 49), позволяющая ориентировочно наметить вероятные глубины образования оруденения. В случае формирования руд после отложения толщи игнимбритов становление всех рудных объектов рудного узла происходило

Установлено, что резкое изменение вещественного состава связано с расстоянием от подошвы игнимбритов. Если допустить, что именно эта поверхность близко соответствовала доминерализационному уровню, становятся понятными заметные изменения состава и строения руд в интервале 100–300 м. Следовательно, на основании минералогических данных мы не вправе отрицать возможности "доигнимбритового" формирования золото-серебряного оруденения, рассматривая игнимбриты как послерудную покрывку.

Подобные построения, при которых реставрируется положение отдельных проявлений, а также предполагаемого "экранирующего" или "перекрывающего" горизонта по отношению к доминерализационной поверхности, позволяют установить геологические предпосылки к прогнозированию на глубине промышленного интервала рудных тел по их малоэродированным выходам, имеющим характерные минералогические признаки.

К месторождениям "глубинно-вулканического" типа, сформировавшимся на глубинах более 1 км от доминерализационной поверхности, относятся некоторые месторождения Кавказа. Они тяготеют ко второй группе рудных районов (см. табл. 3).

К настоящему времени получены определенные данные о возрасте золотого оруденения и строении слагающих рудные поля толщ. По одному из них имеются следующие сведения.

1. Мощность верхнесенонских пород над рудными зонами могла достигать 1 км. Эоценовые отложения, мощность которых достигала в отдельных районах 3000 м, в рудном поле, по-видимому, отсутствовали, поскольку миоцен-плиоценовые образования залегают непосредственно на верхнесенонских. Однако последние к периоду рудоотложения (олигоцен) были, скорее всего, частично эродированы, так что рассмотрение "столба пород", перекрывающих оруденение, не дает однозначных результатов; глубина формирования руд могла быть от 0 до 1000 м.

2. Сопутствующие оруденению дорудные дайки имеют ряд признаков субвулканических фаций глубинности: флюидалность в приконтактовых частях, порфиновые структуры, наличие нераскристаллизованного стекла в основной массе пород. Глубина становления подобных образований могла быть 500–1000 м от доминерализованной поверхности.

Сведения об особенностях распространения кварцевых липарит-порфиров позволяют еще более конкретизировать данные о глубинах рудоотложения. Наиболее гипсометрически высокие выходы этих пород с золото-кварцевыми жилами имеют экструзивный характер, т. е. они кристаллизовались вблизи поверхности.

Можно предполагать, что дайка кварцевых порфиров, вскрытая на месторождении горными выработками, кристаллизовалась на глубине около 1000 м от доминерализационной поверхности, как и верхние части месторождения, наблюдаемые в настоящее время (рис. 50).

3. Среди признаков, характеризующих приповерхностное образование руд, могут быть указаны следующие: наличие халцедона и колломорфных выделений позднего карбоната; широкое развитие антимонита и

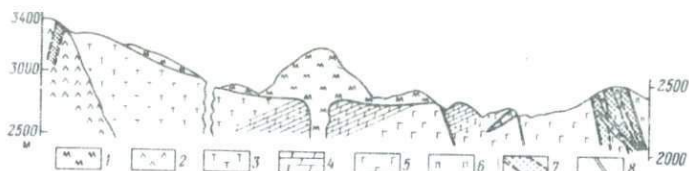


Рис. 50. Положение оруденения на продольном профиле.

1 — плиоценовые покровы андезитов; 2 — раннемиоценовые экзтрузии и дайки кварцевых порфиров; 3 — эоценовые андезитовые порфириты и их туфы; 4 — верхнессонские мергели; 5 — габбро; 6 — перидотиты; 7 — участки золотоносной минерализации; 8 — разрывы

сульфосолей свинца и висмута, мельниковита и марказита при незначительных количествах пирротина, присутствие в рудах киновари, проявления (по Г.А. Саркисяну) процессов предрудной аргиллизации.

В то же время многие особенности оруденения являются признаками его образования на средних глубинах. Рудные тела имеют четкие границы, текстуры руд массивные и вкрапленные, структуры зернистые; на типично приповерхностных месторождениях мышьяк выделяется в форме реальгара и аурипигмента, тогда как на данном месторождении наблюдается арсенопирит. Сфалерит в рудах черный, железистый, а в случае приповерхностной минерализации более характерны клейофан, или сфалерит с резко меняющимся соотношением железа и цинка. В целом, таким образом, особенности руд свидетельствуют о становлении месторождения в интервале малых и средних глубин.

Другие месторождения по совокупности следующих признаков относятся к сформировавшимся на глубине 1—2 км.

1. Пространственно сопровождающие оруденение дайки диабазов, лампрофиров, сиенит-порфиров принадлежат к субвулканической — гипабиссальной фациям магматизма; глубина формирования подобных образований могла составлять 1,5—2 км.

2. Оруденение более типично для средних глубин. Это четко оформленные кварц-сульфидные жилы с зернистыми прожилково-вкрапленными рудами, массивным кварцем. Большую роль в отложении как жильного кварца, так и сульфидных минералов играли метасоматические процессы, что, по мнению Ф.И. Вольфсона и Л.И. Лукина, характерно для месторождений средних глубин, в отличие от приповерхностных образований, которые выполняют трещинные полости и цементируют брекчию.

Околожильные изменения типа березитов, четко контролирующиеся трещинами скалывания, также свойственны, по данным В.А. Жарикова и других исследователей, месторождениям средних глубин.

При определении глубины формирования оруденения в эоценовых вулканических прогибах Закавказья автор данной работы исходил из представлений о позднеэоценовом возрасте оруденения. В этом случае обнажающаяся западнее толща известковистых туфов и органогенных известняков должна была явиться "экраном" для оруденения. Мощности

среднеэоценовой толщи, по данным Ш.А. Азизбекова, составляла около 1 км. Следовательно, такой величиной и определяется примерная глубина образования месторождений, исходя из реставрации геологического разреза.

Месторождения располагаются в эффузивной толще, для которой типично широкое распространение субвулканических тел, в значительной степени слагаемых лавобрекчиями с полураскристаллизованным лавовым цементом, что свидетельствует о небольших глубинах их формирования. Характер околорудных изменений — развитие хлорита, карбоната, гидрослюд — соответствует, по-видимому, низкотемпературным фациям.

Рудные тела имеют кварц-пиритовый состав и относятся к жилам выполнения, приуроченным к трещинам скальвания. Кварц светлый крупнокристаллический с обильными газово-жидкими включениями; пирит наблюдается в крупнокристаллических агрегатах с отчетливо зональным строением; в рудах отмечается присутствие гематита. Все это свидетельствует, скорее всего, о небольших глубинах образования оруденения.

По совокупности данных можно, вероятно, полагать, что глубина формирования около 1 км наиболее приемлема для месторождений, локализующихся в эоценовых вулканитах.

В целом месторождения Закавказья формировались в интервале небольших — средних глубин (1–2 км). Этот вывод, а также особенности геотектонической позиции, структур месторождений, ассоциирующих с месторождениями магматических пород, и другие признаки позволили автору выделить особый "глубинно-вулканический" тип золоторудных месторождений. Данному выводу близки представления И.С. Рожкова [19], отмечавшего, что кроме обычных для близповерхностных месторождений окварцевания, каолинизации, развития гидрослюда и карбонатов, в подобных месторождениях проявляются лиственитизация и березитизация, характерные для условий, переходных к средним уровням глубин, а также что роль гипабиссальных интрузий значительно увеличивается по сравнению с золото-серебряным типом.

В.Н. Котляр при описании вулканогенных месторождений выделил среди основных типов рудоносных комплексов группу наиболее глубоких, "вулcano-интрузивных, представляющих собой последовательно сформированные вулканиты и вторгнутые в их толщу порфиоровые или гипабиссальные субинтрузивные образования, являющиеся близповерхностными гипабиссальными интрузиями". Суммируя особенности золоторуденения Закавказья, можно отметить следующие признаки, характеризующие его как особый глубинно-вулканический тип.

1. Своеобразие геотектонического развития Закавказья в среднеальпийском цикле. При общем сохранении структурного плана раннегеосинклинального этапа резко проявлены дифференцированно-блоковые движения, развитие поперечных структур, концентрирующих золотое оруденение в различных структурно-формационных зонах; формирование вулcano-плутонических комплексов андезитобазальтов — габбро-монцит-сиенитов субщелочного уклона; становление пород

липаритовой — гранит-порфировой формации преимущественно в субвулканической и субинтрузивной фациях.

2. Контроль оруденения линейными разрывными структурами типа тектонических блок-пластин или систем парных разломов при отсутствии или незначительном распространении радиальных и концентрических структур вулканогенного типа. Структурная ассоциация оруденения с субвулканическими и субинтрузивными породами альпийского цикла. Развитие на месторождениях рудовмещающих разрывов, представленных односистемными трещинами скола, формировавшимися в условиях тектонического сжатия.

3. Промежуточное положение во времени и пространстве золоторудных месторождений в альпийском тектоно-магматическом цикле между среднеглубинными гидротермальными медно-молибденовыми месторождениями, с одной стороны, и близповерхностным сурьмяно-ртутным оруденением — с другой.

4. Формирование промышленного оруденения преимущественно на глубинах 1–2 км. Оруденение, образовавшееся в типично близповерхностных условиях, незначительно по масштабам.

5. Характер околорудных изменений (переходный от типично близповерхностного к среднеглубинному) — аргиллизация, каолинизация, распространение гидрослюд и халцедона в листовниках и березитах.

6. Отсутствие или незначительное развитие обычных для близповерхностного оруденения метаколлоидных, полосчатых, пластинчатых и крустификационных текстур; широкое проявление сульфосолей и теллуридов; наличие нескольких продуктивных минеральных ассоциаций, признаков интенсивного внутрирудного метасоматоза, т. е. тех признаков, которые свойственны, по мнению И.С. Рожкова [19], близповерхностным месторождениям золота или, по данным Н.В. Петровской, малоглубинной формации.

К глубинно-вулканическому типу по литературным данным предположительно относятся также некоторые золоторудные месторождения Средней Азии и восточной части СССР. Эти проявления обнаруживают отчетливо выраженный структурный контроль блоковой и разрывной тектоникой и пространственно ассоциируют с субвулканическими дайками гранит-порфиров и диабазовых порфиритов. Околожилные изменения представлены серицит-кальцитово-кварцевой среднеглубинной пропилитовой фацией, а глубины формирования месторождений определяются в широком интервале от 0,5 до 3 км. Рудные тела — жильные зоны метасоматического типа, контролируемые трещинами скалывания; золото в рудах преимущественно низкопробное (электрум), обычны высокие содержания висмута, отмечаются теллуриды. Кварц серый, мелкозернистый, отмечается адуляр, широко развиты жилы кварц-гематитового состава. Рудные тела сопровождаются широкими зонами окварцевания и серитизации и представлены метасоматическим кварцем и адуляром (ранняя продуктивная ассоциация) с тонкими просечками и вкрапленностью низкопробного (проба 700–800) золота, сопровождаемого небольшим количеством сульфидов и теллуридов (поздняя продуктивная

ассоциация). Весьма характерно наложение на кварц-адуляровые золотоносные зоны минерализации магнетит-гранатового и магнетит-хлор-эпидотового состава, проявленной в виде секущих жил и цемента брекчий. Сопоставляя месторождения Закавказья и этих провинций, можно определить ряд общих особенностей их размещения и формирования.

1. Рудные поля нередко локализуются в нижнем структурном ярусе, в интрузивных или метаморфических породах. Пространственно ассоциируя с определенными вулканоплутоническими комплексами, они располагаются в "пограничной полосе" развития вулканических и интрузивных членов вулканоплутонических комплексов или в местах их локального совмещения, выражающегося распространением небольших интрузивов в полях вулканитов и субвулканических образований в пределах гипабиссальных интрузий.

2. Оруденение контролируется линейными структурами длительной эволюции, участками их пересечений и осложнений. Рудоконтролирующие разломы часто маркируются поясами разновозрастных субвулканических тел, даек и экструзий.

3. Золоторудные месторождения пространственно ассоциируют с месторождениями медно-молибденовых руд.

4. Способ рудоотложения преимущественно метасоматический, отчетливы признаки внутрирудного метасоматоза.

5. В процессе рудообразования чередуются минеральные парагенезисы, отложение которых свойственно обычно месторождениям разных уровней глубинности. Так, карбонат-талк-халцедоновые и карбонат-гидрослюдистые околожилные метасоматиты сменяются типичными "мезотермальными" золото-сульфидно-кварцевыми жилами, а те — ассоциациями сульфантимонитового и пирит-родохрозитового состава; по метаколлоидным кварц-адуляровым зонам развивается магнетит-хлорит-эпидотовая ассоциация "среднеглубинного" типа.

6. Характерно многократное отложение продуктивных на золото минеральных ассоциаций.

Выделение наряду с малоглубинным глубинно-вулканического типа золото-серебряных месторождений и установление условий их нахождения свидетельствуют о необходимости дифференцированного подхода к изучению и перспективной оценке возможности обнаружения в пределах вулканических поясов месторождений различных типов.

Вертикальный интервал промышленного оруденения

Следует прежде всего отметить ошибочность широко бытующего представления о том, что золото-серебряное оруденение в областях альпийского вулканизма быстро выклинивается по вертикали. Это представление базируется на достаточно давних отработках в конце XIX — начале XX вв. многих месторождений США и Мексики, когда в силу существовавшей экономической конъюнктуры рентабельной была добыча "бананцевых" руд, а рядовые, как правило, оставались. Между тем даже этот опыт отработки многих зарубежных месторождений [24] свидетель-

твует о возможном распространении промышленного оруденения до глубины 900 м. "Для многих рудных тел глубина экономически выгодной отработки ограничивалась 200–250 м, но вблизи них нередко размещались значительно более протяженные на глубину рудные тела" [24, стр. 118]. При возобновлении поисковых работ на золото-серебряных полях Мексики было доказано наличие промышленного оруденения на глубинах 800 м [39]. На руднике Тайольгита (Мексика) отработка руды с содержанием серебра 425 г/т и золота 6 г/т ведется на глубине 1050 м.

Распространение промышленного оруденения по вертикали для различных месторождений в областях альпийского вулканизма следующее.

<i>Страна</i>	<i>Месторождение</i>	<i>Вертикальный интервал оруденения, м</i>
США	Крипл-Крик	Около 1000
	Комшток	600 (до 900)
	Саншайн	1200
Мексика	Эль-Оро	750
	Гуанахуата	800
	Тайольгита	1050
Новая Зеландия	Хаураки	300–600
Фиджи	Тавуа	350–525
Филиппины	Акупан	660
Япония	Конамаи	200–500
	Кусикино	До 400
Румыния	Рошиа-Монтана	До 700
	София	До 800
	Валия-Рошие	До 500
	Аурум	1000
	Борзас	200
	Бая-Сприе	900
	Апусени (Барза, Ханеш)	500–800

Характерная особенность распространения оруденения на глубину — наличие одной-двух "стволовых" жил или зон, прослеженных на глубину до 1000 м, и большое число сравнительно небольших рудных тел, локализующихся в сопряженных или оперяющих трещинах, которые вместе с приуроченными к ним рудными телами часто "исчезают" на глубинах 200–300 м.

Наиболее простыми, доступными при непосредственном полевом изучении признаками устойчивости по вертикали рудных тел являются: значительные протяженность рудных тел по простиранию (1500–2000 м) и амплитуды дорудных перемещений — как правило, первые сотни метров; наличие дорудной тектонической подготовки разрывов — развитие вдоль них зон расслабцеивания, брекчирования, хорошо проработанных швов с глинок трения.

Опыт исследования ряда разведанных на глубину месторождений позволяет, кроме того, установить признаки устойчивого по вертикали оруденения, которые могут быть получены при изучении верхних горизонтов. Это отсутствие отчетливой вертикальной зональности рудных тел; высокая степень корреляции золота и серебра в рудах. Напротив,

признаками быстрого выклинивания оруденения по вертикали могут служить: незначительная дорудная подготовка разрывов или их синрудное формирование; наличие отчетливо проявленной вертикальной зональности или признаков телескопирования разновозрастных минеральных ассоциаций; низкая степень корреляции золота и серебра в рудах.

Генезис рудовмещающих нарушений, морфология и строение рудных тел

Вопросы генезиса рудовмещающих разрывов, заключающих рудные тела золото-серебряных месторождений, представляют собой весьма актуальную проблему как в силу широкого разнообразия в пределах не только класса этих месторождений в целом, но и отдельных рудных полей, так и ввиду бонанцевого распределения руд; поэтому выявление нового типа рудных тел, по-существу, может определить перспективу того или иного рудного поля.

Возможные механизмы формирования рудовмещающих разрывов удобно рассмотреть в сравнительном плане на примере образования рудных тел брекчиевого строения, широко развитых на золото-серебряных месторождениях. Вопрос о механизме их формирования неоднократно рассматривался в отечественной и зарубежной литературе. Подобный интерес обусловлен тем, что выяснение этого механизма в значительной мере облегчает выявление общих закономерностей становления руд того или иного типа, а также способствует решению ряда практических задач, в частности, определению условий залегания и параметров рудных тел. Имеющиеся к настоящему времени геологические данные позволяют говорить о большом разнообразии факторов, влияющих на образование рудоносных брекчий, и о необходимости разработки сравнительно простых геологических критериев их установления.

Механизм формирования рудоносных брекчий может быть связан как с воздействием внешних сил и развитием деформаций в определенном тектоническом поле напряжений, так и с особенностями кристаллизации предрудных фаз магматического расплава и рудоносных флюидов. Он может также определяться несколькими различными факторами. По способу возникновения целесообразно выделить три типа брекчиевых руд: тектонический, инъекционный и эксплозивный.

Тектонические брекчии в виде линейных зон брекчиевого строения образуются вследствие проявления тектонических процессов. Чтобы яснее представить себе их отличительные признаки, обратимся к некоторым тектонофизическим экспериментам. М.В. Гзовский, разработавший теорию формирования разрывов, считал, что их становление происходит в такой общей последовательности. Вначале получают распространение полосы мелких трещин, затем — кулисообразные разрывы, сливающиеся при дальнейшем развитии деформации в волнистые разрывы. Тектонические брекчии возникают позднее при перемещении пород вдоль поверхностей деформаций и их дезинтеграции. Таким образом, тектонические брекчии — результат "зрелого" развития деформации, прошедшей период формирования контролирующей брекчию разрывной структуры.

Д. Хандин экспериментально установил, что микробрекчии, связанные с разламыванием зерен породы, свойственны деформациям неводонасыщенных пород. Это имеет существенное значение для выяснения механизма тектонического брекчирования. Увеличение в породах порового давления растворов приводит к ослаблению процесса разламывания зерен, и напряжения разряжаются при межзерновом скольжении.

Наиболее характерные формы нахождения тектонических брекчий — узкие пластины раздробленных пород, ограниченные субпараллельными плоскостями сколов с глиной трения; брекчии сцементированы жильным и рудным веществом. Подобные структуры концентрируют рудные тела различных фаций глубинности — от приповерхностных до среднеглубинных. В качестве примера рудоносных брекчий кратко опишем наблюдавшиеся автором рудные тела одного из месторождений. Глубина его формирования на основе реставрации геологического разреза определяется в первые сотни метров. Такие же результаты получены и по минералогическим данным — наличию цеолитов, халцедона, колломорфных структур руд и т. п. Рудные тела представлены узкими полосами брекчирования пород, четко ограниченными двумя параллельными тектоническими швами с глиной трения. Они состоят из дезинтегрированных обломков, сцементированных колломорфным ритмично-полосчатым халцедон-адуляровым материалом с обильными пустотками, обрастающими аметистовидным кварцем и цеолитами.

Реже зона брекчирования контролируется одной волнистой поверхностью разлома и развивается спорадически в тех или иных участках его изгибов. Перемещения по такой структуре обычно малоамплитудные, обломки имеют остроугольную форму, а при наличии в породе маркирующих элементов наблюдается перемещение обломков, хотя и незначительное. Установление тектонической природы рудоносных брекчий позволяет сделать выводы о выдержанности рудовмещающей структуры по простиранию и падению, сравнительно простой морфологии рудных тел, важной роли разрывных структур при прослеживании рудных тел горными выработками.

Инъекционный тип рудоносных брекчий образуется вследствие большой внутренней энергии гидротермальных растворов, давление которых может в отдельных случаях превышать прочность пород.

Инъекционные брекчии возникают в породах, находящихся в определенном поле напряжений. Их морфология как бы "имитирует" тектонические структуры, поскольку формирование рудных тел является результатом развивающихся встречных процессов — с одной стороны, нарастающего поля напряжений, приближающегося к пределу прочности деформируемых пород, а с другой — давления фильтрующихся растворов. В момент, когда результирующая этих процессов превышает предел прочности пород, происходят инъекции растворов в породу. Дальнейшее "раздвигание" заполненного рудоносным раствором пространства может осуществляться за счет кристаллизационного давления минералов. Этим, по-видимому, и объясняются наблюдающиеся в горных выработках соотношения, когда ясно выраженные трещины явно дорудного

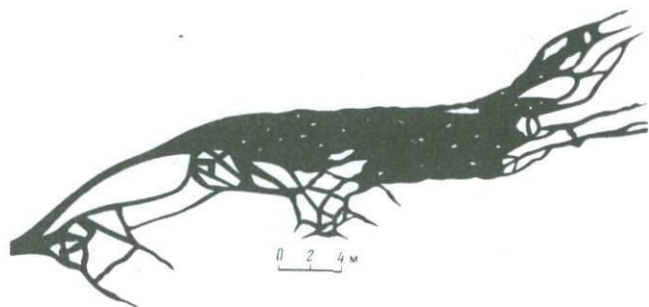


Рис. 51. Морфология рудного тела кварц-адулярового состава инъекционно-брекчиевого строения

заложения лишены минерализации, а невыдержанные разрывы между ними заключают ее, причем общее направление минерализованной зоны соответствует ориентировке отдельных невыдержанных по простиранию прожилков. Рудные жилы, сформировавшиеся подобным образом, часто "бесследно" исчезают по восставанию и на более глубоких горизонтах.

Отмечаются частые переходы таких брекчий в зоны прожилков и недеформированные породы. Обломки пород смещены в пространстве (мысленно исключая минерализованную часть, их можно как бы совместить один с другим), границы их резкие, частично отрывного характера, частично унаследующие первичную анизотропию породы (флюидалность, слоистость и др.). Зоны брекчий инъекционного происхождения, имеющие иногда значительную протяженность, в то же время не выдержаны по мощности и простиранию. Для них характерны резкие раздувы и пережимы почти до полного выклинивания.

Описанным способом сформировались, по-видимому, некоторые рудные тела, которые представляют собой рудоносные зоны, сложенные сменяющими друг друга по простиранию жилами, полосами прожилков и брекчий кварц-адулярового состава (рис. 51). В поперечных сечениях рудных зон наблюдаются переходы прожилков, инъецирующих липариты по их флюидалности, в сложные брекчиевые тела большой мощности (рис. 52). Ориентировкой отдельных ветвящихся прожилков намечается контур брекчий, развитых в участках более интенсивной переработки пород.

П.Ф. Иванкин отмечает, что инъекционным способом могли образоваться простые пегматиты, позднемагматические рудные тела, сульфидные "жилы-дайки" медно-никелевых месторождений, многие жильные кварцевые тела. Критерии их выделения следующие: унаследование ранних элементов структуры; сравнительно однородный состав тела, сложенного преимущественно минералами одной парагенетической ассоциации; отчетливые ровные, угловатые или волнистые контакты тела с вмещающими породами; наличие признаков механического воздействия на боковые породы ("раздвигание" стенок, отщепление частей зальбанда клиновидными апофизами); присутствие "подвешенных" обломков боковых пород; четкие ограничения отдельных тел в месте разветвления

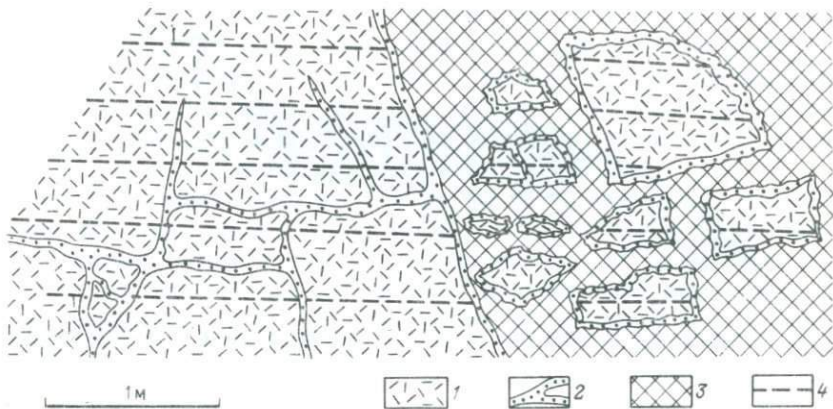


Рис. 52. Фрагмент рудного тела (зарисовка).

1 – флюидалные липариты; 2 – кварц-адуляровые прожилки и оторочки брекчий; 3 – цемент брекчии кварц-родонитового состава; 4 – ориентировка флюиальности

ния жил; простое выклинивание тел, свидетельствующее о нормальном затухании инъекции жидкости, теряющей избыточный напор.

Большое давление газовой фазы флюидов приводит к тому, что мелкие твердые частицы оказываются вовлеченными в перемещение: возникает газовой-твердая смесь, движение которой сопровождается абразией обломков пород. По мнению Д. Брианта, так могли образоваться массивные сульфидные руды, компоненты которых во флюидизированном виде перемещались по трещинам. В результате появляются округлые и сферические формы перемещенных обломков, характерная флюиальность сульфидного цемента.

На золоторудных месторождениях в вулканических областях широко распространены также рудные зоны, приуроченные к структурам, по которым происходила флюидизация газовой-твердых смесей. Они были подробно описаны К.И. Богдановичем еще в 1913 г. для района Трансильвании, где отмечалось многократное формирование дайкообразных тел, сложенных тонким пелитовым материалом. Автором совместно с А.И. Калининым подобные образования изучались на золото-серебряном месторождении, где они залегают в виде ветвящихся даек и столбообразных тел большой протяженности, контролируемых синвулканическими разломами. По времени становления инъекционные тела предшествуют рудоотложению. Дайкообразные тела образованы черными углистыми породами, состоящими из тонкого пелитоморфного материала, в котором заключены остроугольные обломки вмещающих пород; наблюдаются апофизы пелитоморфного материала во вмещающие породы по сети тонких трещин; диффузионная пропитка боковых пород по периферии инъекционных прожилков. Последнее отчетливо фиксируется потемнением в этих участках вмещающих липаритов.

На изучавшемся месторождении в перемещение вовлекались, по-видимому, перекрывающие вулканогенную толщу углистые аргиллиты

и алевролиты. Размещаясь в унаследованных структурах длительного развития, туффзиты вследствие высокого содержания в них углерода способствовали отложению рудного вещества и локализации рудных столбов.

С генетическими особенностями инъекционных брекчий связано неравномерное распределение в них рудной минерализации, которая концентрируется в участках раздувов и разделена пустыми или бедными интервалами. Для методики разведки подобных рудных тел важен также вывод о том, что интервалы почти полного выклинивания и исчезновения минерализации по простиранию и падению рудных тел могут вновь смениться участками с высоким содержанием полезных компонентов.

Эксплозивный (эруптивный) тип рудоносных брекчий — основной для многих рудных месторождений. Механизм его формирования обусловлен взрывообразным отделением от магмы постамагматических продуктов, обогащенных летучими компонентами. В чисто "магматическом" варианте exploзивные брекчии представляют собой так называемые автомагматические брекчии, которые часто встречаются на месторождениях вулканического типа, а в ряде случаев служат рудовмещающими, хотя во времени они обычно отделены от рудного процесса.

Критерии выделения exploзивных брекчий, по Г.И. Туговику [21], с некоторыми изменениями и дополнениями, следующие: изометричная и эллипсоидная форма брекчиевых тел в плане, трубо- и воронкообразная на глубину; отсутствие в контактовых зонах среди вмещающих пород следов тектонического воздействия, развитие бухтообразных заливов и апофиз брекчированного материала во вмещающие породы; сложный гетерогенный состав обломочного материала брекчий, включающего обломки пород из разных глубинных уровней; изменения формы обломков от округлой до остроугольной; длительное формирование и многократное подновление брекчиевых тел, заключающих обломков пород и руд магматического и послемагматического происхождения; наличие вулканического материала в цементирующей обломки рудной массе. Рудоносные брекчии данного типа отличаются от инъекционных элементами общей морфологии (трубо- и воронкообразной формой), гетерогенным составом обломочного материала, часто многоактностью процесса становления при совмещении в локальных exploзивных структурах как вулканических, так и собственно гидротермальных образований. Возможны, вероятно, и переходные инъекционно- exploзивные типы рудных тел.

При небольших размерах в плане (радиус несколько десятков метров) тела exploзивных брекчий нередко имеют значительную протяженность на глубину (до 1000 м) и заключают рудные столбы. Поэтому поиски, определение и разведка брекчиевых руд exploзивного генезиса — важная практическая задача. Соотношения подобных тел с образованием достаточно сложные. Становление exploзивных брекчий бывает отделено от процесса рудоотложения этапом деформаций и подновления разрывов, и тогда необходимо вести поиски участков совмещения рудоносных разрывов с ранее сформированными телами exploзивных

брекчий. Иногда брекчии указанного типа могут быть приурочены к разрывам раннего заложения и образовывать в них линзовидные тела.

В одних случаях отмечается длительное дорудное развитие трубообразных брекчиевых структур с многократными эксплозиями и брекчированием, в других оно бывает, по существу, одноактным, причем процессы брекчирования и рудоотложения сближены во времени. Структуры многоактного брекчирования обычно непосредственно не связаны с разломами; многобрекчиевые тела, напротив, контролируются зонами разломов.

Из изложенного следует, что наряду с генетическими типами брекчиевых руд "чистой линии" широко распространены комбинированные типы рудоносных брекчий. Наиболее типичны случаи, когда на фоне ранее возникших систем разрывов, зон смятия и трещиноватости проявляются метасоматические, инъекционные и эксплозивные процессы.

Геологические условия формирования рассмотренных брекчиевых руд несомненно различны. Отчетливо выраженные складчатые структуры, крупные, многократно подновлявшиеся зоны долгоживущих разломов, не залеченные продуктами прерудного вулканизма, благоприятны для возникновения тектонических и метасоматических брекчий. Субгоризонтальные вулканические покровы с внутрiformационными поверхностями экранирования, субвулканические грибообразные тела, слабо выраженная или полностью залеченная вулканитами трещинная структура определяют становление крупных эксплозивных и инъекционных тел. Для них, кроме того, характерен полиметалльный состав руд, что связано с участием в рудоотложении широкого набора элементов, формирующей разнообразную рудную и жильную минерализацию.

Выяснение геологических и минералого-геохимических критериев образования тех или иных рудоносных брекчий представляется наиболее важным направлением дальнейших исследований при детальных поисках и оценке рудных тел. В каждом конкретном случае необходимо прежде всего установить способ формирования рудоносных брекчий, что позволяет определить возможные масштабы и параметры заключенных в них рудных тел, выбрать оптимальную систему разведки.

Среди морфологических типов рудных тел золото-серебряных месторождений наиболее типичны минерализованные зоны дробления и жилы. Минерализованные зоны дробления по строению существенно различаются на разных объектах. Они могут быть сложены стволовой зоной брекчий простого строения с кварцево-рудным цементом и ореолом прожилков; свитами жил, разделенными полосами прожилково-вкрапленной минерализации, телами минерализованных брекчий, ограниченных близпараллельными тектоническими швами.

Жильные тела можно разделить на плитообразные и ветвящиеся. Плитообразные жилы представляют собой тела выполнения, образованные либо в результате выполнения прототрывающихся трещин скальвания, либо вследствие сочетания процессов метасоматоза и выполнения полостей. Первоначально возникает ограниченная сколами тектоническая блок-пластина, которая дробится, интенсивно изменяется гидротер-

мально-метасоматическими процессами и замещается ранним кварцем; в дальнейшем происходит дробление раннего кварца с частичным повторным приоткрыванием трещин и отложение продуктивных минеральных ассоциаций, частично его замещающих, частично же кристаллизующихся в открытых полостях.

Ветвящиеся жилы — образования инъекционно-отрывного типа. Очень ярко их описал Н.И. Богданович для рудных полей Трансильвании. "Жилы являются типичными представителями сложных без ясных зальбандов; каждая из жил представляет целую систему рудоносных трещин, расселин и прожилков в массе припилитизированных пород. Боковые породы и их обломки в жилах сильно окремнены, проникнуты пиритом и обесцвечены, а впоследствии после отложения кварца и руд метастазами еще каолинизированы, так что жильное выполнение состоит собственно из глинистых продуктов разложения боковых пород и глины, проникнутых рудами". Автором данной книги ветвящиеся жилы были охарактеризованы на примере Карамкенского месторождения.

Своеобразным типом рудных тел на золото-серебряных месторождениях являются пологие рудные жилы и залежи, характеризующиеся при незначительных мощностях высокими концентрациями полезных компонентов. Подобные рудные тела, названные "стуловидными" жилами, отмечаются, в частности, в горах Апусени (Румыния), где они имеют мощность несколько сантиметров, углы падения менее 45° , и прослеживаются на несколько сотен метров на глубину и по падению. В интервалах, пересекающих вертикальные трещины, отмечаются повышенные концентрации полезных компонентов.

Пологие рудные залежи типичны для месторождения Тавау (Фиджи). Залежи падают к центру кальдеры под углами $25-30^\circ$, прослеживаясь до 1650 м в длину и по падению до 1500 м [24]. Богатое оруденение концентрировалось в участках пересечения залежей с крутопадающими дайками андезитов. Предполагается, что пологие структуры были заложены как трещины отрыва в базальтах по периферии кальдеры при проседаниях, приведших к ее формированию.

Подобный же тип пологих минерализованных трещин, приуроченных к контактам пластов, известен на ряде других месторождений. Американские геологи при изучении и обработке третичных золото-серебряных месторождений также отмечали широкое развитие пологих межпластовых минерализованных зон типа "манто". Такое широкое их распространение, вероятно, обусловлено, с одной стороны, высокой водонасыщенностью рудовмещающих горизонтов и возможностью миграции рудоносных растворов по латерали, с другой — связанными с этим особенностями деформаций в приповерхностной зоне.

В 1959 г. М.К. Хабберт и В.В. Раби предложили теоретические расчеты, учитывающие влияние давления жидкости пористых пород на образование надвиговых структур, которые по условиям формирования сходны с послыонными и межформационными срывами. Эти исследователи показали, что в случае достаточно высокого давления поровой жидкости блоки пород могут скользить по пологим надвигам на большие

расстояния, в том числе может происходить гравитационное скольжение блоков.

В качестве подтверждения своих представлений они выполнили, в частности, следующий эксперимент. Блок пористого бетона помещался в непроницаемый ящик, в котором через специальное отверстие создавалось нужное давление воды. Сверху на пористый блок бетона помещались два других блока. Определялась зависимость между давлением пористой жидкости и величиной силы, способной вызвать скольжение верхних блоков по нижнему. По мере увеличения давления жидкости сила, вызывающая скольжение, уменьшалась настолько, что блоки массой 250 кг без особого напряжения сдвигались одной рукой с подстилающей плиты.

Эти авторы опирались в работе также на опыты Д. Хандина, изучавшего влияние поровых давлений в осадочных породах на развитие деформаций. В этих опытах были подвергнуты трехосному сжатию образцы доломита, известняка, песчаника, сланца и аргиллита при поровом давлении до 200 МПа. Эксперименты Д. Хандина показали, что увеличение порового давления ведет к уменьшению трения в породе и сокращению ее прочности; по мере увеличения порового давления все менее существенную роль играет разламывание зерен породы, пока оно не исчезает совсем, и деформации происходят только благодаря межзерновым перемещениям.

Тип минерализованных трубок взрыва среди альпийских месторождений установлен на ряде зарубежных месторождений: это, в частности, знаменитый "Крессонов раздув" на месторождении Крипл-Крик в США, давший 500 т золота, и минерализация, связанная с трубками взрыва на месторождениях Трансильвании. Как отмечают румынские геологи, минерализация, приуроченная к трубкам взрыва, редка, но представляет особый интерес, поскольку в подобных структурах концентрируется наиболее ценное золото-серебряное оруденение. Для локализации рудных тел этого типа благоприятны: пологие экранирующие поверхности, вулканические аппараты центрального типа, слабо выраженные дорудные деформации, сложный геохимический комплекс рудных элементов. С учетом этих признаков нужно подходить к возможности нахождения подобных рудных тел на золото-серебряных рудных полях СССР.

Механизм разгрузки рудоносных растворов, по-видимому, обусловлен изменением кислотно-щелочных свойств раствора под влиянием падения давления, что не исключает других факторов рудообразования. Как установлено А.И. Тугариновым и В.Б. Наумовым, падение давления может привести к вскипанию растворов, выделению углекислоты и, как следствие, к разрушению карбонатных комплексов ряда металлов. В.Д. Никитин и Д.В. Рундквист отмечают, что смена режима давления при минералообразовании вызывает многократные изменения кислотно-щелочных свойств растворов (как по времени, так и в пространстве), что проявляется в зависимости от масштабов импульсов, приводящих к смене давлений, в различных сечениях растущих кристаллов, до изменения минеральных парагенезисов.

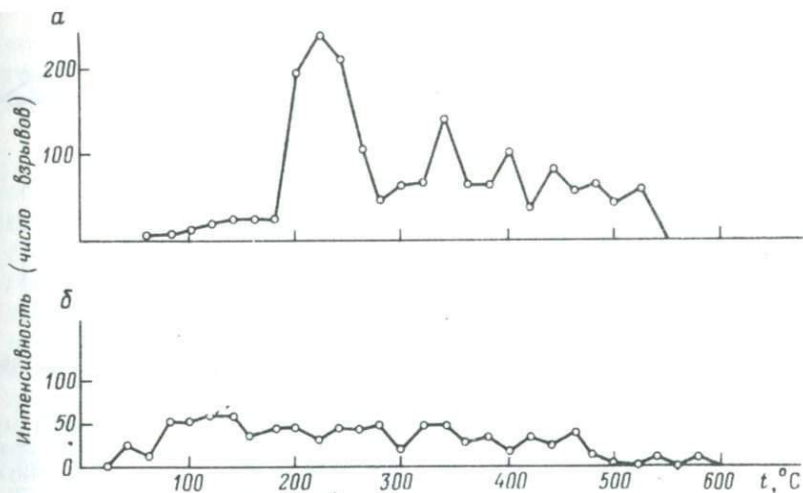


Рис. 53. Графики декрепитации газовой-жидких включений в "продуктивном" (а) и "непродуктивном" (б) кварце золото-кварц-пиритовой ассоциации

Эти соображения справедливы и для золото-серебряных месторождений, формировавшихся, как определили Н.И. Андрусенко, Т.Н. Косовец и автор, из углекислых растворов. Результаты изучения месторождения, на котором золото отлагалось в одну стадию с кварцем и пиритом, составляющими 90 % выполнения жил, показали наличие фазовой дифференциации растворов в участках рудных столбов.

Интенсивность и концентрация максимумов растрескивания резко различны для кварца продуктивных и непродуктивных частей жил. Графики декрепитации "непродуктивного" кварца весьма однообразны (рис. 53, а), они характеризуются ранним началом растрескивания (160–180 °С), которое без резко выраженных максимумов при незначительной интенсивности продолжается до температур 420–440 °С. На графиках декрепитации кварца из продуктивных участков жил (см. рис. 53, б) выделяется три четко выраженных максимума в интервалах 220–280, 320–360, 420–480 °С.

Продуктивные участки рудных жил приурочены к участкам изгибов рудовмещающих трещин; высокая степень концентрации в рудном кварце газовой-жидких включений может рассматриваться как результат падения напора в локальных участках структуры и, как следствие, — диссоциации углекислоты, приводящей к смене кислотно-щелочного режима и выделению из растворов золота.

Противоположные данные были получены Н.И. Андрусенко при изучении другого золото-серебряного месторождения. Как выяснилось, на нем продуктивность кварцев возрастает как раз в участках наименьшей концентрации углекислых включений. Если учесть, что на этом месторождении рудообразование сопровождалось широким развитием микроэпзпозий и инъекций жильного вещества в блоковые породы, то

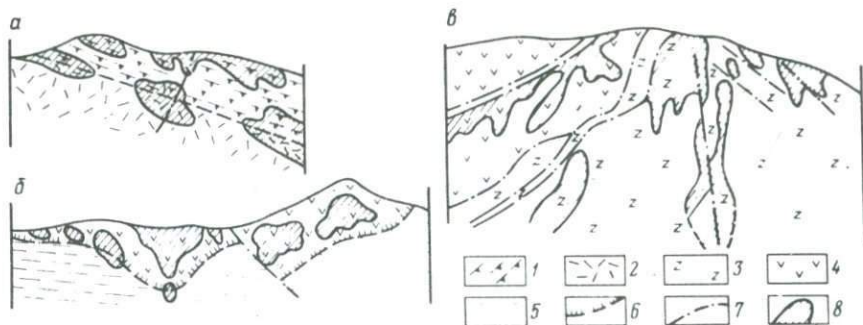


Рис. 54. Конфигурация обогащенных участков рудных тел в зависимости от геологической структуры, т. е. приуроченности к районам, характеризующимся:

a — моноклиналим строением части вулканического сооружения, *б* — волнистым рельефом основания вулканического яруса, *в* — сочетанием круто- и пологопадающих разломов вулканической постройки (проекция рудных тел на вертикальную плоскость). 1 — флюидалные липариты; 2 — туфы липаритов; 3 — дациты; 4 — андезиты; 5 — алевролиты; 6 — поверхность основания вулканического прогиба; 7 — разломы; 8 — контуры обогащенных участков рудных тел

нетрудно прийти к следующему выводу: мы имеем дело с одной и той же закономерностью — падением напора и диссоциацией углекислоты, обуславливающей концентрацию рудного вещества — но только в одном случае происходит захоронение газовой фазы в продуктах кристаллизации, а в другом — ее взрывное выделение.

Результаты гидродинамического анализа, проведенного А.Н. Герковым и М.М. Константиновым, свидетельствует о том, что наличия рудоносных растворов, фильтрующихся по определенным системам трещин, рассмотренные типовые соотношения которых постоянно существуют в природе, достаточно для того, чтобы сформировались рудные столбы. Следовательно, палеогидродинамические реконструкции при изучении месторождений и рудных полей, выявление основных путей фильтрации растворов, могут иметь существенное значение при локальном прогнозировании, в частности, при определении участков концентрации рудных столбов.

Намечается общая закономерность в распределении обогащенных участков рудных тел: конформность положения обогащенных участков и элементов геологического строения рудного поля. В простейшем случае наблюдается совпадение общего погружения обогащенных участков рудных тел и пластов пород (рис. 54, *a*). Сложнее конфигурация обогащенных участков в том случае, когда они располагаются параллельно рельефу основания вулканического прогиба (см. рис. 54, *б*). В третьем случае отчетливо видно закономерное размещение рудных столбов в соответствии со строением палеовулканической постройки (см. рис. 54, *в*): одни из них контролируются пологопадающим телом автомагматических брекчий, другие — корневой областью вулканического аппарата, представленной субвулканическим телом кварцевых порфиров.

Выявление подобной конформности на других месторождениях представляется весьма существенным элементом рационального направления геологоразведочных работ на разных стадиях изучения и освоения месторождений.

Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. На фоне общности золото-серебряного оруденения в вулканических областях, нашедшей отражение в трудах В. Линдгрена, Г. Шнейдерхена, И.С. Рожкова, М.И. Ицксона, А.А. Сидорова и других исследователей, устанавливаются принципиальные отличия в условиях образования трех геохимических типов руд. Взяв за основу соотношение основных металлов руд как объективный и промышленно значимый критерий, удалось показать, что им определяются геотектонические позиции оруденения, ассоциации магматических пород, а также месторождений других рудных формаций, благоприятные структурные обстановки для крупных концентратий рудного вещества. При прогнозировании необходим, следовательно, дифференцированный подход к разработке поисковых критериев на оруденение различных геохимических типов.

2. Золото-серебряное оруденение может формироваться не только вблизи поверхности, но и на глубинах 1–2 км, что обосновано выделением переходной группы "глубинно-вулканических" месторождений.

3. Одна из важных особенностей локализации золото-серебряных руд крупных масштабов с большим вертикальным размахом – приуроченность их к крупноамплитудным разломам или трубообразным телам взрывных брекчий.

4. Механизмы образования рудовмещающих структур могут быть связаны не только с тектоническими деформациями, но и с активным воздействием рудоносного флюида, что позволяет выделить тектонический, инъекционный и взрывной способы формирования рудных тел и, в частности, руд с брекчиевыми текстурами.

ОСНОВЫ ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

Трудно переоценить значение своевременного научно обоснованного прогноза для эффективного направления поисково-разведочных работ. Оперативная и правильная прогнозная оценка – важный резерв повышения эффективности работ, тогда как ошибка в прогнозе – это впустую затраченные средства, общественно бесполезный труд многих людей. Значительные усилия научных коллективов направлены на разработку отдельных проблем геологического прогнозирования (углубленный анализ связей оруденения с геологическими формациями, структурами земной коры, комплексирование геологических признаков, поиски оптимальных методов обработки геологической информации и др.). Большой опыт накоплен в разработке этих вопросов и в отношении золото-серебряных месторождений. В основном разрабатывались поисковые признаки золото-серебряного оруденения [2, 3, 16, 19, 20]. Среди характерных признаков указывались текстурные особенности кварца,

широкое развитие адуляра в околорудно-измененных породах и рудных телах, некоторые особенности строения и состава самородного золота.

При изучении гидротермально-метасоматических пород отмечалось: большое значение адуляризации как процесса, свойственного именно золото-серебряным месторождениям (Т. Ловеринг, М.С. Михайлова и др.); закономерное положение оруденения в вертикальной колонке метасоматитов аргиллизито-пропилитовой группы [17]; наличие повышенных концентраций золота в продуктах гидротермально-метасоматических преобразований и отдельных минералах (Г.П. Волярович, М.С. Михайлова); привнос во вмещающие породы калия с выносом из зоны околожильных изменений урана, тория и натрия (А.М. Гребенчиков и др.); наличие среди гидротермально-метасоматических образований рудного этапа гидрослюд определенной модификации [3].

При установлении продуктивности магматических образований рекомендовалось обращать внимание на контрастную дифференцированность магматических комплексов (А.А. Сидоров), повышенные концентрации калия в поздних дифференциатах (М.С. Михайлова, С.Д. Шер и др.).

В качестве продуктивных вулканических формаций упоминались липарито-дацитовая (Ф.Ф. Вельдяков), трахилипаритовая (А.К. Кондратенко и др.) андезито-диоритовая (Ю.А. Эпштейн, С.Б. Хенкина). Очевидно, что дифференцированный подход к решению сложной проблемы связи оруденения с магматизмом позволяет более конкретно подходить к их выделению.

К положительным структурным факторам относятся: поднятия кристаллического фундамента [4], зоны протяженных разломов глубокого заложения, особенно на границах поднятий и депрессий [20], бортовые части крупных вулcano-тектонических депрессий [1], сквозные поперечные зоны повышенной трещиноватости (Н.А. Фогельман).

Опираясь на проведенные по этой проблеме исследования, автор предпринял попытку использовать при прогнозировании в качестве основного принцип дифференцированного подхода в соответствии с рассмотренными геохимическими и структурными систематиками.

ГРУППИРОВКА КРИТЕРИЕВ ПО МАСШТАБАМ ОБЪЕКТОВ ПРОГНОЗА

Деление поисковых критериев на тектонические, магматические, литологические и т. д. сочетается с их делением в зависимости от масштаба объектов прогнозирования, что предопределяет и комплексирование поисковых методов.

Определенную соподчиненность рудоносных площадей по форме и масштабу наметил Е.Т. Шаталов. Среднемасштабный металлогенический прогноз ("металлогения рудных районов") начинается с выделения рудных зон, районов и узлов. Определяя позицию рудных районов, следует отметить, что золотое оруденение заключают все типы вулканогенных поясов мира: приуроченные к системе периокеанических островных

дуг (Япония); внутриматериковые (Трансильвания), окраинно-континентальные (Охотско-Чукотский пояс и др.). Однако преобладающим развитием пользуются пояса окраины континента, с чем связано преимущественное внимание к этому типу поясов.

По Е.Т. Шаталову, рудный район — ограниченная по площади рудоносная территория, характеризующаяся общностью геологических условий и развитием рудных формаций или типов одного (ведущего) или нескольких металлов, площадью в тысячи квадратных километров. Рудный узел — рудоносная площадь, включающая генетически связанные рудные поля определенных рудных формаций и типов, обычно группирующихся около единого металлоносного центра (интрузив или ряд сателлитов интрузивного тела) или приуроченных к четко проявленным особенностям тектонического строения. Их площадь — от нескольких сотен до 1500 км². На практике разделить рудные районы и узлы не всегда удается, поэтому они выделены в одну группу объектов прогнозирования. Рудное поле — сравнительно небольшая рудоносная площадь с одним или несколькими однотипными месторождениями, связанными общими элементами структуры.

Для полноты картины эта группировка должна быть дополнена конечными объектами прогнозирования: месторождениями, рудными телами и рудными столбами. Последнее необходимо также в связи со спецификой многих золото-серебряных месторождений, для которых характерно бонанцевое распределение полезных компонентов (основные запасы металлов сосредоточены в рудных столбах).

Исходя из намеченных объектов прогнозирования, можно выделить три группы поисковых критериев: группа А (объекты прогноза — рудные районы и узлы); группа Б (объекты поисков — рудные поля и месторождения); группа В (объекты поисков и оценки — отдельные рудные тела, столбы, глубокие горизонты и фланги месторождений). Внутри каждой группы целесообразно различать тектонические (структурные), магматические и минералого-геохимические группы критериев (табл. 4). Охарактеризуем кратко наиболее существенные из них или представляющиеся сравнительно новыми.

Критерии группы А

Ведущими при выделении золоторудных районов и узлов следует считать критерии, учитывающие строение их фундамента; наличие сквозных долгоживущих зон разломов древнего заложения; рудно-магматические ассоциации, определяющие выделение геохимических типов руд и их зональное размещение в районах с установленными проявлениями медно-молибденового, оловянного и ртутого оруденения. Остановимся на кратком рассмотрении наиболее существенных критериев.

Консолидированные массивы или их обрамления с субплатформенным чехлом в основании вулканических поясов (см. табл. 4, критерий 1). Еще при интенсивном изучении третичных золоторудных месторождений западных штатов США В. Линдгреном было уста-

**Поисковые критерии золото-серебряного оруденения
в вулканических областях**

Тектонические, структурные	Магматические	Минералого- геохимические
<i>Группа А (объекты прогноза – рудные районы и узлы)</i>		
1. Консолидированные массивы или их обрамления с субплатформенным чехлом в основании вулканических поясов 2. Сквозные зоны долгоживущих разломов 3. Бортовые части вулканотектонических депрессий, обрамления палеобассейнов углекислотного накопления	4. Трахибазальтовые, андезитобазальтовые формации (для золото-теллурического типа) 5. Последовательно дифференцированные андезитовые формации (для золотого типа) 6. Липаритовые и трахиллипаритовые формации (для золото-серебряного типа)	7. Проявления минерализации золото-теллурического, золотого и золото-серебряного геохимических типов 8. Зональное размещение золото-серебряных руд в рудных районах с медно-молибденовым и оловянным оруденением
<i>Группа Б (объекты поисков – рудные поля, месторождения)</i>		
9. Жерловые зоны вулканических аппаратов 10. Вулканотектонические депрессии и кальдеры 11. Купольные поднятия 12. Каркасы даек и корневые части субвулканов, контролируемые пересечениями, изгибами и ветвлениями региональных разломов 13. Системы надвигов и пологих зон дробления, осложняющих наложенные впадины и купола 14. Системы крутопадающих разломов, ограничивающих наложенные грабены 15. Приподнятые блоки депрессионных структур и опущенные блоки купольных поднятий 16. Многоярусное экранирование оруденения в разрезе вулканогенных толщ	17. Субвулканические тела (преимущественно среднекислого состава) 18. Скрытые и слабоэродированные интрузии гранитоидов 19. Повышение концентрации Au и Ag в предрудных фазах вулканизма и особенно субвулканических фациях, возрастание в них отношения Ag к Au	20. Развитие эндогенных ореолов Au, Ag, As, Mn, K 21. Мультипликативные показатели величины эрозионного среза 22. Развитие кварц-карбонат-каолинит-гидрослюдистых и кварцадулярических метасоматитов 23. Наличие признаков полиформационного характера метасоматитов: сочетание пропилитов и аргиллизитов с образованиями грейзен-скарнового типа
<i>Группа В (объекты поисков и оценки – рудные тела, столбы, глубокие горизонты и фланги месторождений)</i>		
24. Дорудная тектоническая проработка рудовмещающих разрывов,	26. Тела магматических и гидротермальных брекчий	28. Широкое развитие As в минеральных ассоциациях

Тектонические, структурные	Магматические	Минералого-геохимические
<p>значительные амплитуды перемещений по ним (факторы крупных параметров рудных тел и устойчивого вертикального интервала промышленного оруденения)</p> <p>25. Конформность геологических границ и обогащенных участков; пересечения рудных тел между собой, рудных тел и даек, изгибы и ветвления рудовмещающих разрывов, сопряжения пологих и крутопадающих рудовмещающих разрывов</p>	<p>27. Инъекционно-эксплозивные образования (туффизиты, мобилезиты и т. п.)</p>	<p>29. Сложный вещественный состав руд</p> <p>30. Сложный состав элементов-примесей в самородном золоте</p> <p>31. Наличие нескольких продуктивных парагенезисов</p> <p>32. Совмещение разновременных минеральных ассоциаций</p> <p>33. Высокая корреляция золота и серебра в рудах</p>

новлено, что они приурочены к областям поднятий докембрийского раннепалеозойского основания.

Среди блоков основания вулканических поясов восточной части СССР, опираясь на историю их развития в рифее — фанерозое, можно выделить консолидированные и мобильные. К консолидированным структурам отнесены массивы дорифейской и раннепалеозойской консолидации. В пределах последних известны участки с повышенной мощностью отложений комплексов чехла, которые по формационной принадлежности имеют существенные отличия от геосинклинальных (меньшие мощность и полнота разреза, широкое площадное развитие брахиформной складчатости), в связи с чем их принято называть сингеосинклинальным.

К этому же классу условно отнесены также блоки, в пределах которых развиты редуцированные геосинклинальные комплексы на структурах дорифейской и раннепалеозойской консолидации, для которых свойственна линейная складчатость. По главным признакам (мощность и полнота разреза, формационный состав, характер складчатости) они занимают промежуточное положение между комплексами чехлов срединных массивов и геосинклинальными комплексами мобильных зон.

К классу мобильных структур принадлежат зоны, отличавшиеся подвижностью и отложением геосинклинальных комплексов, начиная с рифея и до позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Для них характерны наибольшие мощности геосинклинальных формаций, полнота разреза и напряженная линейная складчатость.

К этому классу отнесены также шовные зоны на границах крупных консолидированных блоков. Это относительно узкие и протяженные грабенообразные прогибы, обычно кратковременного развития, выполненные вулканогенно-терригенными формациями, иногда большой мощности.

Анализ положения рудных районов вулканических поясов относительно структур фундамента позволяет определить, что в общем плане районы золото-серебряного оруденения тяготеют к консолидированным структурам, особенно к их периферическим частям.

Сквозные зоны долгоживущих разломов (критерий 2), по мнению Е.А. Радкевич, Г.П. Воляровича, И.Н. Томсона, М.А. Фаворской, — ведущий региональный критерий размещения золоторудных районов.

Анализируя геоморфологические, формационные и тектонические карты, а также данные региональных геофизических исследований, можно наметить ряд таких структур: Охотско-Амурскую, Приколымско-Камчатскую, Майско-Пенжинскую и др.

Учитывая возможную унаследованность структур от дорифейских разломов фундамента, вероятно их широкое распространение и золотоносность также в сравнительно мало изученных областях Средиземноморского складчатого пояса.

К пересечению сквозных структур с продольными тяготеют золоторудные районы и узлы, представляющие собой в целом крупные вулканотектонические депрессии, купольные и горст-антиклинальные поднятия сложного строения.

Бортовые части вулканотектонических депрессий (критерий 3), вулканические прогибы, кальдеры определяют положение рудных узлов, что связано в первую очередь с наличием в их обрамлении разломов, ограничивающих развитие этих структур. Подробно это положение раскрыто в обзорной работе по Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу [1].

Независимо от интенсивности проявлений вулканизма, для ряда рудных районов наблюдается локализация золотого оруденения в периферических частях бассейнов угленакопления. Взаимосвязь угленосных формаций и золото-серебряных месторождений можно объяснить приуроченностью первых к зонам глубинных разломов, а вторых — к участкам осложнения этих разломов сквозными поперечными структурами. Глубинные разломы по современным представлениям можно рассматривать как генераторы углекислоты — за счет дифференциации верхней мантии, либо вследствие интенсивных тепловых потоков и метаморфизма углеродсодержащих пород земной коры. Не случайно, как было ранее отмечено автором, зоны сквозных золотоносных структур, пересекающих геосинклинальные системы, переходя в платформенные обрамления, становятся нефтеносными.

Положение золото-серебряного оруденения по периферии угольных бассейнов наиболее естественно объясняется устойчивой и унаследованной мобильностью этих участков структуры, в которых существовали условия для глубокой циркуляции рудоносных растворов. Независимо от той или иной интерпретации этих соотношений, они уже сейчас могут использоваться как новый критерий крупномасштабного прогнозирования.

Современный уровень исследований позволяет установить определенные соотношения магматических и минералого-геохимических критериев (см. табл. 4, критерии 4—8).

Месторождения золото-серебряной формации во времени и пространстве тесно ассоциируют с процессами вулканизма. В основном это орогенный и позднегеосинклинальный вулканизм альпийского возраста, однако аналогичные по типу месторождения известны и в областях герцинского вулканизма. По характеру вулканизма среди вулканических поясов выделено три группы областей: с преимущественным распределением наземного вулканизма, преобладанием покровных и субвулканических фаций; с широким развитием вулкано-плутонических комплексов; с редуцированным вулканизмом в наложенных впадинах и куполах (области тектонической активизации).

Опыт изучения ряда районов показывает, что золотое оруденение бывает связано с вулканической или вулкано-плутонической ассоциацией, наиболее широко проявленной в районе, и приурочено к поздним фазам вулканизма этой ассоциации.

В некоторых золоторудных районах оруденение тяготеет к эпицентрам скрытых на глубине интрузивов, наличие которых установлено по гравиметрическим данным и подтверждено бурением.

Месторождения формировались на сравнительно небольших глубинах: от первых метров до 2 км. Собственно приповерхностные месторождения довольно редки, хотя именно среди них есть ряд уникальных объектов (например, Голдфилд в США). Большинство месторождений образовалось на "субвулканическом" уровне глубин (1–1,5 км). Наиболее перспективны для поисков субвулканические тела, в период становления не вышедшие на поверхность (это выяснено при детальной разведке рудных полей). Именно к таким телам бывают приурочены протяженные и выдержанные по вертикали рудные тела. Имевшие свободный выход на поверхность экструзивы обычно малопродуктивны.

Золото-серебряное оруденение наиболее часто сопровождается кварц-карбонат-гидрослюдистыми метасоматитами и зонами наложенной адуляризации, т. е. ассоциацией гидротермально-метасоматических пород, характеризующихся высокой активностью калия. Последний может при этом как привноситься гидротермальными растворами, так и заимствоваться ими из вмещающих пород и переотлагаться в окорудном пространстве. Важно при этом отметить, что кварц-гидрослюдистые метасоматиты, сопровождающие многие золоторудные месторождения, представляют собой фацию различных формаций метасоматитов: березитов, листовенитов, пропилитов, аргиллизитов, поэтому "жесткое" закрепление золото-серебряного оруденения в связи с определенной формацией метасоматитов, по-видимому, будет ошибочным.

Месторождения представлены в основном кварцевыми или кварц-карбонатными с переменным количеством адуляра рудными жилами и жильными зонами. Количество сульфидов обычно не превышает нескольких процентов, лишь в редких случаях достигает 15 %.

Месторождениям золото-серебряной формации свойственны широкие вариации золота и серебра в рудах. По среднему для месторождений золото-серебряному отношению выделены геохимические типы: золото-теллуровый (Au:Ag от 10:1 до 1:1), золотой (от 1:1 до 1:20), золото-се-

ребряный (от 1:20 до 1:1000). По мере изменения золото-серебряного отношения в сторону увеличения относительной роли серебра отмечаются следующие тенденции: высокопробное золото сменяется низкопробным, электрумом и серебром; увеличивается относительная роль адуляризации руд; сопутствующие оруденению основные и ультраосновные вулканы сменяются средними и кислыми; вулканогенные рудоконтролирующие структуры уступают место комбинированным и тектоногенным, депрессионные — интрузивно-купольным и брахиантиклинальным поднятиям.

Наряду с выделениями самородного золота характерны его парагенезисы: золото-теллуrowый, золото-мышьяковый, золото-висмутовый, золото-полиметаллический, золото-серебряный, золото-сульфосолевой, серебро-аргентитовый.

Наличие золото-теллуrowого, золотого и золото-серебряного геохимических типов, определяющих промышленный характер оруденения в конкретных районах, — один из региональных поисковых критериев (см. табл. 4, критерий 7).

Выявление основных геохимических типов позволяет поставить вопрос о необходимости дифференцированного подхода к поискам и оценке золото-серебряного оруденения в различных геотектонических обстановках. Как правило, промышленную значимость в золоторудных районах имеет оруденение только одного из трех выделенных типов: объекты других типов известны, но они незначительны по масштабам.

Зональное размещение золото-серебряных руд в рудных районах с медно-молибденовым и оловянным оруденением обуславливает положение в них рудных узлов. Районы с установленным медно-молибденовым или оловянным оруденением могут представить интерес для поисков золото-серебряных руд. Обоснованием могут явиться данные о повышенных концентрациях золота и серебра в рудах других металлов. По этому поводу А.Д. Щеглов [26] приводит следующий характерный пример: ". . . в одном из восточных районов страны давно обращала на себя внимание не совсем обычная ассоциация касситеритового оруденения с серебряным; считалось, что данные месторождения экзотичны и нехарактерны для данного региона. Однако впоследствии выяснилось, что серебряная минерализация в этом регионе проявляется самостоятельно в крупных масштабах, а в известном оловянном месторождении фиксировалась только в поздние стадии минерализации" (стр. 265). Возможен, очевидно, и поиск медно-молибденовых, сурьмяно-ртутных или оловянных месторождений по повышенным концентрациям этих металлов в уже установленных золото-серебряных рудах. Золото-серебряная минерализация может либо формироваться синхронно с ассоциациями других металлов, образуя комплексные руды, либо обособляться в самостоятельных стадиях и этапах минерализации, что зависит от структурной обстановки рудоотложения.

Сравнение рудных узлов различного геологического строения с медно-молибденовыми и золото-серебряными рудами показывает, что сложность их геологического строения, интенсивность проявления дорудной разрывной и блоковой тектоники во многом определяют весь ход про-

цесса минералообразования, и в том числе явления стадийной, фациальной зональности и дифференцированности рудного процесса. Можно, по существу, найти все переходы от монофазного типа оруденения к многоэтапному, заключающие один и тот же набор рудных элементов. Возрастающее влияние тектоники на рудообразование (т. е. активные тектонические деформации в рудный период) приводит к дифференциации процесса на этапы и частичному пространственному их обособлению.

Так, на рудном поле Бьютт в США при монофазном развитии процесса, нарушаемом лишь незначительными, почти непрерывными подвижками, наблюдается концентрическая зональность с частичным перекрытием молибденовой, медно-цинковой и марганец-цинк-серебряной зон минерализации (рис. 55, а). Сходная зональность, но несколько вытянутая в северо-северо-западном направлении, совпадающем с общим простиранием рудовмещающих структур, проявлена на месторождении Минерал-Парк в Аризоне; зоны здесь концентрически располагаются вокруг штока гранит-порфиров (см. рис. 55, б). Исследователи этого месторождения выделяют три последовательные стадии минерализации, соответствующие выделенным зонам.

Переходя к многоэтапному оруденению сходного типа, мы видим резкое возрастание роли разрывных и блоковых структур. В одном золоторудном районе еще сохраняется общее полуконцентрическое расположение зон, однако резко возрастает роль близмеридиональных разломов (см. рис. 55, в). В другом (см. рис. 55, г) оруденение, сформировавшееся в два этапа, дифференцировано по блокам, причем золотоносен относительно опущенный северный блок. Преемственность оруденения подчеркивается сквозным распространением молибдена. В северной части следующего рудного узла (см. рис. 55, д) золото-серебряные месторождения тяготеют также к опущенным блокам, а комплексные золото-медно-молибденовые, связанное со штоком граносиенит-порфиры, — к приподнятому. Наконец, в последнем рудном узле (см. рис. 55, е) медно-молибденовое и золото-серебряное месторождения приурочены к разным блоковым структурам. Можно отметить лишь очень незначительную "связывающую" эти блоки составляющую: наличие редких кварц-молибденовых прожилков и повышенные концентрации молибдена в рудах золото-серебряного месторождения.

Наблюдаемое постепенное пространственное усложнение в распределении отдельных зон в рудных узлах с золото-медно-молибденовым оруденением многоэтапного или многостадийного процесса объясняется, вероятно, влиянием структурной обстановки в сфере рудоотложения. Это необходимо учитывать при прогнозе золото-серебряных месторождений.

На территории Советского Союза вполне возможно обнаружение оловянно-серебряных месторождений, уникальными представителями которых являются месторождения Боливии.

Позиция олово-серебряной провинции Боливии обусловлена ее размещением в районе изгиба складчатой системы Анд. Месторождения (Потоси, Оруро, Порко и др.) приурочены к третичным вулканическим

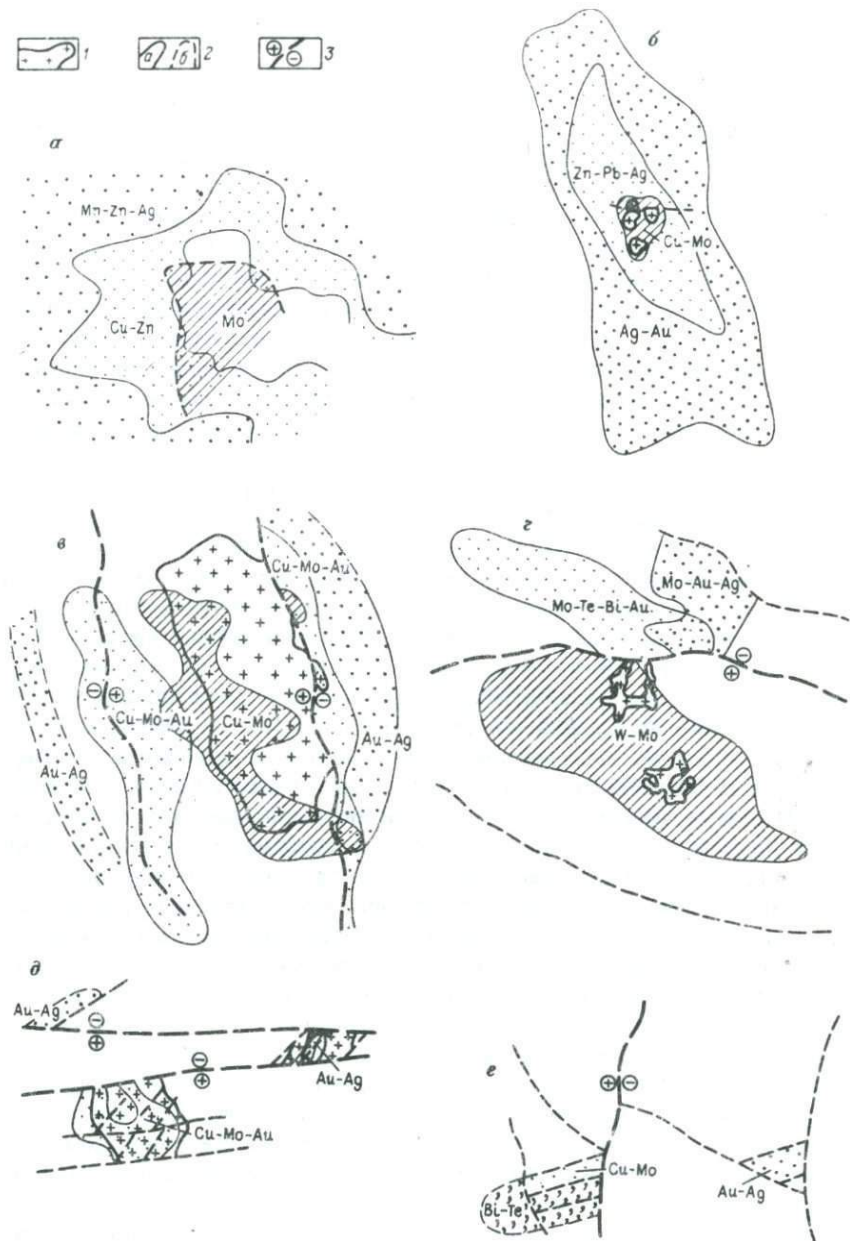


Рис. 55. Схемы зональности в рудных узлах с золото-медно-молибденовым оруденением (см. текст).

1 – гранит-порфировые интрузии; 2 – границы рудных ореолов: а – установленные, б – предполагаемые; 3 – разломы с приподнятыми по ним (плюс) и опущенными (минус) блоками

аппаратам, сложенным дацитами. Каждое из них представлено свитой оловянно-серебряных жил протяженностью около 1 км, прослеживающуюся на глубину до 500 м. Отчетливо фиксируется латеральная и вертикальная зональность. В гидротермально-метасоматических образованиях она характеризуется сменой от центров вулканических аппаратов к внешним частям ореолов измененных пород кварц-турмалиновых, турмалин-серицитовых, серицит-глинистых и пропилитовых зон. Олово-серебряные руды тяготеют к центральной, а свинцово-цинковые — к периферической части рудных полей.

Общие особенности рудных полей, которые целесообразно учитывать при поисках месторождений аналогичного типа в СССР, следующие: 1) наличие мощных углито-аргиллитовых и сланцевых вмещающих и подстилающих толщ; 2) тесная связь с третичными вулканическими аппаратами дацитового состава; 3) широкий минеральный диапазон продуктов гидротермального метасоматоза (от кварц-турмалиновых до низкотемпературных пропилитов); 4) отчетливая стадийность минералообразования: в раннюю стадию выделялись кварц, пирит, сфалерит, касситерит, в позднюю — сфалерит, станнин, джемсонит, фрейбергит (основной серебросодержащий минерал), цинкеит, колломорфный пирит.

Критерии группы Б

При прогнозировании рудных полей и месторождений ведущее значение приобретают локальные рудоконтролирующие и рудовмещающие элементы структуры, сочетания которых определяют типы промышленных рудных полей (см. табл. 4, критерии 9–14). Многообразие их структурных типов, высокая индивидуализированность побуждают выделить при разработке структурной группировки более общие категории: характерные геологические обстановки, которые определяют развитие тех или иных группы структур рудных полей (см. табл. 3).

Для областей пологих поднятий и прогибов с широким развитием вулканизма, преобладанием покровных и экструзивно-субвулканических фаций свойственны рудные поля, приуроченные: к вулканическим аппаратам центрального типа (участвующим в их строении некам, интрузивам, субвулканическим телам, небольшим кальдерам с одним вулканическим центром), контролируемым региональными разломами и их пересечениями; к сложно построенным депрессионным структурам типа мульд и кальдер оседания; к купольным и брахиантиклинальным поднятиям, осложненным крупноамплитудными сбросами.

Для областей дифференцированно-блоковых структур с выступами нижнего яруса или докембрийского фундамента, с широким распространением субвулканических интрузивов и дайковых поясов типичны рудные поля, контролирующиеся каркасами даек и корневыми частями субвулканов на пересечениях региональных разломов; линейными зонами долгоживущих разломов на границах вулканических прогибов и плутонов; изгибами и ветвлениями региональных разломов.

В областях сводовых поднятий фундамента с незначительным проявлением вулканизма в наложенных впадинах и куполах рудные поля развиты: в наложенных грабенах; в валообразных поднятиях и пологих прогибах фундамента, осложненных надвигами и межформационными зонами дробления. Характеристика наиболее важных особенностей перечисленных типов рудных полей приведена в табл. 3.

Анализ материалов по ряду детально изученных рудных полей позволяет сформулировать эмпирическое правило: при общей отрицательной (депрессивной) структуре рудного поля промышленное оруденение концентрируется в их приподнятых блоках, а в купольных и горст-антиклинальных поднятиях — в опущенных (см. табл. 4, критерий 15).

Следует обратить особое внимание на возможность обнаружения скрытых и полускрытых под экранирующими горизонтами субвулканических тел, с которыми бывают связаны крупные скопления руд, тогда как экструзивы и жерла, имеющие свободный доступ к поверхности, обычно слаборудносы. При изучении субвулканических тел асимметричного строения со слабыми проявлениями рудоносности необходимо иметь в виду, что в их лежащем боку возможны слепые рудные тела.

Для рудных районов с золото-серебряным оруденением остро стоит проблема поисков скрытых рудных тел. Наряду с изложенными общими соображениями по этому вопросу, основой для ее решения может служить положение о многоярусном экранировании (см. табл. 4, критерий 16). Смысл его заключается в том, что при сложном строении разреза, вмещающего месторождения вулканогенного яруса, в котором чередуются эффузивные породы различного состава, а также эффузивные и осадочные толщи, в силу различных локальных условий проницаемости одни и те же толщи разреза могут явиться рудовмещающими в одной структурной обстановке и экранировать оруденение — в другой. Так, в одном из рудных узлов верхнемеловая толща липаритов вмещает серебряное оруденение, локализованное в крутопадающих разломах, и в то же время экранирует оруденение, приуроченное к контакту этой свиты и нижележащей толщей углистых алевролитов (рис. 56). Последняя экранирует оруденение рудного поля, заключенное в раннемеловых кислых вулканитах. Можно предположить, что и раннемеловые вулканиты кислого состава могут в определенной структурной обстановке экранировать оруденение, размещающееся еще ниже по разрезу, в алевролитах триаса.

Это положение, как считает автор, позволяет более целеустремленно проводить геохимические поиски в рудных районах, ориентируясь в первую очередь на изучение поверхностей раздела пород различного состава, по которым могут распространяться субгоризонтальные ореолы скрытого оруденения.

Магматические локально-поисковые критерии основаны на приведенных данных об общих связях оруденения с вулканическими и плутоническими ассоциациями пород и структур рудных полей. К критериям данного типа принадлежат субвулканические тела (преимущественно средне-кислого состава), скрытые и слабоэродированные интрузивы гранитоидов.

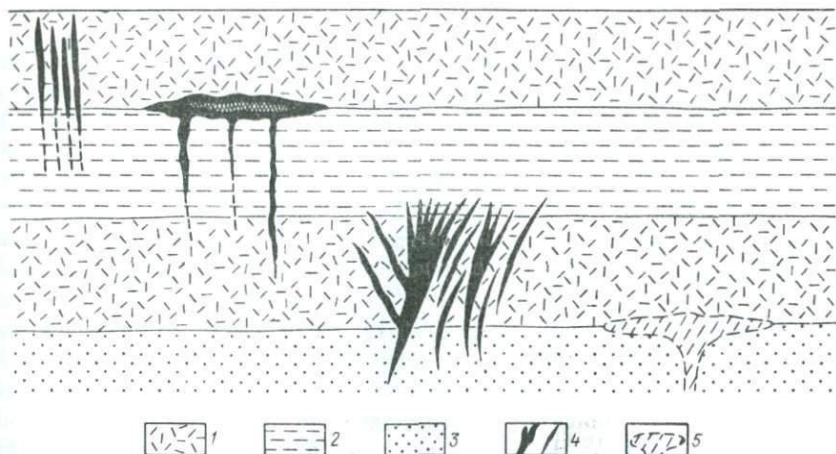


Рис. 56. Многоярусное экранирование золото-серебряного оруденения.

1 – эффузивы кислого состава; 2 – углистые аргиллиты; 3 – песчаники; 4 – рудная минерализация; 5 – предполагаемое оруденение

Для совершенствования поисковых критериев представляют интерес данные о концентрации золота в вулканических породах (см. табл. 4, критерий 19). В исследованиях Н.А. Шилина, автора, Т.Н. Косовец и других по различным районам вулканизма подчеркивается вывод о повышенных концентрациях золота в предрудных субвулканических фациях. Перспективна разработка поисковых критериев, связанных с изучением первичных соотношений золота и серебра в вулкано-плутонических комплексах.

Данные, систематизированные автором совместно с А.К. Кондратенко и Т.Н. Косовец, позволили сделать следующие предварительные выводы: 1) вулканы позднегеосинклинального – раннеорогенного этапа имеют существенно золотую специализацию; вулканы этапа активизации (позднеорогенного) обогащены серебром; 2) повышенные концентрации золота и серебра характеризуют предрудные вулканические образования и особенно – их субвулканические фации; 3) в предрудных вулканических образованиях возрастает значение отношения Ag и Au .

Геохимические критерии, связанные с изучением эндогенных ореолов, по данным М.И. Воина и Н.П. Варгуниной, таковы (см. табл. 4, критерий 20): 1) для выявления рудоносных зон и месторождений – значительная продуктивность ореолов Au , Ag , As , Mn , K ; 2) для оценки уровня эрозионного среза – мультипликативные показатели величины отношения группы верхнерудных и подрудных элементов (типа Au_xAg_xSb/Co_xMo_xW или Ag_xCu/Co_xMo), которые при малом эрозионном срезе имеют значения больше 1, а при сильно эродированном оруденении – ниже 0,01; 3) для оценки вещественного состава руд (дополнительный критерий) – количественные соотношения ранее перечис-

ленных элементов, в особенности пар, характерных для различных продуктивных ассоциаций (Au/Ag, Au/Pb, Ag/As, Sb/W).

Минералого-петрографические критерии рудоносности метасоматитов в связи с их широким развитием на золото-серебряных рудных полях неоднократно привлекали внимание исследователей. В качестве критериев рудоносности подобных образований предлагалось использовать: 1) сочетание кварц-гидрослюдистых и кварц-адуляровых метасоматитов как показатель высокой активности калия и смены кислотно-щелочного режима растворов (см. табл. 4, критерий 22); 2) признаки полиформационного характера метасоматоза, сочетание пропилитов и аргиллизитов с образованиями грейзенового (турмалинизация) и скарнового типов (критерий 23); 3) вертикальная зональность, выраженная на некоторых объектах сменой монокварцитов и алунитов, калишпатовых и кварц-серицитовых пород и пропилитов с закономерным положением оруденения на границе кварц-серицитовой и пропилитовой зон (Л.Н. Пляшкевич, В.А. Нарсеев и др.); 4) повышенные концентрации ряда элементов — золота, серебра, меди, мышьяка в пирите гидротермально измененных пород (М.С. Михайлова); 5) присутствие определенной модификации гидрослюд — 1М [3] и повышенные концентрации в них хлора до 5% (Д.И. Пампура и др.).

Критерии группы В

Оценка возможного вертикального интервала промышленного оруденения на ранних стадиях изучения объекта является важной задачей. Представление о том, что золото-серебряное оруденение в областях альпийского вулканизма быстро выклинивается по вертикали, может привести к неправильной оценке объекта в целом по отдельной неполноценной информации, основанной на бурении единичных скважин с некачественным керном или пройденных по сравнительно бедному интервалу.

Между тем, опыт отработки многих зарубежных месторождений свидетельствует о возможном распространении промышленного оруденения на глубину 900—1200 м. Характерная особенность развития оруденения на глубину — наличие одной-двух "стводовых" жил или зон, по которым оруденение распространяется на большие глубины, и множества сравнительно небольших рудных тел, локализующихся в сопряженных или оперяющих трещинах, которые вместе с приуроченными к ним рудными телами зачастую совершенно "исчезают" на глубинах 200—300 м, так что пройденными глубже горными выработками нередко не удается зафиксировать даже следов этих рудных тел. Наиболее простыми, доступными при непосредственном полевом изучении признаками устойчивых по вертикали рудных тел являются следующие: 1) значительная (1500—2000 м) протяженность по простиранию; 2) значительные амплитуды дорудных перемещений — как правило, первые сотни метров; 3) наличие дорудной тектонической подготовки разрывов: развитие вдоль них зон расланцевания, брекчирования, хорошо проработанных швов с глиной трения.

Опыт изучения ряда разведанных на глубину месторождений позволяет кроме того установить признаки устойчивого по вертикали оруденения, которые могут быть получены при изучении верхних горизонтов. Это отсутствие отчетливо проявленной вертикальной зональности рудных тел; высокая корреляция золота и серебра в рудах. Напротив, признаками быстрого выклинивания оруденения по вертикали могут служить: незначительная дорудная подготовка разрывов или их синрудное формирование; наличие отчетливо выраженной зональности в разрезе рудных тел или признаки телескопирования разновозрастных минеральных ассоциаций; низкая степень корреляции золота и серебра в рудах.

Туффиты, мобилизиты и им подобные образования маркируют на золоторудных месторождениях рудоносные структуры. Они были подробно описаны еще К.И. Богдановичем в 1913 г. для района Трансильвании, где отмечалось многократное формирование дайкообразных тел, сложенных тонким пелитовым материалом. Автором данной работы подобные образования установлены на одном из месторождений, где они залегают в виде ветвящихся даек и столбообразных тел большой протяженности, контролируемых синвулканическими разломами, и сложены черными углистыми пелитовыми породами. По времени формирования инъекционные тела предшествуют рудоотложению и способствуют локализации рудных столбов.

К магматическим критериям с некоторой степенью условности могут быть отнесены участки контактов субвулканических тел и даек с вмещающими породами, вдоль которых размещаются рудные тела. Особый интерес представляют дайки, контрастные с вмещающими породами по химическому составу (например, липариты и серпентиниты), поскольку интенсивное развитие в этом случае гидротермально-метасоматических процессов благоприятствует концентрированному отложению золота.

Структурные условия локализации рудных столбов во многом сходны с таковыми для других типов гидротермальных месторождений: это изгибы и ветвления рудовмещающих разрывов, сопряжения пологих и крутопадающих разрывов. По данным А.А. Сидорова и В.Г. Хомича, характерно наличие определенного гипсометрического уровня формирования рудных столбов, связанного с изменением физико-химических параметров рудоотложения (вскипание растворов, изменение форм переноса элементов и др.).

Важно отметить также, что общий контур распределения промышленной минерализации в рудных телах, обуславливающий в значительной степени и положение их обогащенных участков, соответствует определенным элементам геологического строения участка, вмещающего рудное тело: рельефу фундамента вулканического прогиба, погружению крыла купольной структуры, склонению тела автомагматических брекчий и т. д., что позволяет использовать детальное геологическое картирование для выбора оптимальной системы разведки рудных тел.

В настоящее время наряду с распространенными методами выявления рудных столбов, связанными со структурными и минералогическими наблюдениями, обобщением данных опробования и др., предложено

использовать для близкповерхностных месторождений физические методы изучения особенностей продуктивных кварцев: анализируются либо концентрации в них газопо-жидких включений, либо спектры поглощения, различающиеся для продуктивных и безрудных минеральных ассоциаций. Применению этих методик на конкретных рудных полях должна предшествовать их апробация на эталонных участках с определенными характеристиками.

Минералогические критерии локализации обогащенных участков рудных тел изучены в настоящее время недостаточно. В пределах рудных столбов можно ожидать изменения целого ряда типоморфных свойств минералов, слагающих продуктивные минеральные ассоциации. Наиболее простой минералогический критерий рудных столбов, как это было отмечено Н.В. Петровской, — совмещение в локальных участках рудовмещающих разрывов разновременных минеральных ассоциаций.

Для некоторых провинций положительным критерием оценки промышленного оруденения могут служить повышенные концентрации мышьяка в минеральных ассоциациях. На некоторых месторождениях арсенопирит присутствует как в минеральных ассоциациях руд, так и в эндогенных ореолах, мощность которых в несколько раз превосходит мощность рудных тел. Мышьяк — сквозной элемент рудного процесса: арсенопирит наблюдается в нескольких генерациях, одни из которых предшествовали, а другие — следовали за выделением основной массы золота в рудах.

Детальное минералогическое изучение ряда золото-серебряных месторождений в сравнении с многочисленными мелкими рудопроявлениями этих районов показало, что для промышленного оруденения характерно наличие двух-трех последовательно выделявшихся продуктивных минеральных ассоциаций. Золото концентрируется уже в сульфидных ранних ассоциаций (причем специальными исследованиями доказан его сингенетичный характер), а затем устанавливается в ряде последовательных минеральных парагенезисов. Естественно, этот критерий может применяться при сравнительно детальном изучении объектов.

Для промышленных месторождений типичен также сложный минеральный состав руд, отражающий широкий геохимический профиль элементов, участвующих в рудообразовании. На них известно до 70—100 минеральных видов, тогда как на непромышленных рудопроявлениях их число не превышает обычно 20—30. Естественно, использование этого критерия требует достаточно квалифицированного и углубленного изучения минералогии руд.

Более простой и эффективный критерий может быть связан с изучением состава самородного золота, выделение которого из проб-протоколов не представляет трудности на самых ранних стадиях изучения объектов. Сложный состав элементов-примесей в самородном золоте, вероятно, можно считать одним из критериев промышленного оруденения. Золото входит, вероятно, в состав сложных комплексных соединений, поэтому содержащиеся в нем элементы-примеси, отражают сложность рудообразующего процесса, количество участвующих в нем компонентов, что, видимо, в значительной мере предопределяет общие масштабы оруденения.

Приведенные данные говорят о необходимости дифференцированного подхода к анализу условий нахождения крупных рудных месторождений выделенных геохимических типов, которые формируются в различной геотектонической обстановке и связаны с тремя основными линиями развития продуктивного магмообразования.

Направления дальнейших исследований в разработке локальных поисково-оценочных критериев могут состоять в изучении баланса вещества при гидротермально-метасоматических процессах на месторождениях различного масштаба, поиске корреляционных соотношений между направленностью гидротермально-метасоматических преобразований пород и масштабов оруденения; выявлении типоморфных особенностей минералов рудных тел и околожильных пород, информативных на оруденение разного масштаба; изучении структурных, минералого-геохимических и геофизических признаков скрытого оруденения на эталонных объектах, разработке методики поисков скрытых рудных тел.

На фоне общности золото-серебряного оруденения в вулканических областях устанавливаются принципиальные отличия в условиях формирования руд трех геохимических типов. Островодужные, внутри- и окраинно-континентальные вулканические пояса с вулканизмом базальтоидных, андезитоидных и липаритоидных формаций характеризуются преимущественным развитием оруденения золото-теллурического, существенно золотого и золото-серебряного типов, сопровождающихся определенными ассоциациями месторождений других рудных формаций, а благоприятные структурные обстановки для крупных концентраций рудного вещества коррелируются с соотношением основных металлов руд, являющимся объективным и промышленно значимым критерием.

На примере рудных полей в вулканических областях, которым свойствен широкий диапазон металлического состава, и прежде всего соотношения золота и серебра в рудах удается наметить закономерные связи геотектонических позиций оруденения, ассоциаций магматических пород, состава руд и локальных условий рудоотложения, оптимальных для образования крупных промышленных объектов. Структурные условия, благоприятные для локализации оруденения различного состава, неодинаковы, что, по-видимому, обусловлено особенностями миграции и отложения золота и серебра.

Глубинность источников золото-серебряного оруденения в значительной степени предопределяет большую роль сквозных структур глубокого заложения в размещении золоторудных районов и узлов мезо-кайнозойского вулканизма. Эти структуры представлены системами разломов, цепочками поднятий и прогибов, поясами даек и интрузий. К их пересечению со структурно-формационными зонами приурочены золоторудные районы.

Структурная систематика золото-серебряных рудных полей областей вулканизма основана на принципе взаимосвязи особенностей геологического строения рудных районов и промышленных типов рудных полей. Уменьшение роли вулканического структурного яруса ведет к смене вулканогенных типов структур рудных полей вулканотектоническими и тектоническими.

Основным фактором, определяющим положение отдельных рудных провинций, районов и полей является повышенная проницаемость земной коры (сквозные зоны разломов, консолидированные блоки фундамента, борта вулканотектонических депрессий и горст-антиклинальных поднятий и др.), чем, по-видимому, обусловлена возможность транспортировки рудных эманаций из глубокорасположенных рудогенерирующих очагов.

В то же время для локализации руд в пределах рудных полей и месторождений необходимы структурные экраны, барьеры и структуры — концентраторы руд (субвулканические тела, приподнятые или опущенные блоки, крупные пологопадающие разломы, границы пластов, меж-

формационные срывы), способствующие возникновению длительно существующих центров разгрузки рудоносных растворов. При этом выясняется особая роль элементов структурного унаследования при формировании вулканических сооружений на дислокационном основании; именно в пределах этого типа структур согласно геологическим наблюдениям, размещаются крупные рудные объекты.

Рассмотрение локальных рудоконтролирующих факторов становления золото-серебряного оруденения: глубин формирования и вертикального интервала промышленного оруденения, а также генезиса рудовмещающих структур позволяет обосновать возможность его образования на сравнительно больших глубинах (до 1,5–2 км) и существование устойчивого вертикального интервала промышленных руд при их локализации в крупных долгоживущих разломах.

Изложенные представления позволили разработать поисковые критерии для разномасштабных объектов прогнозирования: от критериев выделения рудных районов до критериев поисков рудных столбов и оценки вертикального интервала промышленного оруденения.

Для выделения рудных районов важное значение имеет выявление жестких массивов или их обрамлений с субплатформенным чехлом в основании вулканических поясов, сквозных зон долгоживущих разломов, бортовых частей вулкано-тектонических депрессий, областей обрамления палеобассейнов угленакпления, краевых частей блоков поднятий внутри вулканических прогибов. Для разных геохимических типов руд важную роль может играть наличие субщелочных вулканических комплексов различной основности, зональное размещение золото-серебряных руд в рудных районах с медно-молибденовым, сурьмяно-ртутным и оловянным оруденением.

Для выделения рудных полей и месторождений рекомендуется учитывать основные рудоконтролирующие элементы структур: вулканические аппараты центрального типа, локальные вулкано-тектонические депрессии и кальдеры, купольные и брахиантиклинальные поднятия, осложненные крупноамплитудными сбросами, каркасы даек и корневые части субвулканов на пересечении, в изгибах и ветвлениях региональных разломов, наложенные грабены, крупные надвиги и межформационные зоны дробления. Установлению перспективных площадей может способствовать фашиальное расчленение вулканических образований, выявление субвулканических тел андезитов, андезитодацитов, липаритов и их автомагматических брекчий, наличие гравиметрических аномалий, фиксирующих скрытые интрузивы. Этому же содействует учет данных о повышенных концентрациях золота в субвулканических фациях и о развитии полиформационных метасоматических образований.

При прогнозировании рудных столбов, оценке флангов и глубоких горизонтов месторождений важными критериями являются существенная дорудная тектоническая проработка рудовмещающих разрывов, значительные амплитуды перемещений по ним, существование благоприятных структурных и физико-химических условий для рудоотложения, создаваемых на пересечении рудных тел, в участках изгиба и ветвления

рудовмещающих разрывов, на контактах субвулканических тел, при совмещении разновременных минеральных ассоциаций.

Пути комплексирования, разработки и конкретизации поисковых критериев при изучении рудных провинций, рудных районов и полей определяются особенностями их геотектонической позиции, эволюции магматизма, а также общей металлогенической специализацией, обуславливающей геохимический комплекс рудообразующих металлов.

Разработка критериев прогноза, поисков и оценки золото-серебряного оруденения открывает возможность установления группы оптимальных методов поисков, направленных на выделение объектов разного масштаба: от рудных районов до рудных тел и столбов.

1. Бабкин П.В., Василенко В.П., Сидоров А.А. Структурный контроль золото-серебряного оруденения. — Колыма, 1973, № 2, с. 42–44.
2. Берман Ю.С., Красильников А.А. Поисковое значение эксплозивных и гидротермальных брекчий на золоторудных месторождениях. — Разведка и охрана недр, 1978, № 11, с. 11–14.
3. Василевский М.М., Довбня А.В., Некрасова Ж.А. Региональные и локальные закономерности размещения эпитермальных золото-серебряных и полиметаллических месторождений. Л., Недра, 1970 (Тр./ВСЕГЕИ. — Вып. 3).
4. Волярович Г.П. Перспективы выявления близповерхностных золоторудных месторождений, связанных с вулканогенными формациями. — Сов. геология, 1972, № 11, с. 74–85.
5. Гергелчев В.Н. Главные особенности и этапы формирования Маджаровской кальдеры проседания и структурные условия ее рудоносности. — Изв. Геол. ин-та Бълг. АН. Сер. рудни и нерудни полезн. ископ., 1975, кн. 23, с. 5–29.
6. Гитулеску Т.П., Боркош М. Структурный контроль металогеогенеза, связанного с поздним проявлением магматизма в рудных горах Трансильвании. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., 1971, с. 107–109.
7. Горжевский Д.И., Рожков И.С., Щеглов А.Д. Неогеновый вулканизм и золоторудные месторождения Апусенских гор. — В кн.: Проблемы геологии на XXIII сессии Международного геологического конгресса. М., 1971, с. 317–324.
8. Ицксон М.И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1979.
9. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.
10. Константинов М.М. Моделирование рудоносных структур. М., 1975. (ОНИ ВИЭМС).
11. Константинов Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., Наука, 1973.
12. Милай Т.А., Сироткина Т.Н. Некоторые новые закономерности размещения медно-молибденовых месторождений в Зангезурском рудном районе (Малый Кавказ). — В кн.: Методы разведочной геофизики. Л., Недра, 1971, с. 182–186.
13. Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.
14. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М., Наука, 1977.
15. Овчинников Л.Н., Рябова Т.В. Статистическое исследование вариаций изотопного состава серы. — Геол. рудн. месторождений, 1975, № 6, с. 3–19.
16. Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. М., 1976, с. 3–10.
17. Пляшкевич Л.Н. Некоторые критерии поисков и оценки близповерхностных золото-серебряных месторождений. — Материалы по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, 1974, вып. 21, с. 63–74.
18. Радкевич Е.А. Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977.
19. Рожков И.С. Близповерхностные месторождения золота. — Геол. рудн. месторождений, 1971, № 3, с. 3–14.
20. Сидоров А.А., Найборodin В.И. К обоснованию поисковых критериев месторождений золото-серебряной формации. — Колыма, 1972, № 4, с. 41–42.
21. Туговик Г.И. Эксплозии и рудный процесс. М., Недра, 1974.
22. Фаворская М.А., Томсон И.Н. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., Недра, 1974.
23. Хаусен Д.М., Керр П.Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлин, штат Невада. — В кн.: Рудные месторождения США, ч. 2. М., 1973, с. 590–625.
24. Шер С.Д. Металлогения золота. М., Недра, 1972.
25. Шило Н.А., Вашилов Ю.Я. Формирование коренных различий глубинной структуры на западе и востоке Тихого океана. — В кн.: Геофизические исследования

структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР. Магадан, 1979, с. 92–112.

26. Шеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976.

27. Яковлев Г.Ф. Вулканогенные структуры рудных полей. – Геол. рудн. месторождений, 1979, № 3, с. 3–18.

28. Age and strontium isotope chemistry of the Sierra Madre Occidental volcanic province; Western Mexico / F.W. Mc Dowell, T.W. Duex, C.D. Henry, L.E. Long. – Geol. Surv. Open–File Rept., 1978, № 701, p. 117–136.

29. Albers J.P., Kleinhampl F.K. Spatial relation of mineral deposits to tertiary volcanic centers in Nevada. – U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 700–C. 1970, p. C1–C10.

30. Barr D.A. Chappel gold-silver deposit, British Columbia – CIM Bull., 1978, v. 71, № 790, p. 45–68.

31. Borcos M., Gheorghita I., Bardu L. Neogene Hydrothermal ore deposits in the volcanic Gutii Mountains. – Rev. roum. geol., geophys., et geogr. Ser. geol., 1974, t. 18, p. 19–37.

32. Colley H., Greenbaum D. The mineral deposits and metallogenesis of the Fiji Platform. – Econ. Geol., 1980, v. 75, № 6, p. 807–829.

33. Delamar silver mine – third largest in United States now pouring – bullion. – World Min., 1977, 30, № 12, p. 59–61.

34. Einaudi Marco T. Environment of ore deposition of Cerro de Pasco, Peru. – Econ. Geol., 1977, v. 72, № 6, p. 893–924.

35. Forsythe D.L. Vertical zoning of gold–silver tellurides in the Emperor gold mine, Fili. – Proc. Australas. Inst. Min. and Met., 1971, № 240, p. 25–31.

36. Geology and geochemistry of sulfide mineralization underlying the Pueblo Viejo gold-silver oxide deposit, Dominican Republic /S.E. Kesler, N. Russell, M. Seaward a.o. – Econ. Geol., 1981, v. 76, № 5, p. 1096–1117.

37. Gervasio F.C. Ore deposits of the Phillipine mobile belt. – Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Res., Geol. and Geophys. Austral., 1973, № 141, p. 191–207.

38. Gill I.B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as island arc. – Contribution to mineralogy and petrology, 1970, v. 27, № 3, p. 15–44.

39. Gross W.H. New ore discovery and source of silvergold veins, Guanajuato, Mexico. – Econ. Geol., 1975, v. 70, № 7, p. 1175–1189.

40. Hattori K. Geochemistry of the deposition of the Jatani lead-zinc and gold-silver deposit, Japan. – Econ. Geol., 1975, v. 70, № 4, p. 677–693.

41. Hollister V.F., Entwistle L.P. The Milluachaque epithermal silver district of Northern Peru. – Miner. deposits, 1977, v. 12, № 2, p. 235–238.

42. Joralemon P. A major gold belt takes shape in Nevada. – Min. Engineering, 1978, № 7, p. 759–762.

43. Lipman P.W., Fisher F.S., Mehmert H.H. Multiple ages of mid-Tertiary mineralisation and alternation in the western San Juan Mountains, Colorado. – Econ. Geol., 1976, v. 71, № 3, p. 571–558.

44. Lovering T.S., Tweto Ogden, Lowering T.G. Ore deposits of the Gilman district, eagle country, Colorado. – U.S. Geol. Surv. Prof. Paper., 1978, № 1017.

45. Panse A.J. Geology and ore deposits of the Silver City – De Lamar-Flint Region. – Idaho Bureau of Mines and Geology Moscow, Idaho., 1975, № 161.

46. Petersen U., Noble M. Geology of the Hulcani mining district, Peru. – Econ. Geol., 1977, v. 72, № 6, p. 931–949.

47. Roberts R.J. Gold-bearing deposits in North-Central Nevada and South-Western Idaho. – Econ. Geol., 1971, v. 66, № 1, p. 14–33.

48. Shissler J.N., Pueblo Viejo-Rosarios gold-silver producer. – Min. Congr. J., 1976, 62, № 6, p. 18–24.

49. Siegfried S. Genese der subvulkanischen Silbererzgänge von Caylloma in Peru und die durch die Genese bedingten bergbautischen Nutzungsmerkmale. – Geol. Jarb. D., 1974, № 8.

50. Silberman M.J., Noble D.C. Age of igneous activity and mineralisation Cerro, de Pasco, Central Peru. – Econ. Geol., 1977, v. 72, № 6, p. 925–930.

Предисловие	3
Геохимические типы золото-серебряного оруденения	4
Генетический ряд золоторудных формаций Тихоокеанского пояса	20
Золото-серебряное оруденение и магматизм вулканических поясов	26
Геохимические типы оруденения и ассоциации вулканических пород	26
Проблема источников золота и серебра в рудах	34
Модель вулканоплутонического рудообразования	40
Типы золото-серебряных рудных полей и структурные условия их локализации	43
Общие принципы систематики	43
Рудные поля областей пологих поднятий и прогибов с широким развитием вулканизма	47
Рудные поля областей дифференцированно-блоковых структур со значительным развитием вулканизма в опущенных блоках	83
Рудные поля областей сводовых поднятий фундамента с незначительным проявлением вулканизма в наложенных впадинах и куполах	111
Локальные рудоконтролирующие факторы золото-серебряного оруденения	121
Особенности тектонического режима и физико-химических факторов рудоотложения для различных геохимических типов месторождений	121
Глубины формирования и вертикальный интервал рудоотложения	125
Вертикальный интервал промышленного оруденения	131
Генезис рудовмещающих нарушений, морфология и строение рудных тел	133
Основы прогноза золото-серебряного оруденения в вулканических областях	143
Группировка критериев по масштабам объектов прогноза	144
Критерии группы А	145
Критерии группы Б	153
Критерии группы В	156
Заключение	160
Список литературы	163

МИХАИЛ МИХАЙЛОВИЧ КОНСТАНТИНОВ
ЗОЛОТОЕ И СЕРЕБРЯНОЕ ОРУДЕНИЕ
ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ МИРА

Редактор издательства Т.П. Мыскина
Обложка художника В.В. Овчинникова
Художественный редактор Е.Л. Юрковская
Технический редактор Л.С. Гладкова
Корректор А.А. Передерникова
Оператор И.А. Налейкина

ИБ № 5369

Подписано в печать 09.11.83. Т-20371. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная № 2.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине типа ИБМ "Композер". Печать
офсетная. Усл.печ. л. 10,5. Усл. кр.-отт. 10,875. Уч.-изд. л. 13,0. Тираж 1300 экз.
Заказ 890 /9198-4. Цена 70 коп.

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра", 103633, Москва, К-12, Третьяковский
проезд, 1/19

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва Ж-33, Волочаевская, 40.

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ!

**В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ „НЕДРА”
ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ**

БУРМИН Ю.А. Геология металллоносных кор выветривания. 1984. — 20 л. — 1 р. 40 к.

Рассмотрены геология и геохимия элювиальных россыпей и остаточных месторождений, их вещественный состав, условия формирования и распространения. Показана роль элювиальных россыпей и остаточных месторождений в мировом балансе запасов и добыче черных, цветных, редких, малых и благородных металлов, алмазов, полудрагоценных камней и дан обзор минерально-сырьевой базы континентов. Типы месторождений кор выветривания классифицированы по ведущим рудным минералам, даны характеристики каждого типа. Материалом для книги послужили исследования металллоносных кор выветривания в различных регионах СССР (Урал, Казахстан, Сибирь, Русская платформа и др.)

Для геологов, занимающихся поисками, разведкой и оценкой россыпных месторождений.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ полезные ископаемые СССР: Справочное пособие. /Под ред. В. П. Петрова. 1984. — 40 л. — 2 р. 50 к.

Обобщены сведения об основных закономерностях распространения и локализации неметаллических полезных ископаемых в осадочных, магматогенных и метаморфических образованиях СССР и его регионов, их классификации и специализации. Охарактеризованы основные промышленные виды неметаллических полезных ископаемых, особенности их минерального состава и физико-химических свойств, генетические и промышленные типы по провинциям и районам. Приведен геолого-экономический анализ состояния сырьевой базы неметаллических полезных ископаемых СССР, проанализирована их роль в научно-техническом прогрессе страны.

Для специалистов, занимающихся геологией и промышленным использованием нерудных полезных ископаемых.

ПРИНЦИПЫ прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых /Под ред. В.Т. Покалова. — 2-е изд., перераб. и доп. 1984. — 40 л. — 2 р. 70 к.

Рассмотрены принципы и методические приемы регионального и локального прогнозирования различных видов минерального сырья, принципы рудноформационного анализа, критерии прогноза и оценки месторождений. По сравнению с первым изданием (1977 г.), где проанализированы месторождения редких металлов, молибдена, олова, вольфрама, бора, фтора, слюды, железа, хромитов, бокситов

и комплексных месторождений формации карбонатитов, второе издание дополнено сведениями о медных, свинцово-цинковых, никелевых и некоторых других видах минерального сырья. Основное внимание уделено методике составления крупномасштабных прогнозных карт и количественной прогнозной оценке различных типов месторождений полезных ископаемых.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и оценкой месторождений полезных ископаемых.

САМСОНОВ Я. П., ТУРИНГЕ А. П. Самоцветы СССР: Справочное пособие. 1984 – 29 л. – 6 р. 40 к.

Охарактеризованы основные виды самоцветов и цветных камней СССР. Дано описание геолого-структурных, генетических и других факторов образования и пространственного размещения камнесамоцветных формаций и типичных для них месторождений. Проведено районирование территории страны на камнесамоцветное сырье по основным геолого-структурным и экономическим регионам. Выделены комплексные и мономинеральные провинции камнесамоцветного сырья. Рассмотрены методы выращивания камнесамоцветного сырья, диагностики и обработки природных самоцветов и их имитаций. Книга содержит многочисленные цветные фотографии самоцветов и изделий из них.

Для специалистов геологов. Может быть использована широким кругом читателей, интересующихся природой самоцветов и их применением.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел „Книга-почтой” магазинов:

№ 17 – 199178, Ленинград, В.О., Средний проспект, 61;

№ 59 – 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

70 коп.

103
2

4136