

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УзССР

---

Среднеазиатский научно-исследовательский институт  
геологии и минерального сырья (САИГИМС)

**Минералогия, геохимия и  
околорудные метасоматиты  
редкометальных, золоторудных  
и сурьмяно-ртутных месторождений  
Средней Азии**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УЗБЕКСКОЙ ССР  
Среднеазиатский научно-исследовательский институт  
геологии и минерального сырья (САИГИМС)

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ОКОЛОРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ  
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ, ЗОЛОТОРУДНЫХ И СУЬМЯНО-РТУТНЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

1832

Ташкент - 1975



В сборнике публикуются статьи по минералогии, геохимии и околорудному метасоматизму месторождений олова, вольфрама, золота, ртути и сурьмы. Приводятся новые сведения о типоморфизме минералов, распределении рудных элементов в различных типах горных пород, минералого-петрографических и петрохимических особенностях метасоматитов, зональности оруденения. Сборник рассчитан на широкий круг геологов, минералогов, геохимиков, изучающих рудные месторождения.

Ответственный за выпуск канд. геол.-мин. наук  
С.Я. Клемперт

© Среднеазиатский научно-исследовательский институт  
геологии и минерального сырья (САИГИМС) Министерства  
геологии УзССР, 1975 г.

## ВВЕДЕНИЕ

В сборнике нашли отражение результаты научных исследований, завершенных в последние годы в САИГУМСе и его Опытно-методической экспедиции. В статьях, посвященных изучению месторождений ведущих рудных компонентов Средней Азии — редких металлов, золота, ртути и сурьмы, освещаются в основном вопросы, связанные с разработкой петрографических и минералого-геохимических критериев поисков и оценки рудных концентраций.

В разделе "Месторождения редких металлов" излагаются материалы по геологии и металлоносности отдельных рудных полей и районов, специализированных на скарновый, пегматитовый и магматический типы оруденения. Рассматриваются региональные закономерности распределения вольфрама в некоторых магматических породах и типоморфизм шеелитоносных минеральных ассоциаций.

В разделе "Месторождения золота" содержатся сведения о метасоматических перерождениях рудовмещающих пород ряда известных золоторудных районов. Исследована региональная и локальная метасоматическая зональность, выявлены связи метасоматитов с оруденением. На примере Западного Узбекистана предложены принципы геохимической типизации золотых руд, исследованы минералого-геохимические особенности отдельных проявлений.

Сведениям о региональной зональности размещения и минеральном составе сурьмяно-ртутного оруденения посвящен раздел "Месторождения ртути и сурьмы". В отдельных статьях показаны

особенности распределения этих металлов в горных породах и рудах.

Ряд теоретических положений, рассматриваемых в настоящей сборнике, апробирован в геологоразведочной практике.

## I. МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

УДК 548.31:549.761.53:553.463

Н. Н. Королева, Д. Я. Романенко

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ШЕЕЛИТСОДЕРЖАЩИХ МИНЕРАЛЬНЫХ  
АССОЦИАЦИЙ ВЕДУЩИХ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

На вольфрамовых и вольфрамсодержащих месторождениях Средней Азии выделяются (от ранних к поздним) три главные типоморфные шеелитсодержащие ассоциации: актинолит-молибденово-шеелитовая, кварц-шеелит-молибденсодержащая, кварц-шеелитовая. Изучение взаимоотношений этих ассоциаций и отдельных минералов в них позволяет установить последовательность их отложения и дает возможность судить о закономерностях развития процесса послемагматического минералообразования (2).

Возрастная последовательность минералов во многих случаях выявляется при макро- и микроскопическом изучении руд с использованием общеизвестных критериев возрастных соотношений. Однако при этом далеко не всегда достигается надежная параллелизация ассоциаций. Декрепитационный анализ мономинеральных фракций представляет для этой цели дополнительные критерии (1,5) и позволяет более уверенно идентифицировать парагенетические ассоциации и стадии.

Основным носителем вольфрама в рудах месторождений Средней Азии является шеелит. Реже вместе с ним присутствует вольфрамит (Кабутн, Сарыджас, Дайковое). На отдельных рудопроявлениях (Тоссор) наряду с шеелитом встречаются изоморфные смеси вольфрама и марганца в марганцовистых охрах.

Выявляются три формы отложения шеелита: а) метасоматическое замещение, обуславливающее появление ксеноморфных скоплений или округлых зерен; б) выполнение трещин и пустот, приводящее к образованию правильных дипирамидальных кристаллов и их агрегатов; в) разложение вольфрамита, сопровождающееся возникновением по нему псевдоморфов шеелита.

Шеелиты вольфрамовых месторождений различного минерального типа отличаются по физическим и химическим свойствам (таблица). В результате изучения их под УФС-1 при светофильтре с длиной волны 250-400 Å<sup>0</sup> выявлено, что шеелиты обладают разным цветом свечения. Это зависит от содержания в них MoO<sub>3</sub>. По указанному признаку выделяются три разновидности шеелита: 1) молибдосеелиты с желтой люминесценцией неодинаковой интенсивности (MoO<sub>3</sub> - 0,52-2,1%); 2) молибдосодержащие шеелиты с кремовой и белой люминесценцией (MoO<sub>3</sub> - 0,14-0,6%); 3) чистые шеелиты с голубым цветом свечения (MoO<sub>3</sub> - 0,006-0,075%). Это согласуется с данными О.В. Кононова (4) по другим месторождениям Советского Союза.

Молибдосеелиты тяготеют к актинолитизированным скарнам, амфиболовым породам и почти не сопровождаются кварцем. Наиболее распространены молибдосеелиты на месторождениях Чорух-Дайрон и Кумбель.

Молибденсодержащие шеелиты являются промежуточной разновидностью и отлагались, как правило, позже молибдосеелита. Они

Характеристика шеелитсодержащих минеральных  
ассоциаций в эндогенных месторождениях

Рудные формации	Минеральный тип месторож- дения	Типоморфная ассоциация шеелита	Температура де- крепитации, град.		Характеристика ше- елитов		Примеры место- рожде- ний
			шеелита	кварца	содержание MoO <sub>3</sub> , %	цвет люми- несценции	
Залежи шеелитовых метасоматических вкрапленных руд в амфиболитизиро- ванных скарнах и жилах в полево- шпатовых метасо- матитах	Молибдошеелит- халькопирит- золоторудный	Актинолит- молибдоше- елитовая	260-170	240-150	0,63-1,72	Желтый	Кумбель
	Молибдошеелит- халькопирито- вый	Та же	260-160	240-140	0,52-1,65	Тот же	Чорух- Дайрон
	Шеелит-халько- пирит-пирротин- золоторудный	Кварц-ше- елит-молиб- денсодер- жащая	240-150	240-160	0,24	Кремовый	Джилао
		Та же	240-150	240-160	0,44	Тот же	Яхтон
Залежи шеелит- сульфидных мета- соматических руд в грейзенах	Шеелит-касси- терит-сфалери- товый	Кварц-ше- елитовая	220-140	260-180	0,03	Голубой	Майхура

Рудные формации	Минеральный тип месторож- дения	Типоморфная ассоциация шеелита	Температура, де- крепитации, град.		Характеристика ше- елитов		Примеры место- рожде- ний
			шеелита	кварца	содержание MoO <sub>3</sub> , (%)	цвет люми- несценции	
Залежи шеелитовых метасоматических вкрапленных руд в амфиболитизиро- ванных и окварцо- ванных скарнах	Кварц-шеелитовый	Кварц-ше- елитовая	220-150	220-150	0,025-0,04	Голубой	Ингичке
			220-140	240-140	0,015-0,06	Тот же	Каратыбе
			220-140	220-150	0,015-0,06	"	Сазаган
Шеелит-вольфра- митовые и золото- рудные жилы в по- левошпатовых ме- тасоматитах	Кварц-шеелит- вольфрамит-пир- ротиновый	Та же	220-160	240-180	0,02-0,03	"	Дайковое
	Кварц-золото- рудный	"	220-120	120-80	0,02	"	

Примечание. Температура начала массового растрескивания минерала принималась нами за минимальную температуру его образования

встречаются в уралитизированных, хлоритизированных пироксеновых скарнах (Джилао, Яхтон), актинолит-тремолитовых породах (Лянгар) и альбититах (Чорух-Дайрон).

Шеелит с голубой люминесценцией тяготеет к гранатовым, гранат-везувиановым, геденбергитовым скарнам (Каратюбе, Сазаган, Лянгар), грейzenам (Майхура, Сарнджас), кварц-вольфрамитовым (Дайковое) и кварц-золоторудным (Джилао) жилам. При наличии в рудах вольфрамита по нему также развивается шеелит с голубым свечением.

Метод декрепитации использовался для определения относительных температур отложения шеелита и кварца, входящих в одну минеральную ассоциацию. Как видно из таблицы, в целом температура растрескивания шеелита и кварца сравнительно невысока (120-260°). А для отдельных месторождений характерны более узкие температурные интервалы.

В молибдошеелит-халькопирит-золоторудном и молибдошеелит-халькопиритовом минеральных типах месторождений обычно наблюдается совмещение двух формаций метасоматитов: скарнов и кварц-полевошпатовых пород (см. таблицу). Вольфрамовое оруденение представлено двумя-тремя генерациями шеелита, различающимися цветом люминесценции и содержанием  $MoO_3$ . Первая генерация (молибдошеелит) тяготеет к актинолитизированным скарнам или гнездам реликтового кальцита. Вторая (молибденсодержащий шеелит) приурочивается не только к скарнам, но и трещинам в кварц-полевошпатовых метасоматитах. Третья генерация (шеелит) замещает названные выше или локализуется в бессульфидных кварцевых жилах, пересекающих все метасоматиты. Вольфрамовое оруденение на этих месторождениях совмещено в пространстве с халькопирит-золоторудной или халькопирит-пиритовой ассоциациями, что усложняет

минеральный состав руд и придает им комплексный характер.

В описываемых месторождениях преобладает молибдошеелит с незначительными выделениями кварца. Температура растрескивания первого - 170-260, второго - 150-240°. При этом основной максимум растрескивания молибдошеелита на 20° выше, чем кварца. Обратные соотношения между этими минералами, наблюдаемые в штурфах, свидетельствуют о более позднем образовании последнего.

На шеелит-халькопирит-пирротин-золоторудных месторождениях (Джилао, Яхтон) шеелит отлагался в течение двух стадий: вольфрамовой и кремнисто-золоторудной. Первой соответствует кварц-шеелит-молибденсодержащая ассоциация в уралитизированных дробленых скарнях. Главный минерал - молибденсодержащий шеелит с кремовой люминесценцией, содержащий 0,24%  $\text{MoO}_3$ . Во второй сформировались кварц-золоторудные жилы с примесью шеелита, который отличается голубой люминесценцией и более низким (0,024%) содержанием  $\text{MoO}_3$ . Температуры декрепитации молибденсодержащего шеелита и сопутствующего ему кварца свидетельствуют об одновременном их отложении. Основной максимум температуры растрескивания молибденсодержащего шеелита на 20° ниже максимума молибдошеелита.

Шеелит-касситерит-сфалеритовый минеральный тип (Майхура) представлен одной генерацией в скарнях и грейзенах. В отличие от рассмотренных выше в данной группе шеелит совмещен в пространстве с касситеритом, пирротинном и сфалеритом. Он содержит 0,03%  $\text{MoO}_3$  и характеризуется голубым свечением. Температура растрескивания шеелита из грейзенов ниже (на 40°) температуры растрескивания вмещающего его кварца. По наблюдениям в образцах установлено, что шеелит отложился позже кварца, но до сульфидов. Температура декрепитации шеелита из грейзенов ниже, чем у мо-

либодшеелита, но аналогична молибденсодержащим шеелитам, а кварца из грейзенов — на  $20^{\circ}$  выше, чем у кварца из скарнов.

Месторождения кварц-шеелитового минерального типа по минеральному составу руд очень близки между собой. Наблюдаемые отличия обусловлены составом вмещающих пород. На контакте известняков с гранитами преобладают геденбергитовые и пироксен-гранатовые скарны; на контакте их со сланцами и песчаниками — везувияновне, везувиян-гранатовые и гранатовые скарны с розовым гранатом и цоизитом. Характерно присутствие в скарнах гнезд реликтового кальцита. Вольфрамовое оруденение представлено шеелитом, постоянно сопровождающимся кварцем, иногда флюоритом, и во всех случаях накладывается на скарны. Сульфиды развиты незначительно и, как правило, разобщены в пространстве с шеелитом.

В месторождениях шеелит-касситерит-сфалеритового и кварц-шеелитового типов сами шеелиты не различаются существенно по физическим свойствам, химическому составу и температурам декрепитации. В то же время они несколько отличаются температурами декрепитации сопутствующего кварца: во втором типе шеелит и сопровождающий его кварц имеют одинаковые температуры декрепитации, что свидетельствует об одновременном их образовании.

Для месторождения кварц-шеелит-вольфрамит-пирротинового типа характерны две вольфрамовые минеральные ассоциации: более ранняя кварц-шеелитовая и последующая кварц-вольфрамит-сульфидная.

Первая развивалась в основном по полевошпатовым метасоматитам, а вторая образует секущие их жилы. Более позднее образование кварц-вольфрамитовых жил подтверждается также наличием в них обломков пород с включениями шеелита, температура декрепитации которого аналогична температуре декрепитации шеелита из шеелитовых ассоциаций.

Для сравнения привлекались данные, полученные на кварц-золоторудном месторождении с кварц-шеелитовой ассоциацией (см. таблицу). Шеелит здесь обладает теми же физическими и химическими свойствами, что и шеелит из бессульфидных скарнов, грейзенов и кварц-вольфрамитовых жил. Температура растрескивания кварца из золоторудного месторождения значительно ниже, чем шеелита, что, очевидно, указывает на более раннее образование последнего. Максимальная температура растрескивания шеелита из золоторудного месторождения и шеелита из кварц-шеелитовых месторождений в скарнах и грейзенах одинакова.

Таким образом, в результате сопоставления температур декрепитации шеелита и кварца из различных минеральных ассоциаций вольфрамовых месторождений Средней Азии можно сделать следующие выводы:

1. Исследования на вольфрамовых месторождениях три разновидности шеелита, входящие в состав определенных минеральных ассоциаций, различаются основными максимумами температур декрепитации. Наиболее высокая температура устанавливается для молибдошеелита из ранних парагенетических ассоциаций, наименьшая - для шеелита, соответствующего поздним ассоциациям.

2. Температуры декрепитации кварцев не зависят от минерального состава типоморфной шеелитовой ассоциации. У кварцев из актинолит-молибдошеелитовой и кварц-шеелит-молибденсодержащей ассоциаций отсутствует расхождение между основными максимумами температур растрескивания. У кварца из кварц-шеелитовой ассоциации температура декрепитации зависит от принадлежности данной ассоциации к определенному минеральному типу месторождения. Наибольшая температура декрепитации присуща кварцам из грейзенов и полевошпатовых метасоматитов, а наименьшая - из золоторудных квар-

цевых жил, содержащих шеелит.

3. Выделяются три вида соотношений температур декрепитации шеелита и кварца в месторождениях различных типов: а) в шеелит-касситерит-сфалеритовом и кварц-шеелит-вольфрамит-пирротиновом типах температура декрепитации кварца выше, чем шеелита; б) в кварц-шеелит-молибденсодержащих и кварц-шеелитовых месторождениях она аналогична; в) на кварц-золоторудном месторождении в актинолит-молибденошеелитовых ассоциациях температура декрепитации кварца ниже, чем шеелита. Эти данные подтверждают минералогические наблюдения о возрастных соотношениях кварца и шеелита в соответствующих минеральных ассоциациях.

Метод декрепитации позволяет различать генерации кварца и шеелита в широком диапазоне послемагматического процесса минералообразования и сопоставлять (в совокупности с геологическими наблюдениями) одноименные парагенетические минеральные ассоциации из разных генетических типов месторождений.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ермаков Н. П. Метод растрескивания в минералогической термометрии. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, 1950, № 4.
2. Королев А. В. О значении выяснения последовательности образования гипогенных минералов. Избр. тр., т. I. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1963.
3. Кононов О. В. О составе и некоторых физических свойствах шеелитов Тырнаузского месторождения. Вестн. МГУ, сер. IV, геол., 1960, № 2.
4. Кононов О. В. Особенности фотолуминесценции молибденсодержащих шеелитов. ДАН СССР, т. 175, 1967, № 1.
5. Кризцов А. И., Новгородова М. И., Рябов В. В. О температурах декрепитации разновозрастных

минеральных ассоциаций группы медно-колчеданных месторождений Южного Урала. Тезисы докл. III Всесоюз. совещ. по минералогич. термобарометрии и геохимии глубинных минералообразующих растворов. М., ВНИИСИМС, 1968.

УДК 550.42:546.78:552.321.5/.6(235.216)

В. Д. Отрощенко

### ГЕОХИМИЯ ВОЛЬФРАМА В УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ПОРОДАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Изучение распределения вольфрама в изверженных горных породах проводится более 20 лет. Тем не менее вопрос о содержании его в земной коре и распределении в различных горных породах еще недостаточно выяснен. З. В. Студеникова и Г. Ф. Иванова (9), анализируя литературные данные о характере распределения вольфрама в основных, ультраосновных и средних породах, пришли к выводу о том, что "... независимо от интрузивного либо эффузивного типа, породы состава от диорита до дунита содержат вольфрам от 0,77 до 2,6 г/т".

Данные о содержании вольфрама в ультраосновных и основных породах различных районов земного шара приводятся в табл. I. Из табл. I видно, что указанный предел содержаний и вообще концентрация вольфрама в рассматриваемых породах не являются величинами постоянными. В результате анализа литературных материалов (см. табл. I) нами установлено, что определенных закономерностей поведения вольфрама в магматическом процессе (включая базиты и гипербазиты) до сих пор по существу не выявлено. С одной стороны, это можно объяснить все еще недостаточной изученностью проблемы, с другой — несистематическим исследованием распределения вольфрама, особенно в генетически

Т а б л и ц а I

## Содержания вольфрама в ультраосновных и основных породах СССР и зарубежных стран

Породы (количество образцов)	Районы	Содержание вольфрама, г/т	Исследователи
Ультраосновные	(15) Индия	0,77	Виноградов и др. (I)
	(10)	2,60	Декейт (1966)*
Дуниты	(4) Восточный Саян	0,1	Уханов, Рассказова (10)
Гарцбургиты	(19) Урал	0,1	Те же
	(24) Там же, Кемпирсайский массив	0,5	"
	(12) Западный Саян	0,2	"
	(17) Тува, Агардагский массив	0,2	"
Перидотиты шпинелевые	(28) Якутия	0,3	"
Перидотиты гранатовые	(6) Там же	0,3	"
Нироксениты гранатовые	(II) Там же	0,25	"
Габбро и анортозиты	(12) Индия	1,90	Декейт (1966)*
Долериты	(6) Африка, Уганда	6,30	Джеффри (1959)*
Диабазы	(16) Индия	2,30	Декейт (1966)*
Базальты	(40) Там же	1,0	Тот же*
Базальт	Япония	0,21	Хамагучи и др. (1962)*
Основные	(II) СССР	0,85	Виноградов и др. (I)
Габбро-диорит	Северный Кавказ, Уруштенский комплекс	1,60	Студеникова и др. (8)
	Приморье, Синегорский интрузив	3,2	Левашев, Гречищева (5)

\*См. З.В. Студеникова, Г.Ф. Иванова (9).

связанных сериях пород.

В равной мере сказанное относится и к описываемому региону, где распределение вольфрама изучено лишь в некоторых местах выхода ряда основных и ультраосновных пород (4,7). В связи с этим автор исследовал вольфрамоносность комплексов и формаций этих пород в Тянь-Шане (табл.2), используя систематизированный каменный материал за 1961-1968 гг.

В Тянь-Шане (СССР) выделяются следующие комплексы основных и ультраосновных пород: допалеозойский - габброидный и офиолитовый (протерозой, кембро-протерозой); силурийский - габброидный в связи с вулканитами основного состава; нижне-среднекарбонный - офиолитовый; среднекарбонный - габброидный (3). Наиболее широко развиты породы офиолитового и габброидного комплексов ( $C_1-C_2$ ), образующие субширотные региональные пояса, контролируемые глубинными разломами. Офиолиты представлены обычно серпентинитами, среди которых сохранились реликты перидотитов, пироксенитов, габброидов. Породы габброидного комплекса являются производными базитовой магмы в отличие от офиолитового комплекса, формации которого представляют собой дифференциаты ультраосновной магмы. Наряду с породами группы габбро среди габброидного комплекса некоторое значение приобретают более основные разновидности вплоть до пироксенитов и перидотитов (3, II). Таким образом, ультраосновные породы офиолитового и габброидного комплексов ( $C_1-C_2$ ) принадлежат к двум генетическим ветвям, происходящим от ультраосновной или основной магмы. Известно, что в других комплексах дифференциация этих пород отчетливо не проявлена.

При сравнении полученных результатов (см. табл.2) с литературными данными (см. табл. I) выявлено, что, несмотря на некоторые расхождения, количества вольфрама в рассматриваемых однотип-

1832

Таблица 2

Распределение вольфрама в основных и ультраосновных породах Тянь-Шаня

Комплекс	Формация и район ее распространения	Породы (количество образцов)	Среднее содержание вольфрама, г/т	
Допалеозойский	Протерозойский габброидный	Базитовая (Заилийский Алатау-Кемин)	Амфиболиты (3) 3,1	
	Кембро-протерозойский офиолитовый	Гипербазитовая (Заилийский Алатау-Кемин)	Серпентиниты (3) 0,6	
		Чаткальский хребет - Тереккан	Апосерпентинитовые породы-тремолититы (3)	0,3
		Гипербазитовая (Султануиздаг - Тебинулак)	Перидотиты (4) 0,2 Пироксениты (3) 0,3 Серпентиниты (4) 0,4 Листвениты (3) 0,1 Габбро (8) 1,3 Габбро-нориты (2) 1,2	
Нижне-среднекарбонный офиолитовый	Гипербазитовая (Тамдытау)	Перидотиты (10) 0,1		
		Пироксениты (4) 0,3 Серпентиниты (6) 0,8		
	Гипербазитовая (Нуратау-Сентаб, Сопсай)	Перидотиты (10) 0,2		
		Пироксениты (22) 0,3 Серпентиниты (4) 0,3		

17



Продолжение табл. 2

Комплекс	Формация и район ее распространения	Породы (количество образцов)	Среднее содержание вольфрама, г/т	
Нижне-среднекарбонный офиолитовый	Гипербазитовая (Южная Фергана)	Перидотиты (2)	0,1	
		Серпентиниты (5)	0,4	
		Листвениты (4)	0,2	
	Гипербазитовая (Маль- гузар)	Пироксениты (2)	0,3	
		Серпентиниты (2)	0,5	
		Листвениты (3)	0,2	
Тремолититы (2)		0,1		
Среднекарбонный габбро- идный	Гипербазитовая (Гис- сар-Кундаджуз)	Серпентиниты (5)	1,2	
		Талькиты (2)	0,6	
	Базитовая (Тамдытау)	Амфиболиты (5)	3,0	
		Габбро (3)	4,4	
		Габбро-диабазы (3)	1,6	
	Базитовая (Кульджук- тау; Бельтау - Шай- дараз)	Роговообманковые габбро (3)		2,3
		Габбро-нориты (3)	1,9	
		Габбро (2)	3,8	
		Нориты (2)	0,5	
	Базитовая (Мальгузар- Мечетьсай)	Перидотиты (8)		0,4
Габбро (2)		1,8		
Габбро-диабазы (4)		1,9		

Комплекс	Формация и район ее распространения	Породы (количество образцов)	Среднее содержание вольфрама, г/т
Среднекарбонный габброидный	Базитовая (Приташкентский - Шавазсай, Беляуты)	Габбро-пегматиты (3)	2,6
		Пироксениты (6)	0,6
		Амфиболовые габбро (5)	1,1
		Амфибол-пироксеновые габбро (4)	0,9
		Габбро-нориты (3)	0,7
		Пироксениты (6)	0,6
		Пироксениты	1,0 (4)
		Габбро	1,1 (4)
		Габбро-амфиболиты (3)	1,3
		Габбро-нориты (3)	1,0
Нориты (3)	1,0		
Пироксениты (4)	0,7		

Примечание. Вольфрам в породах определяли количественным спектральным методом чувствительностью  $1-3 \cdot 10^{-5}\%$  (аналитик И.В.Скорнякова, САИГИМС).

ных породах в основном не превышают один порядок.

Неоднозначны количества вольфрама в породах разного минералогического состава. Производные базитовой магмы в целом содержат вольфрама больше, чем соответствующие породы исходного гипербазитового расплава, что объясняется геохимическими особенностями элемента — накоплением его преимущественно в более кислых магмах. При этом относительно более кислые дифференциаты обеих магм обогащены вольфрамом. Содержание его в перидотитах и пироксенитах гипербазитовой формации 0,1-0,3, а в габбро и габбро-норитах 1,2-1,3 г/т. Концентрации вольфрама в габбро и норитах габброидной формации значительно ниже (0,5-0,8 г/т), чем в роговообманковых габбро (до 2,3 г/т).

По сравнению со средними содержаниями вольфрама в основных и ультраосновных породах (1,2) вольфрамоносность этих типов пород Тянь-Шаня редко, но все же иногда повышена. Это лишь отчасти можно объяснить процессами послемагматического метаморфизма, которые, как указывают З.В. Студеникова и Г.Ф. Иванова (9), сопровождаются концентрированием вольфрама в породах. Вместе с тем процессы тремолитизации и оталькования способствуют его выносу.

Различные содержания вольфрама в некоторых базитах и гипербазитах (Кемин, Тереккан, Шаваз, Султануиздаг и др.) обусловлены также, вероятно, неодинаковым первичным содержанием элемента в мантии отдельных участков земной коры (Северный, Средний и Южный Тянь-Шань), гетерогенными условиями их развития (12).

Если исходить из того, что вещество верхней мантии содержит вольфрам, его накоплению в кислых магмах (особенно гранитоидных) способствуют переносящие его в верхние части земной коры интрателлурические растворы, сопряженные с магмообразованием нормальной гомодромной последовательности (основные, средние, кислые).

На отдельных площадях распространения пород базитовой формации, например, в Заилийском Алатау, Тамдытау, Кульджуктау, развиты интрузии вольфрамоносных гранитоидов. Не исключено, что их влиянием обусловлены несколько повышенные содержания вольфрама в некоторых базитах этих районов.

Установленных и возможных причин различного распределения вольфрама в базитах и гипербазитах, таким образом, достаточно. В целом же каждому генетическому типу малоизмененных пород свойственны определенные уровни его содержания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П., Вайнштейн Э. Б., Павленко Л. И. Вольфрам и молибден в изверженных горных породах. "Геохимия", 1958, № 5.

2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", 1962, № 7.

3. Висъневский Я. С., Хамрабаев И. Х. Основные и ультраосновные породы Средней Азии и их возможная рудоносность. В кн. "Первое Среднеазиатское петрографическое совещание". Ташкент, изд-во "Наука", 1965.

4. Козырев В. В. и др. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Среднего Тянь-Шаня. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1972.

5. Левашев Г. Б., Гречищева А. П. Некоторые особенности геохимии вольфрама и молибдена в рудоносных гранитоидах Приморья. В сб. "Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса". Владивосток, 1970.

6. О т р о щ е н к о В. Д., В и р о в е ц В. В. Распределение бора в некоторых комплексах основных и ультраосновных пород Тянь-Шаня. "Геохимия", 1969, № 7.

7. О т р о щ е н к о В. Д., Ш а к и р д ж а н о в Н. Г. Вольфрам, молибден и олово в изверженных горных породах Тянь-Шаня. В кн. "Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезных ископаемых Ср. Азии". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969

8. С т у д е н и к о в а З. В., Г л и н к и н а М. И., К о р н и л о в а К. И. К геохимии вольфрама и молибдена в интрузивных породах. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. М., изд-во "Наука", 1971.

9. С т у д е н и к о в а З. В., И в а н о в а Г. Ф. Геохимия молибдена и вольфрама в магматическом процессе. В кн. "Геохимия молибдена и вольфрама". М., изд-во "Наука", 1971.

10. У х а н о в А. В., Р а с к а з о в а В. С. Новые данные о содержании вольфрама в ультраосновных породах. "Геохимия", 1973, № 6.

11. Х а м р а б а е в И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1958.

12. Ш м у л е в и ч А. Д., Б а б а е в К. Л., П а л е й Д. З., О т р о щ е н к о В. Д. Комплексная металлогеническая карта Тянь-Шаня. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX. М., изд-во "Наука", 1970.

УДК [552.54:553.22] (575.)

Л. С. Сушинский

ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКАРНОВОГО  
ПОЛЯ САЗАГАН (КАРАТЮБИНСКИЙ РАЙОН)

В процессе геолого-металлогенических исследований (В.Д.Отрошенко и др., 1971-1974 гг.) изучались контактово-метасоматические породы бассейна р.Сазаган.Скарновое поле расположено на северном крыле Каратюбинского антиклинория.Осадочный комплекс пород представлен известняками, мраморизованными известняками силура-девона, смятыми в брахискладки второго порядка пологого залегания (угол не более  $30^{\circ}$ ).Изверженные породы (Каратюбинский интрузив)представлены последовательно сформированными гранодиоритами, лейкократовыми и двуслюдяными гранитами и аплитами ( $C_3-P_1$ ).Апикальные части интрузивных тел сложены гранитами, встречаются их апофизы и в породах кровли (рис. I, в, г).

Интрузивным породам в отличие от осадочных присущи повышенные содержания вольфрама (табл. I, 2).Породы гранодиоритовой формации характеризуются максимальными концентрациями вольфрама по сравнению с аналогичными породами других гранитоидных формаций (см. табл. I).Учитывая особенности распределения вольфрама в осадочных породах, можно предполагать, что основное количество его поступало из магматического очага.

На участке продлены два этапа развития разрывных нарушений. Первый (дорудный) проявился до внедрения интрузии; его завершение связано со временем ее образования. Второй (пострудный) связан с формированием небольших дизъюнктивных нарушений (оперящие и межпластовые трещины), осложняющих крылья брахискладок и секущих все разновидности пород, слагающих площадь скарнового поля (рис. I, а).

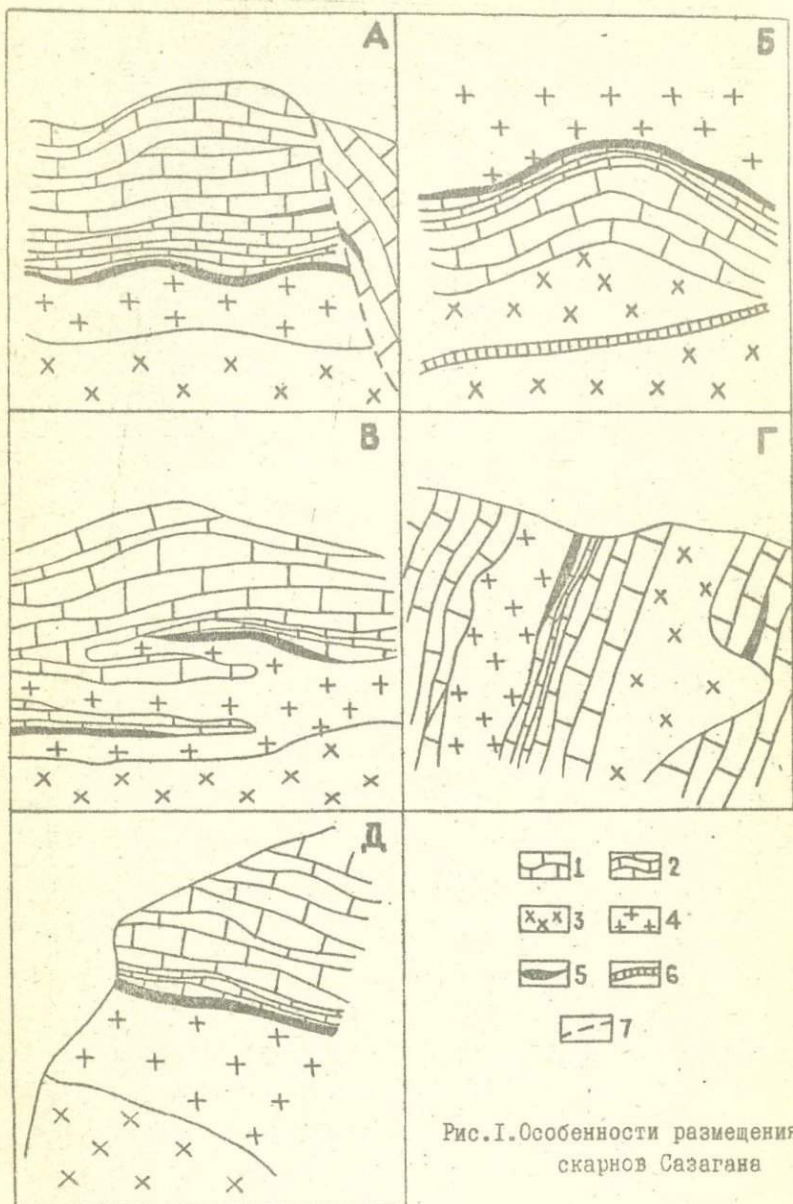


Рис. I. Особенности размещения  
скарнов Сазагана

I - известняки, мраморизованные известняки (массивные); 2 - тонкослоистые известняки; 3 - гранодиориты порфировидные; 4 - граниты лейкократовые, двуслюдяные; 5 - скарны; 6 - кварцевые жилы; 7 - тектонические нарушения; А, В, Г, Д - разрезы, Г - план

Т а б л и ц а I

Распределение рассеянного вольфрама в породах  
гранитоидных формаций

Формация	Порода	Количество определений вольфрама в породах	Содержания вольфрама, г/т	Частота встречаемости	Кларк вольфрама, г/т
Гранодиоритовая	Гранодиорит порфировидный	10	18-150(300)*	100	1,5
Гранитовая	Гранит биотитовый	20	Не обн.-19(125)	90	1,5
	Гранит лейкократовый	10	0,1-37(220)	100	1,5
Аплитовая	Гранит-аплитовидный	10	Не обн.-23(140)	80	1,5

\* В скобках приводятся аномально повышенные содержания вольфрама

Т а б л и ц а 2

Распределение рассеянного вольфрама в породах осадочной формации

Порода	Количество определений вольфрама в породах	Содержания вольфрама, г/т	Частота встречаемости	Кларк вольфрама, г/т
Известняки $S_2 l d_2 D_1 g d (?)$	20	0,1-1,0	100	2,0
Известняки мраморизованные $S_2 l d_2 D_1 g d (?)$	20	0,1-21(100)	100	2,0

В результате метасоматоза на контактах известняков и гранодиоритов образовались скарны ( преобладает формация известковых скарнов) в основном в зонах пластических деформаций, т.е. в условиях общего растяжения физико-химической системы. В отдельных случаях наблюдаются скарны в трещинах отслоения, отрыва (рис. I, а, г), характерные для общих условий сжатия системы. Скарновые тела наиболее развиты в породах кривли. Как правило, они линзообразной, реже пластообразной формы (рис. I, б).

По генетическим особенностям скарны подразделяются на контактовые (биметасоматические), располагающиеся непосредственно на контактах гранитоидов и карбонатных пород (рис. I, а-д) и несколько удаленные (инфильтрационные), локализующиеся в трещинах отслоения и отрыва (рис. I а, г). Важную роль при формировании последних сыграли опережающие разломы и трещины, а также высокая

проницаемость крупнозернистых мраморизованных известняков.

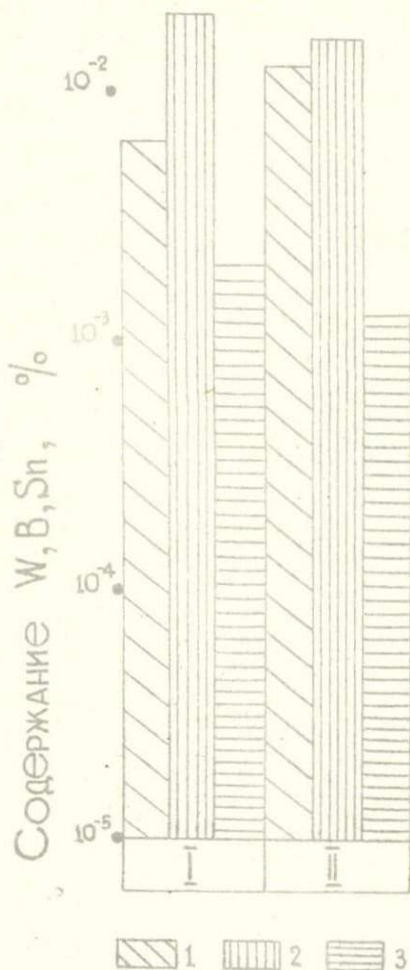


Рис.2. Распределение W, V, Sn в различных минералогических типах скарнов (Сазакан);

I - вольфрам; 2 - олово; 3 - бор; I - гранат-везувиановый скарн; II - везувиан-гранатовый скарн

МИНЕРАЛЫ	Скарновый подэтап		Гидротермальный подэтап		
	Ранний	Поздний	Ранний	Средний	Поздний
Волластонит					
Пироксены					
Гранаты					
Везувиан					
Шеелит					
Кварц					
Цоизит					
Касситерит					
Турмалин					
Берилл *					
Мусковит					
Пирит					
Сфалерит					
Галенит					
Висмутин					
Кальцит					
Типоморфные минералы	Гранат, везувиан		Кварц, пирит, кальцит, шеелит		
Типоморфные элементы	Al, Mg, Ca, Mn, Si		Si, Fe, Ca, W		
Изменения геологических формаций	Скарнирование, алъбитизация, турмалинизация		Мраморизация, окварцевание, серицитизация, хлоритизация		

\* акцессорный

Рис. 3. Схема последовательности образования основных минералов скарнового поля Сазаган.

По минеральному составу скарны подразделяются на два типа: везувиан-гранатовый и гранат-везувиановый. Наиболее распространен второй. На контакте с известняками в скарновых телах наблюдается зональность, впервые описанная Х.М.Абдуллаевым (1): гранат-везувиановый скарн постепенно переходит в везувиан-гранатовый. Содержание вольфрама во втором несколько выше (13-800 г/т), чем в гранат-везувиановом (1,1-100 г/т; рис.2). Это объясняется тем, что основным минералом-носителем вольфрама в скарнах Сазагана является гранат. Кроме того, в везувиан-гранатовом типе скарнов кристаллы и скопления шеелита отмечаются чаще, чем в гранат-везувиановом. В скарнах Сазагана наблюдается отрицательная корреляционная связь в триаде вольфрам-бор-олово (см. рис.2), что можно связывать с несовпадением путей миграции их в послемагматических процессах.

По Х.М.Абдуллаеву (1), М.С.Кучуковой и др. (2) и материалам наших исследований, скарны и околоскарновые породы Сазагана имеют минералогический состав, показанный в таблице 3.

Т а б л и ц а 3  
Распространенность минералов в скарнах  
Сазагана

М и н е р а л ы	Н е р у д н ы е	Р у д н ы е
Г л а в н ы е	Гранат, везувиан, доизит, актинолит, тремолит, кальцит, кварц	Шеелит
В т о р о с т е - п е н ы е	Салит, мусковит, сепиолит, турмалин, форстерит	Сфалерит, галенит, пирит

## Продолжение табл. 3

Минералы	Нерудные	Рудные
Редкие	Волластонит, скапо-лит, геденбергит, уралит, эпидот, хлорит, серицит, флюорит, тремолит, диопсид, шпинель	Берилл (акцессорный), касситерит, висмутин, тунгстениит

Шеелит формируется в процессе образования собственно скарновых минералов, ранних апоскарновых минеральных ассоциаций вплоть до формирования сульфидов (рис. 3). По пологому контакту гранитоидов с осадочными породами отмечается увеличение количества шеелита в скарнах, что наряду с геохимическими и геологическими предпосылками дает возможность считать известные контактовые метасоматиты Сазагана индикаторами скрытой на глубине минерализации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, изд-во АН УзССР, 1947.

2. Кучкова М. С., Исмаилов М. И., Джамалетдинов Н. К. Скарново-редкометалльные и пегматитовые формации Западного Узбекистана. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1971.

УДК 550.4:546.78: [552.54:553.22] (575.)

Л.М. Крикунова

### ВОЛЬФРАМ В СКАРНАХ ТЕПАКУЛЯ (Каратюбинский район)

При проведении металлогенических и геохимических исследований в Каратюбинском рудном районе группой сотрудников САИГИМСа (В.Д. Отрошенко и др., 1972 г.) выявлено скарново-шелитовое проявление Тепакуль. В геологическом строении его участвуют породы карбонатной формации верхнего силура - нижнего девона, гранитовой и гранодиоритовой формаций (Каратюбинский интрузив).

Карбонатная формация представлена известняками хозретдавутской свиты, залегающими в виде крупного ксенолита среди интрузивных пород. Последние характеризуются падением на север под углами  $30-45^{\circ}$ . Интрузивные образования представляют гранодиоритовую и гранитовую формации верхнекарбонново-нижнепермского комплекса (2). Одна из даек аплитовидных гранитов проходит вблизи северного контакта карбонатных пород с гранодиоритами. Мощность ее около 15 м. Контакт с известняками извилистый, падение контакта северо-западное под углами  $25-30^{\circ}$ . Непосредственно в его зоне впервые обнаружены маломощные (до 0,35 м) линзовидные тела мономинеральных пироксеновых скарнов с шелитом, а также кварц-пироксеновые прожилки.

Вмещающие известняки в зоне контакта слабо минерализованы, аплитовидные граниты альбитизированы, серицитизированы, окварцованы. В участках развития скарновых тел вмещающие породы подвержены интенсивному дроблению и ожелезнению.

Скарновые тела локализованы в участках выполаживания кон-

тактовой поверхности и приурочены к мелким брахискладкам субширотного направления, образующим куполообразные структуры, осложненные мелкими разломами и зонами трещиноватости. Наиболее нарушенные участки характеризуются развитием кварцевых, кварц-пироксеновых и кварц-амфиболовых прожилков небольшой мощности.

В результате изучения распределения вольфрама во вмещающих породах установлено, что в известняках и гранитоидах содержания его значительно превышают кларковые. Так, в известняках хозретдаутской свиты концентрация вольфрама на значительном удалении от зоны контакта — 40, а непосредственно в зоне контакта — 300 г/т (кларк для карбонатных пород — 2 г/т, по А. П. Виноградову, I).

Интрузивные образования характеризуются значительно повышенными концентрациями вольфрама, что при слабой контаминированности интрузивных пород района (2) свидетельствует об их инициальной вольфрамоносности. Гранодиориты содержат вольфрама 100–300, дайки аплитовидных гранитов — от 80 до 250 г/т (при кларке для гранитоидных пород — 1,5 г/т). В рудоносном (в отношении вольфрама) гранитоидном массиве количество вольфрама в краевых фациях и дисперсия содержаний его увеличиваются. В удалении от рудопроявления (2–3 км) статистически значимых различий в средних содержаниях (дисперсии) не отмечено, но их величина в несколько раз превышает кларковые значения.

Установлено, что и в карбонатных породах, и в гранитоидах существует прямая корреляционная связь между повышенными содержаниями вольфрама и олова. По минеральному составу и геохимическим особенностям скарии Тепакуля аналогичны скарным Итранкуля.

Метасоматиты Тепакуля относятся к формации известковых скарнов. Шеелит в них является продуктом послемагматических процессов в связи с формацией гранитов (и аляскитов) верхнекарбонно-нижнепермского комплекса. Он образовался непосредственно в период формирования скарновых минералов (пироксена), в стадии их гистерогенного изменения (совместно с уралитом, актинолитом, цоизитом) и в период отложения кварца и полевых шпатов.

По ряду благоприятных признаков (повышенная вольфрамоносность скарнов, вмещающих и околоскарновых пород, извилистый и пологий контакт карбонатных и интрузивных пород, распространение кварц-пироксеновых прожилков) выявленные скарны являются индикаторами скрытой на глубине минерализации.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. В и н о г р а д о в А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", 1962, № 7.

2. Х а м р а б а е в И. Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969.

УДК [552.321.1+552.33] (235.216).

А. Кармов

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ  
ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТНЫХ И ШЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ  
ЧАСТИ ГОР КУЛЬДЖУКТАУ

Тозбулакский массив - довольно крупное и сложное интрузивное тело в пределах Кызылкумов, расположенное в центральной части гор Кульджуктау. Нами ранее проводилось детальное петрографическое и минералого-геохимическое исследование этого массива.

В районе массива и в Кульджуктау в целом развиты осадочно-метаморфические породы нижнего палеозоя - среднего карбона. Преобладают отложения силура и девона разнообразного литологического состава (мраморы, мраморизованные известняки и доломиты, кристаллические сланцы, песчаники и конгломераты). Среди паччаво-сланцевых толщ верхнего силура встречаются небольшие линзы кислых эффузивов (альбитофиры, кварцевые и дацитовые порфиры и их туфы).

Интрузивные породы Кульджуктау занимают площадь 95 км<sup>2</sup> и составляют габброидно-гранитоидно-щелочную формацию, представленную тремя комплексами: 1) габброидами (С<sub>2</sub>); 2) гранитоидами (С<sub>3</sub>); 3) щелочными породами и мелкозернистыми гранитами (резко преобладают гранитоиды (С<sub>3</sub>)). Они приурочены к ядрам антиклинальных структур северо-западного простирания и образуют несколько габброидных и гранитоидных массивов, среди которых самым крупным, наиболее эродированным и сложным является Тозбулакский (рисунок).

Тозбулакский массив располагается главным образом в мраморизованных известняках и доломитах силура и девона и приуро-



Геологическая схема гор Кульджуктау:

I - мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - дайки диорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиров, спессартитов; 3 - тела мелкозернистых гранитов; 4 - выходы щелочных пород; 5 - биотитовые порфировидные граниты; 6 - биотитовые крупнозернистые граниты; 7 - габброиды (габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, диориты); 8 - мраморы и мраморизованные известняки и доломиты силура; 9 - мраморизованные известняки и доломиты девона; 10 - песчано - сланцевые толщи палеозоя с ливзой кислых эффузивов; II - массивы: I - Тозбулакский, II - Шайдаравский, III - Актостинский, IV - Таушанский, V - Аякгузумдинский. I2 - элементы залегания палеозойских осадочно-метаморфических толщ; I3 - разрывные нарушения

чен к ядру одноименной антиклинали. Складчатая структура северо-западного (под углом  $300^{\circ}$ ) простирания осложнена многочисленными разрывами сбросо-надвигового характера северо-восточного ( $60-70^{\circ}$ ) и северо-западного ( $330^{\circ}$ ) направлений.

Нижняя возрастная граница массива определяется как посленижнекарбонная, верхняя не установлена, так как массив перекрыт лишь рыхлыми мезозойско-кайнозойскими осадками. Время внедрения интрузии гранитоидов и щелочных пород уточняется по результатам определений абсолютного возраста кали-аргоновым методом и по сравнительной дисперсии дупреломления минералов. Цифровые значения возраста - 265 (для щелочных пород и мелкозернистых гранитов) - 280 (для биотитовых гранитов) млн. лет, т.е. пределы верхнего карбона - нижней перми.

Интрузивные породы массива главным образом основного, кислого и щелочного составов (таблица). Последовательность их становления (от более древних к более молодым) такова: 1) диориты, 2) биотитовые граниты, 3) щелочные породы и 4) мелкозернистые турмалинсодержащие граниты. Эта последовательность интрузий доказывается прорыванием ранних образований более поздними.

**Д и о р и т ы** образуют в север-северо-восточной и юго-западной краевых частях Тозбулакского массива тела общей площадью  $4 \text{ км}^2$ , вытянутые в виде двух прерывистых полос северо-западного направления. Кроме того, они слагают многочисленные ксенолиты и останцы кровли среди биотитовых гранитов и щелочных пород. Такие диориты распространены в Шайдаразском и Таушанском массивах. Петрографически среди диоритов выделяются породы от габбро-диоритов до кварцевых диоритов (см. таблицу).

**Б и о т и т о в ы е г р а н и т ы** - крупнозернистые породы, представленные двумя типами: равномернозернистыми и порфировидными.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Комплексы	Характеристика пород	Минеральный состав							
		главные минералы, об. %					акцессорные, г/т	вторичные	
		калиевый полевой шпат	плаггиоклаз	кварц	нефелин	слюда			амфибол
Габброиды G <sub>2</sub>	<u>Диориты.</u> Темно-серые с зеленоватым оттенком. Массивные, равномернозернистые, диабазовые	Микроклин-пертит решетчатый, 0-5	Андезин, андезит, лабрадор (№ 33-55), 51-71	I-10	-	Пироксен-лепидомелан (f = 45), 2-12	Обыкновенная роговая обманка (f = 45), 18-35	Ильменит (4006), сфен (126), апатит (387), реже циркон (82), единичные зерна пирита, халькопирита, флюорита	Кальцит, хлорит, эпидот, серицит
Гранитоиды G <sub>3</sub>	<u>Бiotитовые равномернoзернистые граниты.</u> Светлые (серые, розовые). Массивные равномерно-, гипидиоморфнозернистые	То же, 20-50	Олигоклаз, олигоклаз-андезин (№ 22-33), 18-44	20-35	-	Лепидомелан-аннит (f = 80), 2-8 (иногда до 15)	То же, 0-5	Циркон (33), апатит (15), монацит (21), ксенотим (5), торит (17), ортит (19). В гибридных породах сфен, ильменит (81)	Серицит, мусковит, хлорит, каолинит, эпидот, кальцит, магнетит
	<u>Бiotитовые порфиридные граниты.</u> Светло-серые, реже розовые и красные. Массивные, порфиридные (основная масса мелкозернистая)	То же, 30-35	Олигоклаз, альбит-олигоклаз (№ 10, 24-26), 30-31	31-33	-	Лепидомелан-аннит (f = 80), 4-5		Циркон (64), апатит (3), торит (1), мусковит, магнетит, ксенотим, ортит (3), галенит, флюорит, пирит, халькопирит. В гибридных породах сфен, ильменит (2)	Серицит, хлорит, мусковит, магнетит, каолинит
Щелочные породы и мелкозернистые граниты P <sub>1</sub>	<u>Щелочные породы.</u> Светло-зеленовато-серые, мезократовые. Массивные или трахитовидные, равномернозернистые (средне-, реже мелко-, тонкозернистые), гранитоидные	То же, 60-65	Альбит (№ 5-10) при альбитизации	-	25-30		Феррогастингсит (f = 90) с эгирин-авгитом, 5-8	Магнетит (12101), апатит (45), циркон (единичные зерна), корунд (1464)	Биотит (лепидомелан, 0-6%, f = 65), альбит (7-12%), канкринит (0-9%), корунд, кальцит
	<u>Мелкозернистые граниты.</u> Густо-серые массивные, мелко-, неравномернозернистые, слабопорфировидные, гипидиоморфно-	То же, 29-34	Альбит-олигоклаз, олигоклаз (№ 15-23), 26-35	28-33		Пироксен-лепидомелан (f = 45) с мусковитом (2%), 5-9		Турмалин (554), апатит (44), циркон (4), монацит, флюорит (25), касситерит (1)	Серицит, мусковит, хлорит, эпидот, кальцит, каолинит, магнетит

Равномернозернистые преобладают над всеми интрузивными породами и занимают почти 70% (40 км<sup>2</sup>) площади массива (главная часть массивов Актасты, Таушан и Книгыртау). Они представлены породами состава от гранитов до гранодиоритов. Встречаются также их гибридные, грейзенизированные (лейкократовые), фенитизированные (сиениты и граносиениты) и другие разновидности обычного состава. В гибридных появляются ксенокристаллы обыкновенной розовой обманки, андезина и ильменита, в фенитизированных - новообразования гастингсита, микроклина и альбита; в грейзенизированных - вторичный кварц и мусковит.

Гибридные граниты встречаются довольно часто и приурочены к приконтактной зоне с диоритами; фенитизированные - к приконтактной зоне биотитовых гранитов со щелочными. Эти разновидности пород отличаются непостоянством количественно-минерального состава и структурно-текстурной неоднородностью.

Порфиroidные биотитовые граниты образуют либо самостоятельные штоки, либо отдельные участки (общей площадью 3 км<sup>2</sup>) среди карбонатных толщ, диоритов и биотитовых равномернозернистых гранитов (такие граниты встречаются и в массивах Шайдараз и Книгыртау). Контакты их с карбонатными толщами и диоритами резкие, а с равномернозернистыми гранитами нечеткие. Петрографически они аналогичны равномернозернистым гранитам. Окраска светло-серая, розовая и красная. Фенокристаллы составляют до 70% породы и представлены олигоклазом, микроклином и кварцем. В основной массе преобладает олигоклаз. Минералы последней заполняют промежутки между фенокристаллами или образуют в них пойкилокристаллы. Среди порфиroidных гранитов также встречаются гибридные, фенитизированные и другие разновидности.

Щелочные породы образуют небольшие штоко-, дайкообразные тела в центральной, юго-западной и юго-восточной частях массива. Их общая площадь 1,5 км<sup>2</sup>. Все тела щелочных пород вытянуты в почти широтном направлении (70-80°), всегда окаймлены фенитизированными породами и залегают среди гибридных и грейзенизированных гранитоидов. Контакты тел щелочных пород с вмещающими обычно резкие, секущие. Это обстоятельство в сочетании с некоторыми другими признаками дает основание считать, что щелочные породы являются магматическими образованиями.

Среди них выделяются нефелиновые сиениты и породы эндоконтакта, причем первые резко преобладают. Нефелиновые сиениты — однополевошпатовые светло-зеленовато-серые, среднезернистые, массивные или трахитоидные, исключительно молодые породы. Состоят из нефелина, микроклина, феррогастингсита и эгирит-авгита; вторичные минералы представлены альбитом, биотитом, канкринитом и кальцитом; акцессорные — магнетитом, апатитом, цирконом и корундом. Последовательность темноцветных минералов: пироксен → амфибол + магнетит → биотит; светлых — нефелин → микроклин.

Породы эндоконтакта (контактово-реакционные) приурочены к контакту нефелиновых сиенитов с гранитоидами (щелочные биотитовые сиениты), диоритами и известняками (меланократовые нефелиновые сиениты).

Мелкозернистые граниты слагают мелкие штоки и дайки общей площадью 7,5 км<sup>2</sup> в центральных и реже краевых частях Тозбулакского массива среди известняков, биотитовых гранитов и щелочных пород и имеют с ними интрузивные контакты. Аналогичными гранитами сложен Аякгурумдинский шток и часть массивов Актасты и Шайдараз. Мелкозернистые граниты однородны по составу и соответствуют нормальным (см. таблицу).

Характер контакта зон интрузивных пород с вмещающими показывает, что магматические расплавы состава биотитовых гранитов и нефелиновых сиенитов в процессе кристаллизации довольно активно взаимодействовали с окружающей средой. Это привело к возникновению мощных контактово-реакционных зон. Наиболее отчетливо проявился процесс "гранитизации" на контакте биотитовых гранитов с диоритами и "фенитизации" на контакте нефелиновых сиенитов с диоритами и биотитовыми гранитами.

Среди пород зон контактов выделяются гранитизированные диориты (от кварцевых диоритов и сиенито-диоритов до гранодиоритов), скарнированные и мраморизованные известняки, кристаллические сланцы и роговики экзоконтакта, гибридные граниты эндоконтакта биотитовых гранитов, фенитизированные гранитоиды (субщелочные сиениты и граносиениты) экзоконтакта, лейкократовые щелочные сиениты и меланократовые нефелиновые сиениты эндоконтакта щелочных пород и т. д.

Каждый комплекс интрузивных пород сопровождается определенным типом метасоматических образований: лейкократовые грейзенизированные биотитовые граниты, канкринитизированные и альбитизированные (и биотитизированные) щелочные породы, турмалинизированные мелкозернистые граниты и т. д.

В строении массива принимают участие, кроме того, разнообразные породы: гранит-аплиты и пегматиты, нефелиновые сиенит-пегматиты и щелочные аплиты, кварцевые диорит-порфириты и диорит порфириты, спессартиты. Кислые жильные породы тесно связаны с гранитоидами, щелочные - с нефелиновыми сиенитами, меланократовые жильные - со всеми комплексами пород.

Ассоциация и количество акцессорных минералов

тесно связаны с составом пород: 1) для диоритов характерны ильменит, апатит, сфен; 2) для биотитовых гранитов - циркон, монацит, торит, апатит, ортит и ксенотим; 3) для щелочных пород - магнетит, апатит, циркон и корунд; 4) для мелкозернистых гранитов - турмалин, флюорит, апатит, циркон, галенит и касситерит. В контактово-реакционных зонах наблюдается увеличение содержания акцессорных минералов (таких, например, как циркон, ортит, сфен). Обратное явление наблюдается в грейзенизированных гранитоидах.

В петрохимическом отношении породы Тозбулакского массива характеризуются пониженным содержанием щелочей, повышенным - кремнезема и кальция по сравнению со средними типами по Дэли. Это свидетельствует о их комагматичности (3).

Данный вывод подтверждается характером распределения м и к р о з л е м е н т о в. Во всех типах пород массива обнаружено более 30 элементов-примесей (редкие и радиоактивные элементы, редкие щелочные металлы, петрогенные микроэлементы, элементы группы железа, рудные и летучие). Содержания выше кларкового свойственны Ti, V, Cr, Co, Cu, Zn в диоритах; W, Mo, Pb, Th, Rb, Cs в биотитовых гранитах; Rb, Cs, Ga, Cu в нефелиновых сиенитах; B, F, Sn, Pb в мелкозернистых гранитах. Распределение элементов семейства железа, а также свинца и цинка свидетельствует о генетической принадлежности нефелиновых сиенитов к исходному гранитному расплаву.

Таким образом, разнообразие по составу породы, слагающие массив, обнаруживая теснейшую пространственную и возрастную связь, отличаются сходством химического и минерального составов, что указывает на их генетическое родство.

Массив формировался в течение отрезка геологического

времени от среднего карбона до конца перми на завершающих этапах развития геосинклинали в связи с неоднократным поступлением расплава варьирующего состава из общего очага в ядро крупной антиклинали.

Наиболее интересным в генетическом отношении является происхождение нефелиновых пород, образовавшихся в результате кристаллизации расплава и интенсивного развития контактово-реакционных и постмагматических процессов в краевых зонах. С нашей точки зрения, наиболее вероятным является предположение о генетической связи нефелиновых пород с гранитоидами. В природе связь щелочных пород с нормальными гранитами известна давно и отмечалась многими исследователями (I, 4, 6, 7).

По нашему мнению, наиболее существенными доказательствами, свидетельствующими о генетической связи щелочных пород с гранитоидами, являются их возрастная оближенность и тесная пространственная связь, однотипность химизма, присутствие одинаковых микроэлементов, слабая зараженность нормальных пород аксессуарными ураном, торием, цирконием, ниобием, присутствие одинаковых аксессуарных минералов (циркон, апатит и т.д.). Состав исходной магмы был, по-видимому, гранитным, на что указывают преобладание интрузивных гранитных пород и проявление мелкозернистых гранитов в последнем этапе верхнепалеозойского магматизма.

По особенностям петрографического и минералогического составов, основным чертам химизма, геологическому положению, последовательности формирования отдельных типов и некоторым другим признакам Тозбулакский массив несколько сходен с массивами верхнего палеозоя Туркестано-Алайского хребта Каяго

Тянь-Шаня (5,6). От них Тозбулакский массив отличается лишь меньшим развитием щелочных пород.

### В ы в о д ы

1. Тозбулакский массив сформировался в результате последовательной смены четырех интрузий: диориты → крупнозернистые граниты (главная интрузия) → нефелиновые сиениты → мелкозернистые турмалинсодержащие граниты. Он характеризуется исключительным разнообразием пород, возникших в различных петрогенетических условиях. Некоторые из них образовались при кристаллизации расплавов, другие — при активных контактово-реакционных взаимоотношениях последних с вмещающими породами, третьи — в постмагматическую стадию.

2. Каждая интрузия сопровождается: а) своими жильными дериватами; б) определенным комплексом контактово-реакционных изменений; в) своими аутометасоматическими и постмагматическими изменениями; г) своей ассоциацией акцессорных минералов и элементов-примесей.

3. Широко развиты два типа разновозрастных контактово-реакционных пород, возникших на магматической стадии при активном взаимодействии гранитного и щелочного нефелин-сиенитового расплавов с вмещающими породами.

### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. В о р о б ь е в а О. М. Проблемы щелочного магматизма. В сб. "Проблемы и генезис изверженных пород". М., изд-во "Наука", 1963.

2. З а в а р и ц к и й А. Н. Изверженные горные породы. М., изд-во "Наука", 1955.

3. К а ю м о в А. Петрография и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива гранитоидов и щелочных пород. Автореф. канд. дисс. Ташкент, 1969.

4. К у п л е т с к и й Б. М. Формация нефелиновых сиенитов СССР. В кн. "Петрография СССР", вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1937.

5. О м е л ь я н е н к о Б. И. Возможные пути формирования щелочных магм в геосинклинальных областях (на примере Туркестано-Алая). Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 12.

6. П е р ч у к Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М., изд-во "Наука", 1964.

7. Ш е й н м а н Ю. М., А п е л ь ц и н Ф. Р., Н е ч а е в Е. А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. Геология месторождений редких элементов. вып. 12-13, М., изд-во "Недра", 1961.

УДК 550.42:546.34/.36:552.322.2(235.216)

А. М. Рахманов, А. М. Эргешов, И. Халмурзаев

К РАСПРЕДЕЛЕНИЮ РЕДКОЩЕЛОЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Li, Rb, Cs)  
В РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТАХ КУЛЬДЖУКТАУСКИХ ГОР  
(Центральные Кызылкумы)

В группу Кульджуктауских редкометалльных полей входят Шайдаразское, Таушанское, Тозбулакское и др. Геологическое строение, тектоника, магматизм этого региона изучались И. Х. Хамрабаевым (8), В. М. Железновым (3), Ю. А. Лихачевым, В. С. Владимирским (2, 5), А. К. Капюновым (4) и другими исследователями. Распределению редкощелочных элементов посвящены работы Р. И. Павлова (6, 7).

Мы исследовали главным образом Шайдараз-Актостинское поле.

Шайдараский интрузив представляет собой штокообразное тело (ЭхI, 5 км) с крутопадающими контактами, вытянутое на юго-восток. Он слабо эродирован, о чем свидетельствуют извилистый характер контактов с большим количеством апофиз во вмещающих породах, а также обилие различных по форме и размерам ксенолитов вмещающих пород.

Интрузивные породы представлены двумя фазами (8): 1) габброидами; 2) диоритами и кварцевыми диоритами.

Габброиды слагают незначительную (до 20% площади) западную часть массива. Это среднезернистые плотные породы темно-зеленого цвета, в составе которых отмечаются плагиоклаз (андезин или чаще лабрадор № 45-50), уралитовая роговая обманка, моноклинные пироксены, биотит, реже кварц.

Диориты представляют собой плотную породу зеленого цвета мелко- и среднезернистого строения, обычно графитизированы. Составляют из плагиоклаза (до 70%), роговой обманки (до 25%), незначительного количества калишпата, биотита и кварца.

Актостинский интрузив находится северо-восточнее Тозбулакского массива. Это штокообразное (вытянутое в северо-западном направлении) тело с крутыми контактами и значительным количеством апофиз во вмещающих породах. Общая площадь около 9 км<sup>2</sup>. На севере он прорывает песчано-сланцевую свиту нижнего силура, на юге — карбонатные породы девона.

Массив сформировался в течение двух интрузивных фаз: биотитовых и лейкократовых гранитов. Первые занимают 95% его площади. Это среднезернистые породы с гипидиоморфно-зернистой структурой. В их составе (об.%) кварц (20-35), микроклин-пертит (20-50), плагиоклаз № 22-23 (18-44), обыкновенная роговая обманка (0-15), слюды (2-8).

Лейкократовые граниты, обладающие мелкозернистой структурой, состоят (об.%) из кварца (23-33), микроклин-пертита (29-34), плагиоклаза № 15-23 (26-35) и слюд (5-9).

Акцессорные минералы в биотитовых гранитах - циркон, апатит, монацит, ксенотим, торит, ортит и др., в лейкократовых - турмалин, апатит, циркон, флюорит, монацит, касситерит и др.

На описываемой площади установлено более 50 пегматитовых тел, прослеживающихся в виде полосы шириной 500-550 м и длиной 2,5 км.

По нашим данным, а также результатам работ Р.И. Павлова (6,7) и др. мощность пегматитовых образований 5-20 м, длина по простиранию от первых метров до 100.

По вещественному (ведущему минеральному) составу различаются: 1) олигокраз-микроклиновые пегматиты; 2) альбит-олигокраз-микроклиновые; 3) микроклин-альбитовые.

На площади пегматитового поля распространены главным образом слабо дифференцированные олигокраз-микроклиновые пегматиты. Здесь преобладает приальбандовая аллитовидная зона, сменяющаяся к центру мелко- и среднезернистой пегматоидной. В составе описываемого типа пегматитов установлены следующие ассоциации минералов (об.%) : кварц (30-35), микроклин-пертит (15-50), плагиоклаз (15-20), биотит (до 5), турмалин (до 15), реже мусковит и альбит.

Альбит-олигокраз-микроклиновый тип представлен жилами. По составу он незначительно отличается от первого типа пегматитов, но в нем повсеместно распространен альбит (до 20%).

Микроклин-альбитовые пегматиты развиты ограниченно. Отличительная особенность жил - повышенные содержания лепидолита.

Из аксессуарных минералов в пегматитах установлены (г/т<sup>x</sup>) турмалин (до 670), апатит (400-420), флюорит (до 200), касситерит (до 170), колумбит-танталит (80), циркон (22), сфен (210), реже берилл, пироксеноиды, лепидолит и др.

В результате анализа данных по 200 пробам установлено, что в пегматитах Актосты-Шайдаразского поля содержание (%)  $Li_2O$  составляет 0,1701;  $Rb_2O$  - 0,0324;  $Cs_2O$  - 0,00047. Кроме того, здесь встречаются  $Li$  - 0,01;  $Rb$  - 0,03;  $Cs$  - 0,005. Параллельное отношение  $Rb/Cs$  равно 6.

Среднее содержание  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$  подсчитано для всего пегматитового поля путем деления суммированных результатов, полученных для отдельных проб на общее количество анализов, т.е.

$$\frac{\sum Li \cdot n}{n}, \text{ где } n - \text{ количество анализов.}$$

Для построения диаграммы содержаний  $Li$ ,  $Rb$ ,  $Cs$  (рисунок) использовался параметр "частота встречаемости", который определялся следующим образом: общее количество проб (%), содержащих редкоземельные элементы, делилось на общее количество проб, т.е.  $\frac{\sum P_{Li} \cdot 100}{\sum P}$ , где  $\sum P_{Li}$  - число проб, содержащих  $Li$ ;  $\sum P$  - общее количество проб.

Среднее содержание лития в целом по пегматитовому комплексу, кроме некоторых отдельных жил, -  $0,3-0,5 \cdot 10^{-2}$ , что ниже его кларка для кислых пород. Максимальное количество лития ( $1-3 \cdot 10^{-1}$ ) накапливалось в лепидолитовых пегматитах Актосты-Шайдаразского поля (см. рисунок).

По распределению  $Rb$  пегматиты Кульджуктауских гор несколько отличаются от пегматитовых образований других регионов

x) Содержание минералов установлено минералогическим анализом.

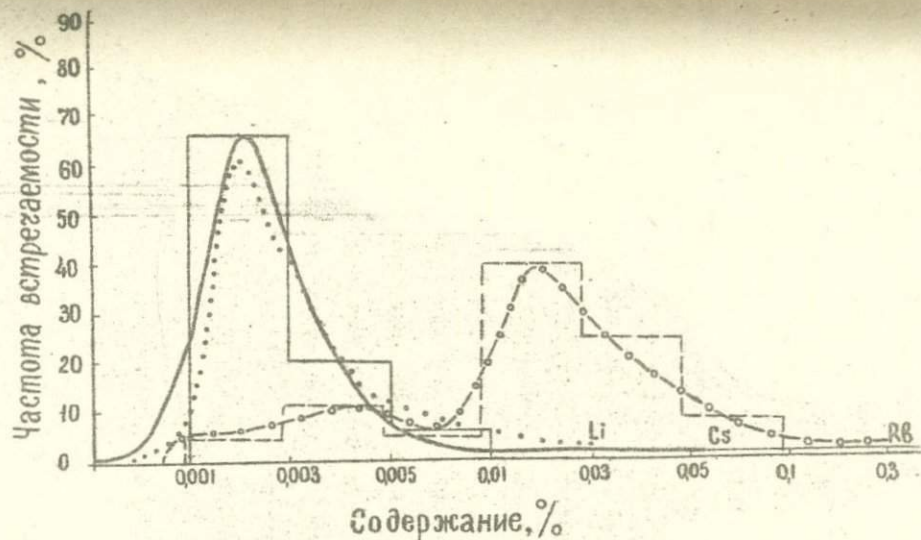


Диаграмма распределения Li, Rb, Cs в Актосты-Шайдаразском пегматитовом поле

(Западный Гиссар, Каратюбе, Лолабулак и др.). Среднее содержание рубидия в пегматитах (ср. из 180 проб)  $3 \cdot 10^{-2} - 5 \cdot 10^{-2}$ , т.е. в 1,5-2 раза выше его кларка в кислых породах (I). Однако в отдельных пегматитовых телах, особенно в лепидолитовых пегматитах, отмечаются повышенные концентрации этого элемента, нередко достигающие  $3 \cdot 10^{-2}$ , что в 10 раз и более выше кларка. Максимальное содержание данного элемента отмечено в лепидолитовой жиле I Актосты-Шайдаразского поля, где оно достигает 0,5-1% (проба К-305/5), минимальное -  $0,1 \cdot 10^{-2}$  (в 5-10 раз меньше кларка) - в простых пегматитах Кульджуктауских гор.

Цезий обнаружен почти во всех исследованных пегматитовых телах Кульджуктау. Однако он распределяется в простых керамических и в сложных лепидолитовых телах неравномерно. В простых пегматитовых образованиях его среднее значение  $0,47-0,50 \cdot 10^{-3}$ .

В отдельных сложных пегматитовых телах цезий распределяется неравномерно. Так, в жиле Лепидолитовой I содержание его колеблется:  $0,23 \cdot 10^{-3} - 0,10^{-3}$  (пробы К-301/1, К-304/3 и др.); максимальное количество цезия варьирует от  $0,1 \cdot 10^{-3}$  до  $0,3 \cdot 10^{-3}$  при средней частоте встречаемости этого элемента в 60-80% исследованных проб. В пегматитовой жиле Актосты-Шайдаразского поля наиболее высокие (до  $10 \cdot 10^{-2}$ ) содержание  $Сз$ , что в 20-30 раз выше кларка для кислых пород (I). Это подтверждается довольно большим количеством проб (10-15%).

Следует обратить внимание на параэлементное отношение Rb/Cs. В пегматитовых телах Кульджуктау оно составляет в среднем 10-12%, но в некоторых пробах оно или равно единице (проба К-304/3) или достигает максимума - 83 (проба К-305/5).

## В ы в о д ы

Подтверждается представление о том, что Li, Rb, Cs тесно связаны с породами, отличающимися повышенным содержанием щелочных минералов.

В распределении указанных элементов устанавливается определенная закономерность: в наиболее простых пегматитовых жилах (кварц-полевошпатовые) содержание этих элементов меньше. В сложных (особенно в замещенных пегматитах) оно довольно высоко.

Как видно из рисунка, наибольшему количеству проб, содержащих литий, соответствует такое же число проб с цезием. В этом отношении поведение рубидия несколько отлочно.

Приведенные данные свидетельствуют о необходимости дальнейшего комплексного изучения пегматитов для оценки проявлений редкощелочных элементов.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. В и н о г р а д о в А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", 1962, № 7.

2. В л а д и м и р с к и й В. С. и д р. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов. В сб. "Проблемы нефтегазоносности Средней Азии". Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, вып. 2, Л., 1961.

3. Ж е л е з н о в В. М. Нижнекарбонные отложения в горах Кульджуктау. Тр. Главгеологии УзССР, № 2, М., 1962.

4. К а ю м о в А. К. Петрология и минералого-геохимические особенности Тозбулакского массива. В кн. "Петрология, геохимия и рудоносность Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1968.

5. Д и х а ч е в Ю. А., В л а д и м и р с к и й В. С. Особенности развития складчатой структуры в палеозойском фундаменте Кызылкумов. В сб. "Проблемы нефтегазоносности Средней Азии". Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, вып. 2, Л., 1962.

6. П а в л о в Р. И. Направление и методика работ на цезий в Западном и Южном Узбекистане. Материалы Всесоюзного семинара по цезию. М., ИМГРЭ, 1971.

7. П а в л о в Р. И. К вопросу типизации структур пегматитовых полей западной части Южного Тянь-Шаня. "Сов. геол.", 1971, № 4.

8. Х а м р а б а е в И. Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане". Ташкент, Изд-во АН УССР, 1958.

## II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

УДК 553.22:563.411.073.2(235.216)

В. А. Хорват

### ОСОБЕННОСТИ ОКОЛУРУДНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ НЕКОТОРЫХ ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА НУРАТИНСКИХ ГОР

Среднеглубинные (3) жильные месторождения золота Нуратау, относящиеся к группе золото-сульфидно-кварцевых формаций с золото-мышьяковым типом малосульфидных руд (2), формировались на этапе позднеорогенной (пермь) тектоно-магматической активизации (1) в весьма разнообразных геологических условиях. Одним из таких условий, определяющих особенности околорудных метасоматитов и сопряженного с ним оруденения, является состав вмещающих пород. В Чармитане в зонах оруденения преобразованы граносиениты и контактовые роговики, Болабахо - габбродиориты, Кансае - дайки лампрофиров, Синтабе - доломиты, Марджанбулаке и Сармиче - сланцы, алевролиты и т. д.

Одна из главных задач изучения метасоматических новообразований - определение этапности их развития и формационной

принадлежности, что влияет на перспективную оценку месторождения. Исследования метасоматитов легче осуществлять по ряду визуальных признаков, отличающих их от пород эдукта. Это наблюдается, например, на Чармитанском месторождении, где нами намечены возрастные и формационные группы метасоматитов (4, 7), в Болайбахо, менее — на Синтабе (8), т. е. в районах размещения оруденения в интрузивных и карбонатных породах. Однако в ряде случаев в полевых условиях совершенно не удается фиксировать проявлений метасоматизма в околорудных пространствах. Это отмечается, как указывают на примере золоторудных месторождений В. Линдгрена, Л. В. Фирсова, С. Д. Шер и др., преимущественно при следующих обстоятельствах: а) руду вмещают углеродсодержащие филлитовидные или кристаллические кварц-слюдистые сланцы, кварциты; б) рудные тела представлены кварцевыми жилами с очень небольшим количеством карбонатов и сульфидов.

Подобная картина наблюдалась нами на месторождении золота в горах Каратау (Южно-Нуратинский хребет), локализованных среди обогащенных углеродом песчано-сланцевых толщ. Одно из них — Сармич сложено слабо метаморфизованными карбонатно-терригенными породами кембро-ордовика.

Рудные тела — субсогласные, убого- до малосульфидных кварцевые жилы, зоны прожилкового окварцевания и кварц-сланцевых брекчий, минерализованные пиритом, арсенипиритом, галенином, самородным золотом. На изученных участках (Сармич-1, Центральный, Субаши) приурочены к переслаиванию черных филлитовидных кварц-глинисто-слюдистых сланцев и алевролитов, которым резко подчинены серые кварцевые песчаники. Черная окраска рудовмещающих сланцев и алевролитов обусловлена присутствием в це-

менте частичек рассеянного углеродистого вещества ( $C_{\text{общ. I-4\%}}$ ).

На разных уровнях подсечений золотоносной зоны изучены околорудные пространства в контурах тел I (участок Сармич), 9 и IO (Центральный), залегающих в углеродсодержащих сланцах и алевролитах. Признаки их околокильного перерождения визуально не установлены, тогда как песчанники в зальбандах рудного тела 8 (Субаши) характеризуются наличием явных признаков метасоматических процессов (изменение цвета породы, вторичные текстуры).

Чтобы ответить на вопрос об отношении углесодержащих пород к процессам околокильного метасоматизма, мы провели микронаблюдения контактовых зон кварцевых жил, многочисленных ксенолитов сланцев и алевролитов, заключенных в кварце, изучили химический состав призальбандовых и удаленных от жил участков. При петрографическом исследовании околокильных пород установлены метасоматические новообразования. Наиболее ранний процесс изменения — хлоритизация, развивающаяся в ксенолитах сланцев вплоть до полного их замещения агрегатами мелкочешуйчатого магнетитового хлорита. В зальбандах некоторых золотоносных прожилков с преимущественным развитием ранней пирит-арсенопиритовой продуктивной ассоциации хлорит встречается совместно с альбитом и замещающим его (во внутренней части колонки) калишпатом в виде маломощных (первые миллиметры) линз или зонков. Хлорит-полевошпатовые и существенно полевошпатовые метасоматиты, по данным К.М. Максумова и наших (5), пересекаются метасоматическими прожилками кварц-серицитового и кварц-пирит-карбонат-серицитового составов. Эти более поздние образования во временном и пространственном отношении сопрягаются со второй продуктивной

(полисульфидной) ассоциацией, в составе которой ведущую роль играют арсенопирит, галенит, сфалерит и сульфосоли сложного состава.

Таким образом, микронаблюдения позволили зафиксировать некоторое развитие метасоматически перерожденных пород в "инертных углеродистых контактах". Примечательно отсутствие процесса околожильной "графитизации"; наши наблюдения позволяют говорить лишь о некотором перераспределении углеродистого вещества в вальбандах жил, где оно пересекается полевошпатовыми и кварцсерицитовыми метасоматитами.

Из зон околожильного метасоматического изменения, определенного как сочетание процессов полевошпатизации (преобладает), серицитизации, карбонатизации и сульфидизации, были отобраны пробы на силикатный анализ. Этому же анализу подверглись породы без микропризнаков перерождения\*. Сопоставление результатов методом прямого сравнения по участкам Сармич-I и Центральный приводится в таблице, из которой видно, что поведение важнейших компонентов при метасоматизме характеризуется привнесом железа, магния, калия, кальция и двуокиси углерода, т.е. в целом согласуется с данными изучения шлифов.

На базе опубликованных ранее материалов (4,5,7) и полученных сведений можно сделать вывод о том, что ассоциации метасоматических минералов в околожильных пространствах Сармича и Чармитана отличаются лишь количественным выражением. Разная степень их проявления несомненно зависит от состава эдукта. Однако "инертность" рудовмещающих пород Сармича - не единственная причина слабого развития метасоматизма. Определяющее значение имеет, видимо, интенсивность эпитгенетического процесса.

\* Анализы выполнены в ЦХЛ МГ УэССР

Пример тому - месторождение Мурунтау, где значительному щелочному (биотит-полевошпатовому) метасоматизму на больших площадях подверглись золотоносные углеродсодержащие ( $C_{\text{общ.}} = 0,1 - 3\%$ ) сланцы и алевролиты беспанской свиты докембрия.

Компонент	Черные сланцы участка Сармич - I		Черные сланцы участка Центральный	
	в 0,2 м от контакта лежащего бока жилы	в контакте с жилой	в 0,3 м от контакта всякого бока жилы	в контакте с жилой
$SiO_2$	72,83	59,88	70,70	48,61
$TiO_2$	0,64	1,10	1,08	1,08
$Al_2O_3$	12,60	16,72	14,92	22,96
$Fe_2O_3$	1,11	1,46	1,68	6,47
FeO	2,35	4,27	0,93	1,19
MnO	0,03	0,07	0,02	0,02
MgO	1,75	3,00	0,85	1,55
CaO	-	0,77	-	0,56
$Na_2O$	3,73	2,86	4,00	0,84
$K_2O$	1,76	2,75	2,14	6,13
$P_2O_5$	0,15	0,18	0,05	0,14
$CO_2$	0,30	0,96	-	0,50
$S_{\text{общ}}$	0,72	1,27	-	2,17
п.п.п.	2,24	3,94	2,84	8,31
As	-	0,23	-	-
Сумма	100,21	99,46	99,31	100,53
$d_v$	2,46	2,57	2,29	2,52

В заключение укажем, что на материалах перечисленных золото-сульфидно-кварцевых месторождений Мурунтау, размещенных в инертных и благоприятных для метасоматизма средах, устанавливается следующая пространственно-временная сопряженность закономерно развивающихся во времени окислительных (пред- и синрудных)

метасоматических пород и продуктивных рудно-минеральных комплексов: полевошпатовые метасоматиты (кварц, хлорит, альбит → ортоклаз) – золото-кварцевая шеелитоносная ассоциация убого-сульфидных руд (золото-I, шеелит, пирит, арсенопирит); ортоклазиты (кварц, ортоклаз → кварц, серицит, карбонат) – золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация малосульфидных руд (субдисперсное золото-II, шеелит (?), пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, золото-III); березиты (кварц, альбит, серицит, карбонат, пирит, глинистые минералы) – полисульфидная ассоциация малосульфидных руд (золото-IV, пирит, арсенопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, сульфоантимониты и другие сложные сульфосоли, серебро, теллуриды висмута).

Таким образом, намечается тенденция к выделению на жильных золоторудных объектах Нуратау ряда гидротермально-метасоматических преобразований, соответствующих рудноформационному ряду (вертикальный ряд Р.М.Константинова). По некоторым признакам (минеральные парагенезисы внутренних зон метасоматических колоннок, баланс вещества и др.) он выглядит так: полевошпатовые метасоматиты (гумбеиты ?) → березиты → аргилизиты (6). В большинстве золотоносных зон метасоматические формации пространственно совмещены, масштаб их проявления обычно соответствует степени развития определенного рудного комплекса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Мушкин И. В., Ахбер Д. Я. и др. Блоковое строение и эндогенная металлогения Западного Узбекистана. "Сов. геол", 1973, № 12.

2. Петровская Н. В. Самородное золото. М., изд-во

"Наука", 1973.

3. Рудные месторождения СССР, т.3, М., изд-во "Недра", 1974.

4. Хорват В. А., Бертман Э. Б. и др. Околосильные метасоматические породы Чармитанского месторождения (Западный Узбекистан). В сб. "Металлогения и геохимия Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1974.

5. Хорват В. А., Максумов К. М. и др. Околосильный метасоматоз в инертных породах (на примере золоторудных месторождений). В "Сб. материалов по итогам научно-исследовательских работ геологоразведочного факультета ТашПИ за 1972 г.", вып. 104. Ташкент, 1973.

6. Хорват В. А., Проценко В. Ф., Баскаков Ю. Ф. О проявлении гипогенной аргиллизации на золоторудных полях Западного Узбекистана. "Узб. геол. ж.", 1975, № 3.

7. Хорват В. А., Хренов В. А. Метасоматические породы золоторудного месторождения Чармитан и их поисковое значение. ДАН УзССР, 1975, № 4.

8. Чеботарева Г. П., Хорват В. А. Особенности гидротермального метасоматоза в связи с золоторудной минерализацией в доломитах Синтаба. В "Сб. материалов по итогам научно-исследовательских работ геологоразведочного факультета ТашПИ за 1972 г.", вып. 104 Ташкент, 1973.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ МЕТАСОМАТИТОВ МУРУНТАУСКОГО  
РУДНОГО РАЙОНА

Современный облик отложений ауминза-бесапанского комплекса в значительной мере определяется преобразованиями, происходившими после регионального метаморфизма, в период завершающих этапов складчатости и консолидации региона в целом (2,6,7). Стратиграфическое расчленение пород комплекса без генетической расшифровки подобных преобразований приводит к различного рода несоответствиям. Это является одной из причин отсутствия общепризнанной геологической карты Центральных Кызылкумов и поводом к оживленным дискуссиям о составе, мощности и объеме подразделений, выделяемых в ауминза-бесапанском комплексе. Расчленение, которого придерживаются авторы, — предмет обсуждения в отдельной статье. Остановимся на характере метасоматических процессов и их влиянии на облик пород в зависимости от положения последних в структуре района.

Вслед за О.И.Кимом, И.В.Мушкиным и др. (3) авторы считают, что метаморфизм геосинклинальной стадии происходил на низкой ступени зеленосланцевой формации, а полифазальные метаморфические образования возникли на этапе позднекарбоневой активизации региона. Б.Л.Хорева (6,7) для характеристики преобразований последнего этапа ввела понятие "регионального плутонического метаморфизма", развивающегося в парагенетической связи с процессами магмаобразования в геотермических аномалиях с интенсивным глубинным тепловым потоком. Процессы мп-

нералообразования она разделяет на две последовательно сменяющиеся друг друга стадии — прогрессивную и регрессивную.

Щелочной метасоматизм регрессивной стадии, по мнению перечисленных исследователей, развивается по кристаллическим сланцам, образовавшимся на прогрессивном этапе становления полифациальных комплексов.

Изучая ранее опубликованные материалы и сопоставляя с ними свои полевые наблюдения и аналитические данные, мы пришли к выводу о том, что разграничение минеральных проявлений начальных стадий щелочного метасоматоза и плутонического метаморфизма не обосновано. Наличие среди кристаллических сланцев слабопреобразованных пород (рис. I) свидетельствует о том, что кристаллический облик они приобрели в результате метасоматических преобразований. Несомненно лишь, что характер преобразований и их пространственное размещение контролировались термальными купольными структурами (6, 7). В процессе анализа минералогопетрографических, петрохимических данных и баланса вещества одного и того же типа пород в зависимости от его пространственного размещения нами установлено, что термальные преобразования пород можно рассматривать как результат инфильтрационного метасоматоза (или натрового аллохимического метаморфизма; 5), протекавшего в течение длительного времени в обстановке непрерывно менявшихся физико-химических условий. Установление последовательности минералообразования затрудняется тем, что поздние этапы метасоматоза затушевывали начальные. Но в целом метасоматические процессы привели к возникновению метасоматической зональности, отражающей "принцип дифференциальной подвижности компонентов" (4). Выделение зон парагенетических минеральных ассоциаций метасоматического процесса основано на петрографи-

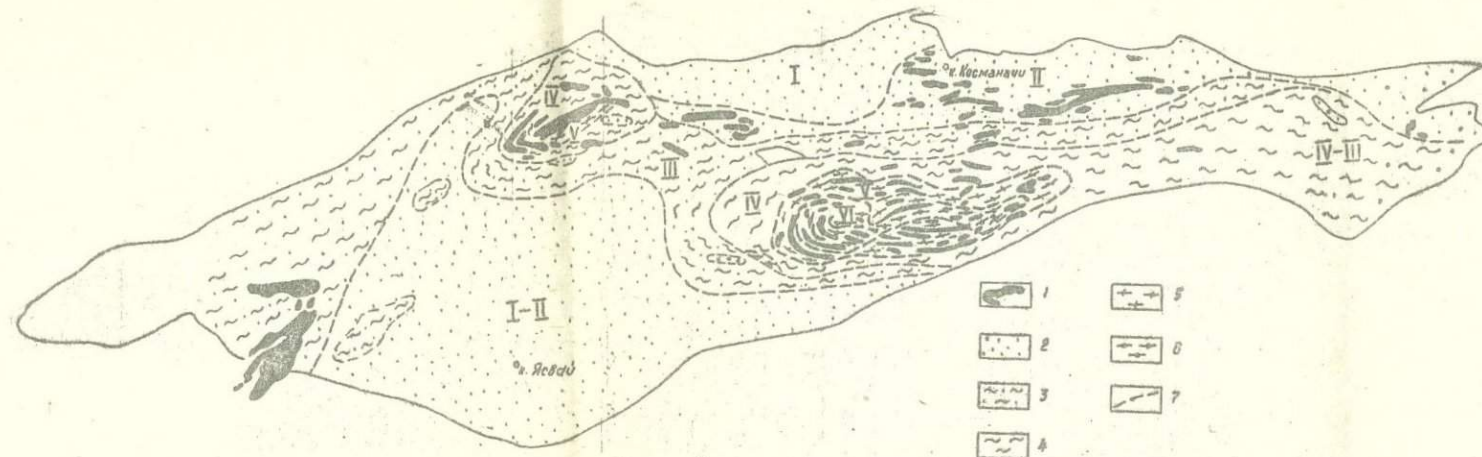


Рис. I. Литолого-петрографическая карта отложений ауминза-бесапанского комплекса Мурунтауского рудного района

I - выходы карбонатно-кремнистых образований; 2 - гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 - филлитовидные песчаники и алевролиты; 4 - филлитовидные сланцы с реликтами обломочной структуры; 5 - кристаллические кварц-хлорит-альбитовые и кварц-альбит-амфиболовые сланцы с реликтами обломочной и туфовой (?) структур; 6 - узловатые кристаллические мусковит-альбит-кварцевые сланцы; 7 - условные границы распространения литологических разновидностей пород и метасоматических зон.

Метасоматические зоны и ведущие минеральные парагенезисы:

I - неизменные, участками окварцованные породы (кварц); II - неизменные породы с прожилковой альбитизацией и окварцеванием (кварц, альбит); III - слабо окварцованные породы (кварц ± альбит, мусковит, хлорит, биотит, апатит); IV - обильно окварцованные, слабо альбитизированные и мусковитизированные породы (кварц, альбит, мусковит ± хлорит, биотит, апатит, кальцит); V - обильно альбитизированные, хлоритизированные и окварцованные породы (есть амфиболитизированные разновидности) - альбит, хлорит, кварц, амфибол ± мусковит, биотит, апатит, эпидот, кальцит; VI - обильно окварцованные, альбитизированные и мусковитизированные породы (кварц, альбит, мусковит ± биотит)

ческих особенностях измененных пелитовых и псаммитовых пород, кремнистые как слабо проницаемые не отражают в должной мере хода метасоматического процесса.

В Мурунтауском рудном районе отчетливо выделяются две купольные структуры — Джургантауская и Таскаринская, расположенные в осевой части Южно-Тамдынского горного массива (см. рис. I). На восточном продолжении Джургантауского купола в тех же или подобных структурных позициях находится месторождение Мурунтау.

Выделенные метасоматические зоны описываются от периферии к центру куполов. Выделяется шесть зон, характеризующихся определенным минеральным составом продуктов метасоматоза (см. рис. I). По направленности химизма процесса внутри них могут различаться самостоятельные ветви (субфации) с особым поведением порообразующих компонентов (9). Все зоны резко не разграничены, а связаны взаимопереходами. По отношению к слоистости пород они занимают секущее положение (3,7).

З о н а I располагается по периферии Южно-Тамдынского горного массива и представлена слабо метаморфизованными терригенными образованиями. По степени преобразования цемента их можно отнести к катагенической стадии, по Н.Б. Вассоевичу (I). Гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты слагают пачки переслаивания, в которых отчетливо видны согласные контакты и постепенные переходы от одной разновидности к другой. На поверхностях наложения пород сохранились седиментационные текстуры: борозды стока, знаки ряби, различные иероглифы. В зонах тектонических нарушений породы рассланцованы и интенсивно окварцованы. Мощность кварцевых жил достигает здесь I м и более. В прилегающих к ним терригенных породах кварц замещает

цемент и растворяет обломки. В участках, тектонически слабо деформированных, он выполняет мелкие трещины мощностью до 1 см, которые сетью разной густоты пронизывают породы. По характеру "холодных" контактов кварца с вмещающими образованиями можно заключить, что он низкотемпературный. Химический состав неизменных пород с прожилковым окварцеванием не согласуется со средним составом песчано-сланцевых образований (5). Изученные породы характеризуются более высоким содержанием кремнезема и щелочей.

**З о н а II** также представлена комплексом терригенных отложений. Не изменяется и характер перекристаллизации цемента пород; участки рассланцевания по-прежнему редки и приурочены к зонам тектонических нарушений. В этой зоне среди отложений терригенной формации встречаются тела карбонатно-кремнистых образований, по нашему мнению, чужеродные вмещающей толще. На контакте с ними терригенные породы рассланцованы и нередко перетерты. Мощность участков рассланцевания от нескольких сантиметров до 10-30 м. Они отчетливо фиксируются по более светлой и яркой окраске на зеленовато-сером фоне неизменных терригенных пород и карбонатно-кремнистых образований.

Характер наложенных процессов во всей зоне в целом определяется появлением наряду с кварцевыми прожилками альбитовых. Последние по сравнению с кварцевыми маломощны и встречаются главным образом на участках передробленных или рассланцованных пород. Они значительно реже кварцевых прожилков насыщают породы, хотя местами образуют сгущения типа альбитовых "штокверков". На петрохимических гистограммах (рис. 2, 3) песчаники и аргиллиты, пронизанные альбитовыми жилками, отличаются повышенными содержаниями окисей натрия, калия и иногда кальция при относительно

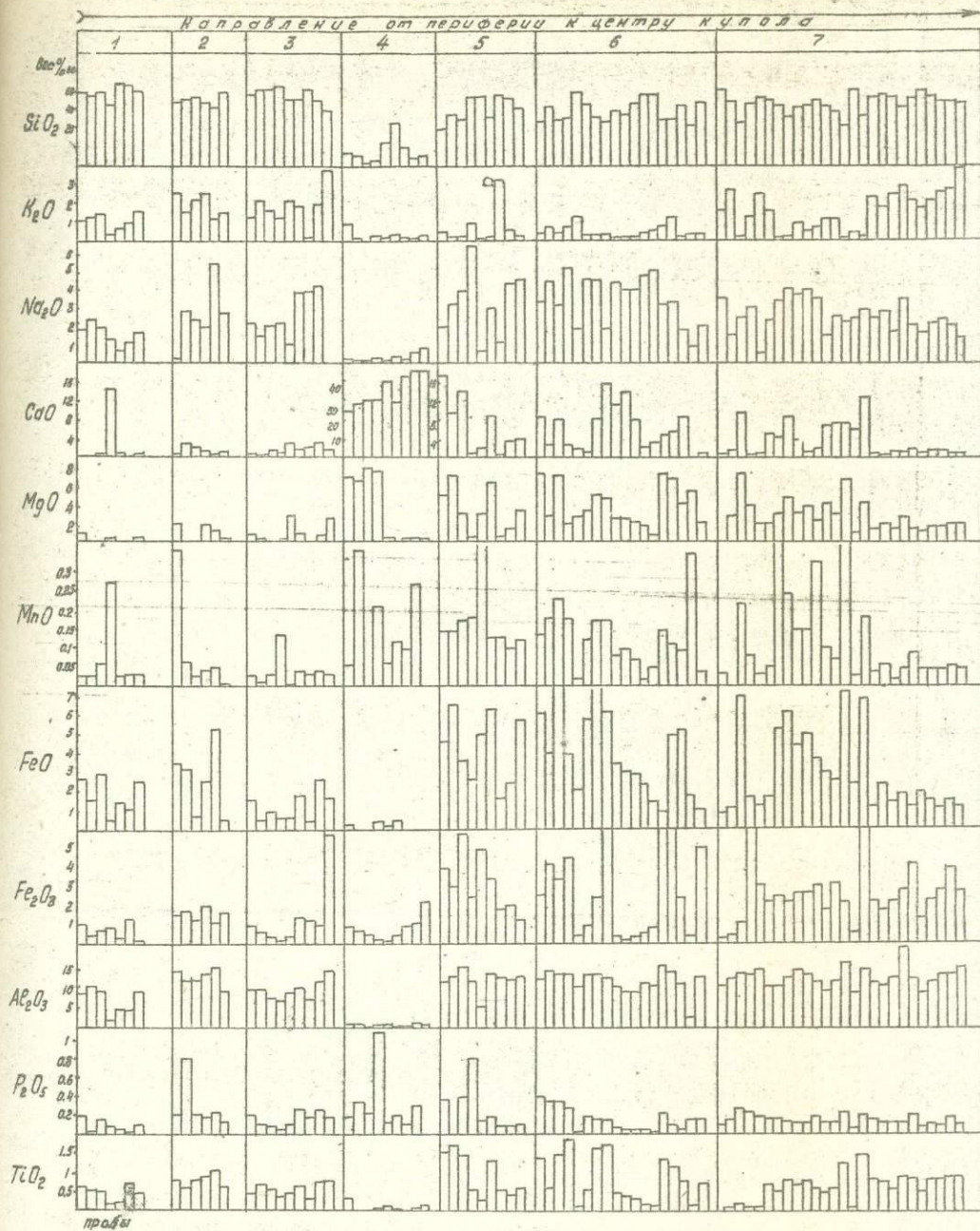


Рис.2. Гистограммы содержаний главных петрогенных окислов в породах азумиза-беспанского комплекса на территории Джургантауского купола

1 - песчаники, алевролиты; 2 - аргиллиты; 3 - филлитовидные сланцы с реликтами обломочной структуры; 4 - известняки и доломиты; 5 - кварц - хлорит-альбитовые кристаллические сланцы с реликтами обломочной структуры; 6 - кварц-альбит-амфиболовые кристаллические сланцы с реликтами туфовой (?) структуры; 7 - узловатые кристаллические мусковит-альбит-кварцевые сланцы

сходном составе с породами первой зоны других петрогенных окислов. Структурные взаимоотношения прожилковых минералов с вмещающими породами позволяют судить о низкой температуре гидротермальных растворов.

**З о н а Ш.** В ее породах уже можно наблюдать минеральные новообразования, связанные с процессами прогрессивной стадии метасоматоза. Минералообразование регрессивной стадии также развито. Однако наиболее яркие его проявления, изменившие первичный облик и состав пород, сформировались на прогрессивном этапе. В зону попадают терригенные отложения нижней и верхней частей разреза с генетически различными образованиями: филлитовидные песчаники, алевролиты и аргиллиты. В первых сохранилась основная масса обломочных зерен, хотя края их часто растворены, а цемент перекристаллизован. Рассланцевание обычно совпадает со слоистостью. На плоскостях наложения пород наблюдаются седиментационные, не всегда хорошо сохранившиеся текстуры. В зонах интенсивного смятия породы рассланцовывались в разных направлениях. При этом первичная слоистость затушевывалась. На плоскостях сланцеватости заметны следы пластических перемещений вещества: гофрировка, коробление, скручивание. Филлитовидный облик терригенных образований определяется рассланцеванием с перекристаллизацией цемента и слабым или заметным окварцеванием с непостоянным присутствием альбита, мусковита, хлорита, биотита и апатита. На общем фоне филлитовидных терригенных образований встречаются участки пород, не затронутых окварцеванием и сохранивших первичные структурно-текстурные признаки. Это придает мозаичность терригенной толще, отражая сложный метасоматический характер процесса преобразования пород.

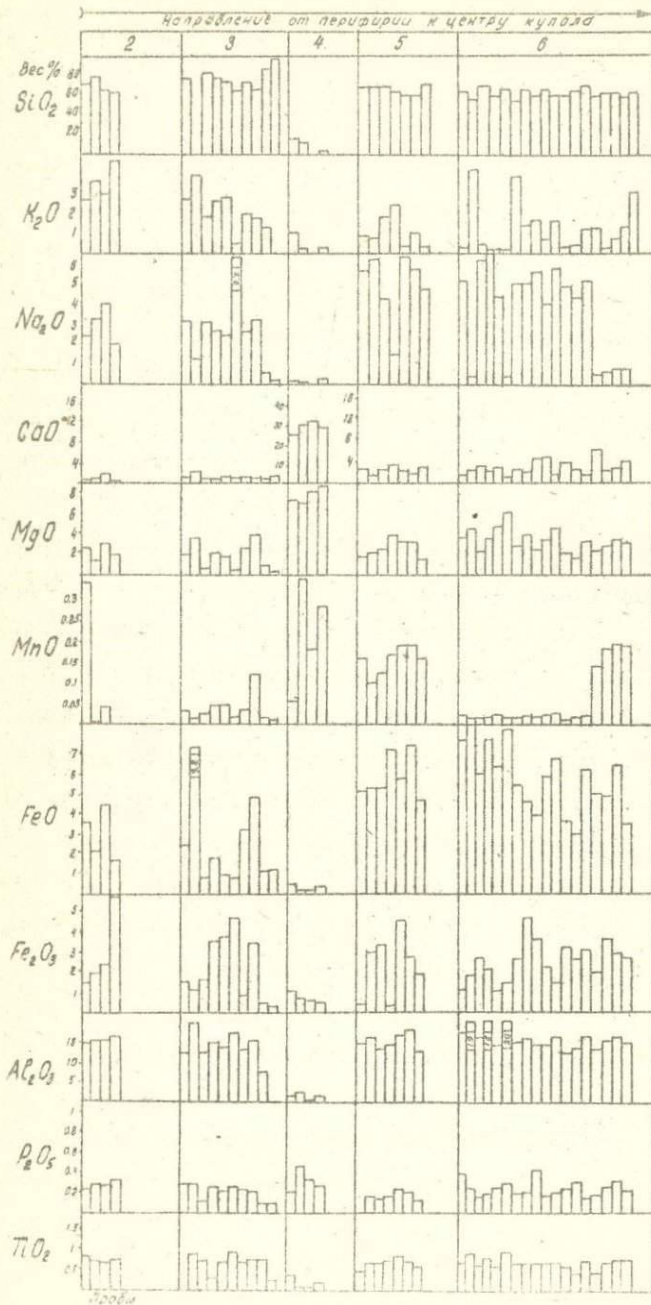


Рис. 3. Гистограммы содержаний главнейших петрогенных окислов в породах ауминза-бесапанского комплекса на территории Таскаринского купола

Петрохимические особенности пород описываемой зоны свидетельствуют о том, что окварцевание является здесь главным направлением метасоматического процесса.

В зоне IV преобладают филлитовидные сланцы с реликтами обломочной структуры. Отличительная черта их внешнего облика — тонкое расслаивание и серебристый блеск за счет расположения слюдистых минералов на плоскостях сланцеватости различного направления.

При реконструкции первичного состава пород мы опирались на факты перехода сланцев по простиранию на переднем фланге зоны в филлитовидные песчаники и алевролиты, учитывали наличие в перекристаллизованной основной массе сланцев реликтовых обломков минералов и пород, а также преобладание в тяжелой фракции искусственного шлиха окатанных обломков главных акцессориев — циркона и турмалина. Филлитовидные сланцы сложены различными сочетаниями кварца, альбита, мусковита, хлорита, биотита, апатита и кальцита. Ведущим минеральным парагенезом можно считать мусковит-альбит-кварцевый с непостоянным присутствием остальных минералов.

Разнородный состав сланцев, характеризуемый переменным количественным соотношением кварца, альбита и мусковита, зависит, вероятно, от их неравномерной пористости и вариаций взаимодействия между раствором и породой.

Появление в сланцах значительного количества альбита, а шлифах соразмерного с кварцем и создающего с ним гранобласто-

вый мозаичный агрегат, свидетельствует о достаточно высокой щелочности метаморфизирующих растворов. Об этом можно судить и по нередко обильным выделениям аутигенного апатита, образующего идиоморфные зерна или равномерно распределенную "сыпь" из округлых мелких зернышек. Повышение температуры растворов (по сравнению с предыдущей зоной) устанавливается также по постоянному присутствию в породах мусковита и в отдельных случаях мелкочешуйчатого темно-коричневого биотита с отчетливым плеохроизмом. В целом устойчивый кварц-мусковитовый парагенез, по мнению А.А. Маракушева (5), указывает на границу средне- и высокотемпературного метаморфизма.

Регрессивный этап процесса выражен в развитии хлорита и каолинита, замещающих более ранние минералы, а также жилки кварца, альбита и кальцита. Наличие неясных кварц-альбитовых прожилков, возможно, связано с явлениями аутометасоматоза.

Характер минеральных выделений и установление, где это возможно, их последовательности дает основание считать, что в метасоматической колонке филлитовидные сланцы располагаются в зоне нарастающей волны кислотности, где сильные основания вытесняются слабыми; выщелачивание и окварцевание усиливаются снизу вверх (4). Химический состав филлитовидных сланцев подтверждает сделанный вывод и наглядно отражает обогащение пород щелочными и щелочноземельными металлами к центру купольных структур (см. рис. 2, 3). По расчету баланса вещества установлен резкий привнос кремнезема и натрия и значительный — кальция, магния, двухвалентного железа и алюминия.

З о н а У входит в состав ядерной части куполов. Типичны для нее зеленые кристаллические сланцы. Несколько реже встречается слюдянист. Порода полностью потеряла первоначальный облик

и лишь по отдельным реликтовым участкам с сохранившимися фид-литовидными обломочными породами (см. рис. I) и присутствию окатанного циркона в пробах-протолочках можно судить об их исходном составе. Наличие в таких участках пород с частыми реликтами крупных обломков полевых шпатов, равно как и состав породообразующих метасоматических минералов (амфибол, хлорит и др.), наводит на мысль о туфогенном происхождении некоторых из них. В разрезе кристаллические сланцы ассоциируют с кремнями и доломитами. В толще переслаивания они образуют полосы мощностью I-Ю, а иногда и 100 м. Состав кристаллических сланцев внутри полос крайне неоднороден. В результате анализа минерального состава пород от периферии к центру куполов мы пришли к выводу о возрастании роли гидротермального преобразования как породообразующего фактора. При сравнении баланса вещества слабопреобразованных пород и метасоматитов установлено решающее значение растворов в формировании последних.

Среди кристаллических сланцев описываемой зоны выделяются следующие комплексы породообразующих минеральных парагенезов: слюдисто-кварцевые, кварцево-полевошпатовые и альбит-амфиболовые. Минеральные ассоциации не имеют четкой зависимости от положения в структуре куполов, что объясняется, по-видимому, составом исходных пород.

По химическому составу выделенные типы различаются содержанием щелочей (см. рис. 2, 3). При общем возрастании натровости пород максимальные концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  наблюдаются в амфибол-альбитовых сланцах. Для этих же пород характерны самые низкие содержания  $\text{K}_2\text{O}$ . От центра к периферии куполов участки таких пород создают своеобразный бескальциевый "барьер". Концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  начинают увеличиваться в кварц-полевошпатовых слан-

цах и достигают максимума в филлитовидных породах. Минерал-носитель калия при средне- и высокотемпературных процессах — мусковит. Калиевые полевые шпаты появляются лишь на заключительных этапах метасоматоза, участвуя в формировании кварц-микроклиновых метасоматитов (8).

Яркими индикаторами химических различий между всеми кристаллическими и филлитовидными сланцами служат резко возросшие в результате привноса концентрации натрия, кальций, магния, железа, алюминия и резко пониженное содержание кремнезема. Эти химические преобразования отчетливо фиксируются изменениями минералогического состава кристаллических сланцев, породообразующим минералом которых является альбит. Большое количество кальция, магния, железа и алюминия характерно для мест скопления аутигенных апатита, граната и амфиболов.

З о н а У I — ядро Джургантауского купола. Развитие в ней образования не встречается в других куполах, как считает Б.Я. Хорева, по причине максимальной эродированности первого. Учитывая это, мы полагаем, что важным фактором при образовании минерального парагенеза зоны является также высокая физико-химическая неоднородность преобразуемой толщи. Преобладающий тип пород зоны — узловатые кристаллические сланцы. Стремление к мономинеральности — отличительная черта парагенеза. Среди разновидностей кристаллических сланцев они выделяются трех-, а иногда двухкомпонентным составом и крупнокристаллической структурой. Преобладает мусковит-альбит-кварцевый парагенез с непостоянным присутствием биотита, хлорита, апатита, граната и редко турмалина.

Становится очевидной зависимость содержаний породообразующих компонентов от их концентраций в растворе. Породы максимально приспособились к составу раствора, что соответствует их по-

ложению в "тыловой зоне" метасоматической колонки.

По химическому составу породы характеризуются высокими содержаниями натрия, кальция, магния, железа и даже обычно инертных алюминия и титана (см. рис. 2, 3). В результате расчета баланса вещества выявлен привнос в ядерную часть натрия и в меньшей мере калия и кремнезема. Несколько слабее фиксируются щелочно-земельные металлы и железо.

В заключение отметим, что суть метасоматоза в Мурунтауском районе состоит в насыщении пород кремнеземом и активными щелочами.

Золотосодержащие метасоматиты связаны со средне- и низкотемпературными стадиями процесса и в целом относятся к наиболее поздним его проявлениям. В пределах установленной метасоматической зональности наиболее благоприятны для концентрации золота породы, развитые на границе метасоматических зон III и IV, II и III, где они максимально насыщены калием в условиях "опережающей волны кислотности".

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. В а с с о е в и ч Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. Тр. ВНИГРИ. В сб. "Геология и геохимия". Л., 1957.

2. К и м О. И., С у з д а л ь с к и й А. Л., С у з - д а л ь с к а я И. А. Некоторые особенности золоторудной минерализации в метаморфических комплексах Центральных Кызылкумов. В кн. "Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых". Ташкент, изд. ТашПИ, 1971.

3. К и м О. И., М у ш к и н И. В. и д р. Главные типы и фации регионального метаморфизма Кызылкум-Нуратинского ре-

гиона. В сб. "Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма", т. I. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1972.

4. К о р ж и н с к и й Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". М., Изд-во АН СССР, 1953.

5. М а р а к у ш е в А. А. Петрология метаморфических горных пород. Изд-во МГУ, 1973.

6. Х о р е в а Б. Я. Термальные метаморфические "антиклинали" и их роль в локализации золоторудных месторождений мурунтауского типа. В кн. "Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых". Ташкент, изд. ТашПИ, 1971.

7. Х о р е в а Б. Л., Б л ю м а н Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., изд-во "Недра", 1974.

8. Ш е р С. Д., Ю д и н И. М. Метасоматические преобразования рудовмещающей толщи на золоторудном месторождении Мурунтау и возможности их использования при поисках месторождений мурунтауского типа. В сб. "Критерии рудоносности метасоматитов", Тр. симпозиума, ч. II. Алма-Ата, изд. Госкомитета СМ КазССР, 1971.

9. Ш е р б а Г. Н., К у д р я ш о в А. В., А л е к с е е в а А. К. К химизму процессов образования вторичных кварцитов и грейзенов (на примере Центрального Казахстана). Теол. рудн. месторожд., т. XV, 1974, № 4.

## ДИАФТОРИТЫ МУРУНТАУ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Рудоносность Центральных Кызылкумов обуславливает неослабевавший интерес к вопросам происхождения золотой минерализации. Одна из концепций базируется на представлениях о первичной зараженности золотом протерозойских углеродсодержащих осадочных пород и перераспределении металла при их метаморфизме (2,4,5). Согласно второй, рудные тела сформировались в период герцинского гидротермального минералообразования (1,7,9,10). Получены данные, позволяющие вполне определенно говорить о решающем значении допалеозойской (?) минерализации в рудном балансе месторождения и ее метаморфогенном происхождении. При этом выяснилось следующее: 1) самородное золото наиболее часто встречается в кварцевых жилах и прожилках, содержащих калишпат, розетчатые железо-магнезиальные слюды; 2) только в подобных жилах или в явной связи с ними на месторождении встречаются шеелит и молибденит; 3) ассоциация самородного золота, шеелита, молибденита, калишпата, слюд, хлорита и кварца (в литологически благоприятной обстановке в ней присутствуют зернистый мрамороподобный карбонат, актинолит, тремолит) является важнейшей продуктивной; 4) содержания золота в большинстве рудных тел прямо коррелируются с насыщенностью их почвоными прожилками.

О парагенезисе самородного золота с шеелитом свидетельствует повышение их содержаний, которые в отдельных слоях наиболее грубозернистых пород (кварцитовидные песчаники) иногда достигают промышленных при отсутствии какой-либо прожилковой минерализации.

Начало образования редкометалло-золоторудной минерализа-

ции совпадает с периодом смятия допалеозойской терригенной толщи в складки в додевонское время. Это подтверждается наличием "изгибов" кварцевых жил и прожилков (в том числе содержащих золото, шеелит, калишпат, биотит, пирротин), соответствующих изгибам слоев вмещающих пород в замковых частях складок. Девонские же отложения перекрывают эту толщу несогласно и обладают значительно меньшей пликативной нарушенностью. По данным Г.И. Вереса (1971), термобарометрические характеристики кварца из базальных слоев девонских отложений и кварца послонных метаморфогенных жил или калишпат-кварцевых и актинолит-кварцевых жил и прожилков аналогичны. Следовательно, редкометалло-золото-рудная минерализация в метатерригенных толщах сформировалась задолго до накопления девонских осадков, так как еще в додевонское время она была выведена тектоническими и денудационными процессами на поверхность. Об оторванности ее от позднепалеозойской кварц-сульфидной (с золотом) минерализации свидетельствует пересечение жил и прожилков с пирритом, калишпатом, слюдами, самородным золотом, шеелитом и молибденитом дайками плагиогранит-, гравосенит- и гранитпорфиров, которые, в свою очередь, пересекаются кварц-арсенопиритовыми жилами.

Таким образом, в результате геолого-минералогических наблюдений установлено, что рудные концентрации сформировались в течение нескольких этапов гипогенного минералообразования. Допалеозойской (?) минерализации свойственен литофильный минеральный парагенезис, включающий кварц, калиевый полевой шпат (и альбит), железо-магнезиальные слюды, тремолит, актинолит, пирротин, самородное золото, шеелит, молибденит, "колломорфный" марказит, октаэдрический пирит, магнетит, гематит, ильменит, ставролит, рутил, анатаз, апатит. Незначительное содержание сульфидов в ос-

таве редкометалльно-золоторудных прожилков раннего этапа (не более 2% объема прожилков данной ассоциации) подтверждает сложившееся представление о малосульфидности руд Мурунтау. Массовое выделение самородного золота происходило на конечном этапе формирования данного парагенезиса. Тердинскому же этапу присущ полистадийный кварц-сульфидный парагенезис: основное количество золота выделилось в процессе образования кварц-арсенопиритовой минерализации. Самородное золото играет второстепенную роль по сравнению с сульфидно-рассеянным. При этом количество сульфидов составляет во многих случаях 5-30% от объема новообразований этого этапа.

Руды разных этапов минерализации отличаются минимальным составом и соотношениями рудообразующих компонентов. Для интервалов, содержащих минерализацию только раннего этапа, характерны устойчиво повышенные содержания вольфрама и молибдена и постоянное количественное преобладание золота над серебром ( $A_{\text{Ag}}/A_{\text{Au}} = 0,24$ ; 3I проба). В то же время в интервалах, сильно насыщенных кварц-арсенопиритовой минерализацией, не обнаруживается заметных концентраций вольфрама, а содержания серебра не менее чем в половине проб превышают содержания золота ( $A_{\text{Ag}}/A_{\text{Au}} = 0,75$ ; 28 проб). Средние концентрации золота в рудах с золото-шпелит-калинчат-слюдисто-кварцевой минерализацией вдвое выше, чем в рудах, содержащих только кварц-арсенопиритовую минерализацию. На месторождениях восточного фланга рудного поля вскрыты интервалы, характеризующиеся существенным развитием кварц-арсенопиритовых жил, прожилков или метакраплевности арсенопирита с очень низкими содержаниями золота. Однако здесь, как и в карьере, довольно часто встречается арсенопирит в руд-

ных телах с редкометалльно-золоторудной минерализацией. Возможно, что кварц-арсенопиритовые жилы и прожилки становятся существенно золотоносными в рудных образованиях раннего этапа. Тогда становится понятным известный с самого начала изучения месторождения факт (10), свидетельствующий о том, что содержание золота в арсенопирите резко варьирует, хотя развитие самой арсенопиритовой минерализации не было многоэтапным.

Переходя к оценкам возможных механизмов формирования золото-щеелитового минерального парагенезиса, укажем на его литофильный облик. В нем распространены калиевые алюмосиликаты, пироксен, ставролит, рутил, магнетит, гематит. Высокие содержания окиси калия в калишпатовых метасоматитах этого периода (10) свидетельствуют о значительных ее концентрациях в минералообразующих растворах, что обуславливает высокую щелочность их. Это подтверждается и наличием в прожилках замещений калишпата альбитом, так как при больших значениях  $T$  и  $P$  калишпат устойчив (3) в растворах с содержаниями окиси натрия до 80% от суммы щелочей.

Именно в щелочных растворах элементы-амфотеры (алюминий, золото) образуют анионные комплексы, устойчивость и растворимость которых возрастает с ростом общей щелочности. Решающее значение щелочных растворов в переносе золота подчеркивается А. Л. Павловым (8). В. С. Вайсберг экспериментально установил линейное увеличение растворимости золота в щелочных растворах  $\text{Na}_2\text{S}$  от  $1 \cdot 10^{-6}$  до  $6 \cdot 10^{-6}$  моль/л с изменением концентрации  $\text{Na}_2\text{S}$  от 0,25 до 0,9 моль/л. В кислых же растворах  $\text{Na}_2\text{S}$  растворимость его мала. Роль легко растворимых вольфрамов щелочей в переносе растворами вольфрама экспериментально показана О. В. Брызгалиным (3). И только в щелочных средах растворимость кремнекислоты достигает значений, обуславливающих ее перенос и формирование кварцевых жил.

Значительные концентрации щелочей в пленочно-поровых и трещинных растворах характерны для минералообразующей системы допалеозойского (?) этапа. О высоких Т и Р растворов этой системы свидетельствует появление в золото-шеелитовом парагенезисе калишпатов, високотитанистого биотита, ставролита, пироксена, магнетита, апатита, рутила.

Вопрос об источнике растворов для минералообразования раннего (додайковского, додевонского) этапа приобретает особый смысл, поскольку большинство проявлений магматизма в Центральных Кызылкумах относится к позднегерцциским (Ю). Некоторые упоминавшиеся выше особенности проявления раннего парагенезиса на месторождении указывают на то, что главным источником растворов для допалеозойского (?) этапа гипогенного минералообразования являлись толщи осадочных пород, претерпевшие метаморфическое перерождение.

На большей части Центральных Кызылкумов протерозойские образования метаморфизованы в условиях начальных и средних ступеней зеленосланцевой фации. Однако большинство пород рудовещающих блоков Мурунтау подверглось преобразованиям на ее высшей (по Т и Р) ступени. При этом очевидна зависимость состава метаморфитов от состава исходных пород (актинолитизация карбонатсодержащих и биотитизация алкмосиликатных). Повышение степени метаморфизма пород способствует (6) дополнительному высвобождению структурно связанной воды, количество которой в пелитовых образованиях достигает 15 весовых 0.

Минерализованность этих растворов может оказаться высокой, поскольку при повышении температуры растворимость соединений щелочей возрастает быстрее, чем слабых оснований. При этом

"...целый ряд...метаморфических преобразований идет с выделением  $SiO_2$  ..." (6), а, как известно, растворимость веществ в момент их образования много выше, чем после старения.

Формирование редкометалльно-золоторудной прожилковой минерализации является непосредственным продолжением процесса общеметаморфического преобразования рудовмещающих пород. Это подтверждается соответствием состава прожилков составу вмещающих их метаморфитов. Так, в прожилках алевролитно-сланцевых пачек преобладают кварц, калишпаты, биотит и хлорит, а в актинолитизированных карбонатсодержащих слоях — кварц, актинолит (тремолит) и карбонаты. Пирротин — наиболее характерный сульфид допалеозойского (?) этапа. Он присутствует в прожилках обоих составов, а также в метаморфитах, совершенно лишенных прожилковой минерализации. Это свидетельствует о близости (преимственности) условий формирования и метаморфитов, и прожилковой минерализации в них.

Смятие метаморфизирующихся осадков в складки, видимо, обусловило движение потока высвобожденных минерализованных растворов в определенном направлении, например, к ядерным частям антиклиналей. В локальных участках из-за резкого нарушения физико-химических параметров растворы могли "сбросить" минеральную нагрузку. Этим и объясняется формирование здесь минерализации, химически субравновесной вмещающим породам, что подтверждается отсутствием изменений последних в большинстве интервалов Мурунтау, содержащих редкометалльно-золоторудный минеральный комплекс. Приспособленность же части прожилков подобного состава к элементам складчатой структуры рудовмещающей толщи позволяет сделать вывод о том, что начало их формирования по крайней мере совпало с периодом наиболее активных складкообразующих движе-

ний додевонского времени.

Последовательность выделения главных минералов свидетельствует о том, что педкометально-золоторудный парагенезис формировался в условиях спада температуры (калиншат, шеелит, ставролит и биотит последовательно сменяются хлоритом, молибденитом, самородным золотом, "колломорфным" марказитом или октаэдрическим пиритом). Это позволяет считать подобную минерализацию продуктом автодиафореза рудовмещающих пород под воздействием высвобожденных при метаморфизме растворов при снижении температур и давлении.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бадалова Р. П., Мельниченко Л. Д., Айвентат И. А. Продуктивные минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Узбекистана. В сб. "Минералогия золота". Владивосток, ДВНЦ, 1974.
2. Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. В сб. "Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1966.
3. Брыгалов О. В. О химической природе вольфрамосных растворов в скарноворудном процессе. "Геохимия", 1960, № 6.
4. Гарьковец В. Г. Допалеозойское оруденение в Узбекистане. "Сов. геол.", 1969, № 12.
5. Гарьковец В. Г. О выделении Кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений. ДАН СССР, т. 208, 1973, № 1.
6. Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлест -

т о в В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., изд-во "Недра", 1972.

7. З а р е м б о Ю. Г. Основные черты стадийности рудообразования на месторождении Мурунтау (Западный Узбекистан) В сб. "Вопросы геологии месторождений золота и золотоносных районов". Тр. ЦНИГРИ, вып. 79, 1968.

8. П а в л о в А. Л., П а в л о в а Л. К. Элементы термодинамики поведения золота в процессе рудообразования. В сб. "Физика и физико-химия рудообразующих процессов". Новосибирск, изд-во "Наука", 1971.

9. П е т р о в с к а я Н. В. Самородное золото. М., изд-во "Наука", 1973.

10. Р у д н ы е формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969.

11. Ю д и н И. М., Б а н д р и м е р Б. Н. Золото в постмагматических образованиях одного из золоторудных месторождений Западного Узбекистана. В сб. "Геохимия золота". Владивосток, ДВНЦ, 1974.

12. W e i s s b e r g В. С. Solubility of Gold in Hydrothermal Alkaline Sulfide Solutions. Econ. Geol., 1970, v. 65, N 5.

УДК 550.93 [552.4:553.22] + 553.411(575)

Н. П. Холопов, Ю. А. Аверин, А. Тунгусе

ВОЗРАСТНАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ И ИХ  
СООТНОШЕНИЕ С ЗОЛОТЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ В ЧАДАКСКОМ  
РУДНОМ ПОЛЕ

Чадакское рудное поле отличается сложным многоярусным строением. Нижний структурный ярус представлен вулканогенно-осадочной толщей, возраст которой условно датируется как  $D_1-C_1$

по признаку литологического сходства разреза с породами Сумсарского района (2). Средний и верхний структурные ярусы сложены вулканогенными породами верхнего палеозоя. Средне-верхнекарбонные вулканиды представлены трахидацит-андезитовой формацией; пермские - трахиандезит-трахибазальтовой и липарит-трахилипаритовой.

В рудном поле широко развиты различные типы метасоматитов. Их формирование обусловлено геологическими процессами герцинского периода, в течение которого образовались упомянутые вулканогенные формации. Вопросами их возрастных взаимоотношений, кроме авторов, занимались М.И. Мошсеева (8), Э.А. Маркова (6), Р.А. Мусин, М. Мансуров, Д. Матчанов (9), И.М. Мирходжаев, Л.Н. Лисогор (7) и др.

В результате анализа данных, полученных при картировании полей метасоматически измененных пород и жильных выполнений, определения их абсолютного возраста калий-аргоновым методом авторы внесли ряд дополнений и уточнений в схемы развития метасоматоза, предложенные М.И. Мошсеевой и Э.А. Марковой.

В истории послемагматических процессов нами выделяются среднепалеозойский (?), верхнекарбонно-нижнепермский и верхнепермский этапы. В них повторились процессы пропилитизации кварц-серицитового метасоматоза, образования вторичных кварцитов, роговиков и др. Это свидетельствует о полиасценцентном развитии послемагматических процессов, по Х.М. Абдуллаеву (1), Д.С. Коржинскому (5), В.А. Харикову и Б.И. Омеляненко (4) и др. Они отличаются масштабами и характером метасоматоза, ролью флюидообразования на отдельных этапах, а также рядом геохимических особенностей.

О полиасцендентном развитии метасоматоза в Чадакском рудном поле свидетельствуют следующие факты.

1. Пропилиты, кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты, развитые по вулканитам андезитовой субформации ( $C_2^{mb}$ ), и жильный кварц встречается в гальках нижнепермских туфоконгломератов. Поле пропилитов и кварц-серицитовых метасоматитов типа вторичных кварцитов вскрыто структурной сиважиной под покровом нижнепермских вулканитов. Вместе с тем пропилитизации и кварц-серицитовому метасоматозу подверглись породы ниже-верхнепермского возраста.

2. Вторичные кварциты, связанные с фумарольно-сульфатной послевулканической деятельностью, развиваются по разным породам ( $C_3-P_I$ ) в восточной части рудного поля, а в южной - встречаются в контакте субвулканических гранитов верхней перми.

3. Ороговикование в северной части рудного поля установлено в известняках  $D_3 - C_I$  на контакте с карамазарскими гранодиоритами, а на участке Южный развивается в нижнепермских эффузивах на контакте с верхнепермскими субвулканическими гранитами.

4. Радиологическими определениями устанавливается несколько возрастных групп пропилитов, кварц-серицитовых и кварц-ортоклазовых пород.

В Чадакском рудном поле наиболее ранними являются хлорит-карбонатные пропилиты, развившиеся по вулканитам  $C_I-D_I$  (?). В зонах широкого развития кварцевых, кварц-карбонатных и других жил, особенно вблизи них, метасоматиты представлены серицит-карбонатной фацией. Под чехлом нижнепермских вулканитов по породам андезитовой субформации ( $C_2$ ) развиты кварц-серицитовые метасоматиты.

соматиты с реликтовыми прослоями хлорит-карбонатных пропилитов. Их можно рассматривать как кварц-серицитовую фацию вторичных кварцитов, наложенную на более ранние пропилиты. Аналогичные кварциты в породах андезитовой субформации, по данным Н.И. Соловьева и В.В. Павлова, отмечаются к северо-востоку от Чадакского рудного поля в бассейне р. Гава. Абсолютный возраст аналогичных кварцитов (Лашкерек-Гушсайское рудное поле), по данным Ф.Х. Чухрова (1969), 326 млн. лет. Радиологическим методом нами установлен возраст низкотемпературных хлорит-серицит-кварц-адуляровых и альбит-хлорит-серицит-карбонатных фаций пропилитов, развитых вблизи кварцевых жил и подвергшихся их влиянию. Полученные цифры 253 и 265 млн. лет соответствуют перми. Однако они, по-видимому, свидетельствуют не о времени проявления процесса пропилитизации, а о периоде наложения на них околожильных метасоматитов.

Верхнекарбонено-нижнепермский цикл отличается более широким комплексом метасоматитов. В течение магматической и ранней послемагматической стадий образовались аутометасоматиты, скарны с наложенным полиметаллическим оруденением и ортоклазовыми метасоматитами. В ходе кислотных стадий возникли пропилиты, вторичные кварциты-кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты, околожильные кварц-серицитовые, кварц-адуляровые образования, золотоносные кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-гематитовые, кварц-хлоритовые и другие жилы.

Радиологическими определениями <sup>35</sup> установлено, что

---

<sup>35</sup>Определения абсолютного возраста проб кали-аргоновым методом выполнены в ИГиГАН УзССР Ф. Аскарковым в 1973 г.

возраст альбит-эпидот-хлорит-карбонат-серицитового метасоматита, развившегося по субвулканическим сиенито-диоритам ( $C_2$ ), составляет  $271 \pm 12$  млн. лет, эпидот-хлорит-серицит-кварц-адулярового пропилита по диоритовым порфиритам ( $C_3$ ) -  $268 \pm 12$  млн. лет и кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов по кислым эффузивам ( $C_3$ ) -  $269 \pm 10$  млн. лет. Абсолютный возраст околотрещинных кварц-серицит-ортоклазовых образований из залбанда золотоносной кварцевой жилы, секущей охарактеризованные выше пропилиты, -  $252 \pm 10$  млн. лет.

Верхнепермские метасоматиты свидетельствуют о повторении эволюции щелочности-кислотности растворов, присущей предыдущим циклам. В порядке возрастной последовательности среди них выделены автометаморфизованные породы, роговики, пропилиты, вторичные кварциты (субвулканическая фация грейзенов), кварц-серицитовые, кварц-ортоклазовые метасоматиты, кварцевые, кварц-гематитовые, кварц-хлоритовые, кварц-флюоритовые, кварц-баритовые и другие жилы с редкометальной и золоторудной минерализацией.

Абсолютный возраст роговиков, возникших по нижнепермским вулканитам на контакте с верхнепермскими гранитами, -  $229 \pm 8$  млн. лет; гранитоидов -  $236 \pm 9$ ; хлорит-серицит-карбонатных пропилитов по нижнепермским эффузивам -  $223 \pm 7$ , ортоклазосодержащих разностей -  $220 \pm 9$ ; жильных кварц-серицитовых пород, секущих упомянутые пропилиты, -  $229 \pm 7$  млн. лет.

Таким образом, данные радиологических определений подтверждают существование в Чадакском рудном поле нескольких возрастных групп метасоматитов. Каждая из них характеризуется близким возрастом пропилитов и площадных кварц-серицитовых метасоматитов. Не выявляется существенной разницы во времени

формирования бескальциевых и калишпатсодержащих пропилитов. Кварц, серицит, калишпат отличаются пятнистым, гнездовым метасоматическим распределением. Эти минералы возникли в собственно пропилитовый этап и являются синметасоматическими.

Устанавливается два возраста околожильных кварц-кальциевых и кварц-серицитовых пород. На восточном фланге рудного поля околожильный ортоклаз относится к нижней перми ( $267 \pm 13$  млн. лет). Время образования околожильного адуляра из золотоносной кварцевой жилы, находящейся южнее, —  $233 \pm 10$  млн. лет. Примерно такие же цифры ( $220 \pm 9$  млн. лет) характерны для калишпатовых метасоматитов западного фланга рудного поля. Возраст кварц-серицитовых околожильных метасоматитов на северном фланге рудного поля определен в  $269 \pm 13$ , на южном —  $229 \pm 7$  млн. лет.

В пропилитах наблюдаются локальные зоны кварц-карбонат-серицитовых (иногда с ортоклазом) метасоматитов, с линзами и жилами кварца в центральных частях. Вслед за М. М. Василевским (3) и др. мы их считаем синпропилитовыми, так как время формирования пропилитов с калиевым полевым шпатом ( $268 \pm 12$  млн. лет) и без него ( $271 \pm 12$  млн. лет) примерно одинаково (разница 3 млн. лет). Синхронными с пропилитами минералообразованиями являются линзы и гнезда кварца с эпидотом, хлоритом с вкрапленностью пирита и халькопирита. Взаимоотношения пропилитов с вторичными кварцитами визуально почти не наблюдаются. Однако во вторичных кварцитах, развитых по породам липаритовой субформации, встречаются обломки пропилитизированных образований затронутые кварц-серицитовым замещением. Возможно, они были вынесены из лежащих ниже пород.

Рудные тела в основном размещаются в пропилитизированных

породах и сопровождаются собственно околорудными изменениями. К ним относятся кварц-серицитовые, кварц-ортоклазовые, кварц-адуляровые, карбонат-серицитовые, кварц-актинолитовые и другие минеральные парагенезисы. Они накладываются на пропилиты, вследствие чего в последних возникают зоны хлорит-карбонат-серицитовых, карбонат-серицитовых и кварц-серицитовых пород.

Наличие повышенных концентраций золота в разновозрастных кварц-полевошпатовых и кварц-серицитовых образованиях позволяет выделить две его разности - верхнекарбонново-нижнепермскую и верхнепермскую. Этот вывод подтверждается наблюдениями в горных выработках на восточном фланге рудного поля, где установлено пересечение прожилка золота жилками золотоносного кварца<sup>≡</sup>

Предыдущие исследователи (6,8) связывали образование золота с конечной рудной стадией, следовавшей за кварц-флюорит-полиметаллической. Логичнее считать эту стадию периодом образования позднего золота. Время отложения более раннего скорее соответствует стадии образования кварц-ортоклазовых и пирит-кварц-серицитовых сколотрещинных метасоматитов ( $C_3-P_1$ ).

Отчасти невыясненным остается положение околорудной актинолитизации. В одних случаях она связывается со стадией изменения скарнов, в других - гнездообразные и прожилкообразные ее скопления фиксируются в зальбандах кварц-карбонатных жил. Судя по взаимоотношениям с кварцем, серицитом и карбонатом, сопровож-

---

\* На неодновременность формирования промышленного золота в Средней Азии указывали Л.З.Палей, С.Д.Шер (10) и др. Основываясь на полициклическом характере металлогении золота Узбекистана, они выделили верхнекарбонново-нижнепермскую и мезозойскую группы месторождений.

дающими повышенные концентрации золота, она, по-видимому, является более высокотемпературной и предшествует золотому оруденению.

На южном фланге рудного поля в пропилитах и кварц-карбонат-серицитовых метасоматитах наблюдаются зоны развития кварц-турмалиновых гнезд, жилок и метасоматических рассеянных новообразований, количество которых заметно возрастает с приближением к верхнепермским гранитам. Их формирование связано с послемагматической деятельностью, проявившейся вслед за формированием гранитов.

В заключение рассмотрим вопрос о продолжительности перерыва между околорудными изменениями и рудным процессом. Очень интересные сведения, касающиеся этой проблемы, приводит М.М.Василевский (3). Ссылаясь на М.Ю.Фишкина, он считает, что возраст адуляризованных пород и адуляризации, сопровождающей свинцово-цинковое и золото-серебряное оруденение в Закарпатье, составляет  $18 \pm 2-3$  млн. лет. Возрастной разрыв между эоценовыми пропилитами, кварц-серицитовыми метасоматитами и эоценовыми рудами, по данным А.Г.Каваряна и Э.А.Сагателяна, достигает 10 млн. лет.

Разница между временем образования околорудно измененных пород и оруденения в юрское время 18 млн. лет. На сольфатарных полях современных вулканов дорудные изменения и оруденение протекали почти одновременно. Исходя из этого, М.М.Василевский делает вывод: "чем моложе послемагматический процесс, тем более тесной во времени (и пространстве) является связь дорудных метасоматитов и эпиметасоматического оруденения".

Согласно нашим данным, в метасоматитах верхнепермского возраста разрыв во времени между проявлением пропилитизации ( $223 \pm 7$  млн. лет) и образованием околорудного ортоклаза

(220 ± 9 млн. лет) незначителен (3 млн. лет). Более заметна разница между нижнепермскими пропилитами (271 ± 12 млн. лет и 268 ± 12 млн. лет), площадными кварц-серицитовыми метасоматитами (269 ± 10 млн. лет) и околожилльными кварц-ортоклазовыми породами (252 ± 10 млн. лет), несущими золотое оруденение.

Существуют и более ранние кварц-ортоклазовые породы, слагающие зальбанды скарновых тел. Они относятся к группе послескарновых метасоматитов. При определении их абсолютного возраста выявляется большая дисперсия цифр (от 281 до 231 млн. лет), что объясняется наложением на них более молодого процесса адуляризации. Максимум соответствует времени образования послескарновых кварц-ортоклазовых, минимум кварц-адуляровых пород. Последние слагают зальбанды кварцевой жилы, которая, прослеживаясь к северу, накладывается на более ранние золотосынные кварцевые жилы и скарны, а к югу, наоборот, испытывает наложение кварц-флюоритовой минерализации.

#### В ы в о д н

1. Метасоматиты Чадакского рудного поля подразделяются на среднепалеозойские, верхнекарбово-нижнепермские и пермо-триасовые группы с набором определенных сочетаний минеральных парагенезисов. Отличительная особенность их - выщелачивание или появление новых минеральных ассоциаций.

2. Золотому оруденению сопутствует верхнекарбово-нижнепермские кварц-ортоклазовые, кварц-серицитовые и верхнепермские кварц-адуляровые, кварц-ортоклазовые и другие околожилльные породы.

3. В каждой возрастной группе устанавливается разрыв во времени образования площадных и околожилльных метасоматитов.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. А б д у л л а е в Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960.

2. А д е л у н г А. С., И в а н о в Н. В., С и н и ц ы н П. М. Геологическая карта Средней Азии. Гос. науч. изд-во нефтяной и горной пром-сти. М.-Л., 1940.

3. В а с и л е в с к и й М. М. Вулканизм, пропилитизация и оруденение. М., изд-во "Недра", 1973.

4. Д а р и к о в В. А., О м е л ь я н е н к о Б. И. Некоторые проблемы изучения вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн. "Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов". М., изд-во "Наука", 1965.

5. К о р ж и н с к и й Д. С. Общие закономерности послемагматических процессов. В кн. "Проблема постмагматического рудообразования". т. П. Прага, 1965.

6. М а р к о в а Э. А., Д в е р и н Ю. А. О стадийности формирования некоторых золоторудных месторождений Восточного Кармазара. В кн. "Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1966.

7. М и р х о д ж а е в И. М., Д и с о г о р Л. Н. Некоторые данные о возрасте промышленной золоторудной минерализации Кармазара. В сб. "Некоторые итоги петролого-металлогенических исследований в Узбекистане". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1972.

8. М о и с е е в а М. И. Минералогия Кураминских гор. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969.

9. М у с и н Р. А., М а н с у р о в М., М а т ч а н о в Д. О взаимоотношении даек диабазовых порфиритов и золоторудных жил в Чадакском рудном поле (Западный Тянь-Шань) "Узб. геол. ж.",

1969. № 4.

Ю. П а л е й Л. В., Ш е р С. Д. Об абсолютном возрасте золотого оруденения Узбекистана. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX. М., изд-во "Наука", 1970.

УДК [552.4:553.22]+553.2(575.1)

И. А. Айзенштат, Ю. Л. Гертман, М. Д. Увадъев

ЗОНАЛЬНО-КОНЦЕНТРИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ФАЦИЙ МЕТАСОМАТИТОВ И ОРУДЕНЕНИЯ В ВУЛКАНО-КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА

Вулканогенные формации верхнего палеозоя широко распространены в Бельтау-Кураминском вулканоплутоническом поясе (2), где расположен рассматриваемый ниже Центральный блок Алмалыкского рудного района с локальной вулканокупольной постройкой, сыгравшей решающую роль в размещении в ней фации метасоматитов, золотого и свинцово-цинкового оруденения. Она образовалась в области пересечения глубинных разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Здесь в средне-верхнекарбонное время в западной части линейной вулканотектонической депрессии возникла очаговая структура с высокой проницаемостью пород, в процессе развития которой сформировался экстрозивный купол (1).

Площадь вулканокупольной постройки 40-45 км<sup>2</sup>, а собственно ядра купола - около 5 км<sup>2</sup>. Геологическое строение структуры обусловлено многоимпульсным внедрением, главным образом, глубинных фаций вулканитов среднего состава среднекарбонного возраста (рисунок). Ядро купола в плане имеет изометрическую форму с извилистыми очертаниями. Экстрозивные и субвулканические тела образуют пологие (25-30°) инъекции с падением обычно к центру структуры и сопровождаются широким раз-

витаем автосубвулканических брекчий.

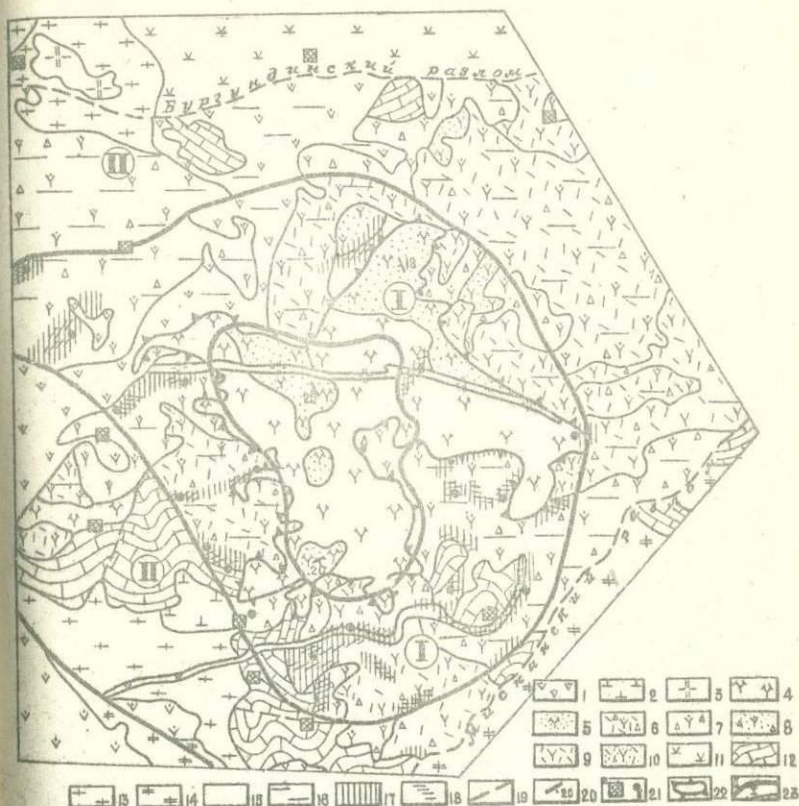


Схема зонально-концентрического размещения фаций метасоматитов и оруденения в вулcano-купольной структуре Адмальского района (составлена по материалам И.А. Айзенштата, Ю.А. Гертмана, В.М. Маркиной, Ю.В. Нечаева, 1974 г.)

Липарит-трахиандезит-долеритовая формация  $P_2$ : I - сиенито-диоритовые порфириты; 2 - монзонито-диориты; 3 - гранодиорит-порфиры  $P_1$ . Дациит-трахиандезит-дацитовая формация  $C_{2л}$ : 4 - трахиандезит-дацитовые порфиры, 5 - их туфы; 6 - рогово-

обманковые трахиандезитовые порфиры; 7 - пироксеновые трахиандезитовые порфиры; 8 - их туфы; 9 - биотитовые и роговообманковые трахиандезит-дацитовые порфиры; 10 - их туфы; 11 - сиенито-диориты  $C_2$ ; 12 - известняки, доломиты  $D_3-C_1$ ; 13 - кварцевые порфиры  $D_{1-2}$ ; 14 - аляскиты s - Д. фации метасоматитов в вулканитах  $C_{2m}$  и концентрации в них золота; 15 - внешняя I (эпидот-карбонат-альбитовая) 0,005 г/т; 16 - внешняя II (хлорит-серицит-эпидотовая), менее 0,005 г/т; 17 - промежуточная (карбонат-гидрослюдисто-хлоритовая), 0,05-0,1 г/т; 18 - внутренняя (кварц-каолинит-гидрослюдистая); 0,1-1,0 г/т; 19 - разрывные нарушения; 20 - элементы залегания пород; 21 - оруденение свинца и цинка (а), золота (б); 22 - граница выхода на поверхность ядра купола; 23 - зоны развития минерализации: I - золотой, II - свинцово-цинковой.

Купол пересекается широтной дайкой гранодиорит-порфиров ( $P_1-P_2$ ). Западная часть структуры прорвана штокообразным телом сиенито-диоритовых порфиров ( $P_2$ ) площадью 15 км<sup>2</sup>. Оно внедрялось через воздымающуюся к западу и северо-западу поверхность между консолидированным фундаментом (сланцы o - s, аляскиты s - Д, кварцевые порфиры  $D_{1-2}$ <sup>ж</sup>, известняки  $D_3-C_1$ ) и залегающими выше вулканитами, вследствие чего приобрело характер силла с многочисленными мелкими апофизами среди вулканитов западной части вулканско-купольной структуры. Южная часть последней рассекается субширотной дайкой того же состава, полого падающей к югу.

В рассматриваемой купольной структуре отмечается концент-

<sup>ж</sup> Кварцевые порфиры ( по Ю.В. Нечаеву) относятся к нижней перми

рическая зональность фаций метасоматитов, отличающихся зональностью концентраций золота в породах, и эндогенного оруденения.

Породы, вмещающие золоторудные тела, как правило, преобразованы. По комплексу новообразованных минералов и степени их развития различаются региональные (внешние) и околорудные (внутренние) фации метасоматитов.

Среди первых, представленных пропилитизированными породами, выделяются две ассоциации: эпидот-карбонат-альбитовая и серицит-хлорит-эпидотовая (табл. I).

Т а б л и ц а I

## Метасоматическая колонка золоторудных месторождений

(на примере Алмалыкского района)

Метасоматические процессы (формации)	Зоны метасоматической колонки (фации)	Минералы-новообразования	Кол-во минералов-новообразования, %	Зона	Мощность зон, м
Пропилитизация	Эпидот-карбонат-альбитовая (автометаморфическая)	Альбит+эпидот+ кальцит+серицит+пеннин	>0	Внешняя I	Реликты
	Серицит-хлорит-эпидотовая	Эпидот+серицит+ кальцит+пеннин+ (кварц)	30-70	Внешняя II	100 и более
Аргиллизация (бескислотная)	Карбонат-гидрослюдистая-хлоритовая	Лейхтенбергит (пирофиллит)+гидрослюда+кальцит+анкерит+ (кварц)	70-90	Промежуточная	10-50

Продолжение табл. I

Метасоматические процессы (формации)	Зоны метасоматической колонки (фации)	Минералы-новообразования	Кол-во минералов новообразования, %	Зона	Мощность зон, м
	Кварц-каолинит-гидрослюдистая	Кварц+гидро-слюда (пирофиллит)+ каолинит+пирит	90-100	Внутренняя	0,5-10

Процессы, приведшие к возникновению пропилитизированных пород внешних фаций, являются дорудными. Последующее наложение рудных процессов обусловило более локальное, но интенсивное развитие внутренних фаций, по комплексу новообразований относящихся к формации аргиллитов. Среди последних также выделяются две фации: собственно внутренняя кварц-гидрослюдисто (каолинит-, пирофиллит-) - пиритовая и промежуточная - карбонат-хлоритовая. По мере приближения к рудным телам степень преобразования пород постепенно увеличивается, достигая максимума (100%) во внутренней фации метасоматитов.

Намечается определенная последовательность развития постмагматических минералов. Наиболее ранним является замещение биотита и амфиболов хлоритом (пеннином). По основным плагиоклазам в это же время развиваются сосситрит и кальцит, а по более кислым - серицит. Для внешних фаций сумма минералов - новообразований может достигать 70%, в среднем же она составляет 30-40%. Во всех случаях структуру породы можно четко определить. Процесс аргиллизации (обрезитизации) накладывается

Т а б л и ц а 2

Баланс привноса-выноса вещества при образовании метасоматитов на одном из месторождений Адмалыкского района

Элемент	Кол-во атомов в 10000 к X <sup>3</sup>		Привнос-вынос на 10000 к X <sup>3</sup>	Кол-во атомов в 10000 к X <sup>3</sup>		Привнос-вынос на 10000 к X <sup>3</sup>	Кол-во атомов в 10000 к X <sup>3</sup>		Привнос-вынос на 10000 к X <sup>3</sup>
	I внешняя зона на пропилитов (пр.2528)	II внешняя зона на пропилитов (пр.2548)	абсолютная разность	II внешняя зона на пропилитов (пр.2548)	промежуточная зона аргиллизитов (пр.2511)	абсолютная разность	промежуточная зона аргиллизитов (пр.2511)	внутренняя зона на аргиллизитов (пр.2508)	абсолютная разность
Si	161,90	155,04	-6,86	155,04	150,69	-4,35	150,69	131,4	-19,29
Ti	1,29	1,41	+0,12	1,41	1,25	-0,16	1,25	1,4	+0,15
Al	53,73	52,78	-0,95	52,78	44,50	-8,28	44,50	76,2	+31,7
Fe <sup>+++</sup>	11,91	7,38	-4,53	7,38	7,25	-0,13	7,25	6,01	-1,24
Fe <sup>++</sup>	1,46	6,21	+4,80	6,21	6,56	+0,35	6,56	0,48	-6,08
Mn	2,95	0,45	-2,50	0,45	0,44	-0,01	0,44	0,02	-0,42
Mg	5,83	11,06	+5,23	11,06	11,20	+0,14	11,20	1,59	-9,61
Ca	9,04	13,89	+4,85	13,89	22,78	+8,89	22,78	10,69	-12,09
Na	24,00	15,07	-8,90	15,07	1,61	-13,46	1,61	1,66	+0,05
K	9,54	8,95	-0,59	8,95	14,65	+5,7	14,65	20,79	+6,14
P	0,66	0,43	-0,23	0,43	0,48	+0,05	0,48	0,22	-0,26
C	2,41	7,32	+4,91	7,32	20,79	+13,47	20,79	8,36	-12,43
O	468,35	462,73	-5,62	462,73	492,60	+29,87	492,60	437,7	-54,90
S	0,30	0,04	-0,26	0,04	0,125	+0,085	0,125	2,53	+2,40
	+ ∑		+19,91		774,92	+58,56	774,92		+40,44
	- ∑		-30,44			-26,39			-116,32
∑	общ. 753,37	742,76	-10,53	742,76		+32,17		699,05	-75,88

предварительно пропилитизированные породы. При этом развиле гидрослюд, каолинита, хлорита, кварца, пирита и карбонатов (анкерита, доломита и др.) проходит преимущественно путем образования сети микропрожилков и гнезд. Порода осветляется, исчезает ее первичная структура.

Баланс привноса-выноса вещества при образовании метасоматитов для одного из месторождений Алмалыкского района (рассчитан по методу Рудника; 3), приводится в табл. 2. В результате сопоставления данных, полученных при анализе различных фаций, установлено, что при образовании II внешней фации (серицит-хлорит-эпидотовой) происходил вынос большинства петрогенных элементов с восстановлением части окисного железа до закисного и привнос кальция. Железо и кальций вошли в состав эпидота, развившегося по алюмосиликатным минералам, а кальций и углерод участвовали в образовании карбонатов. При формировании карбонат-гидрослюдисто-хлоритовой зоны (промежуточной) из петрогенных элементов привносились кальций, калий, железо, сера и углерод. Шла интенсивная карбонатизация и пиритизация пород. Внутренняя зона (кварц-каолинит-гидрослюдистая) образовывалась с интенсивным привносом алюминия и калия, которые фиксировались в слюдяных минералах.

Метасоматическая зональность в вулкано-купольной структуре проявилась в следующем: трахандезит-дацитовые порфиры идра купола подверглись лишь процессам региональной пропилитизации с минералами - новообразованиями: альбитом, эпидотом, серицитом, кальцитом, пеннином (I внешняя фация метасоматитов эпидот-карбонат-альбитовая). Эти породы в районе являются наименее измененными. Содержания золота в них

0,005-0,01 г/т, что выше кларка в 1-2 раза (4).

В облекающей ядро купола кольцевой зоне шириной до 2,5 км в связи с золотым оруденением развиты околорудные фации метасоматитов: кварц-каолинит-гидрослюдистая (внутренняя зона) и карбонат-гидрослюдисто-хлоритовая (промежуточная). Содержания золота в них достаточно высоки (во внутренней зоне - десятые, в промежуточной - сотые доли 1 г/т).

В пределах кольцевой зоны локальные участки аргиллитизированных пород, несущие повышенные концентрации золота и сопровождающие золотое оруденение, размещаются среди обширных площадей развития II внешней фации пропилитов (серицит-хлорит-эпидотовая зона) с крайне низкими концентрациями золота, не превышающими 0,005 г/т (средние - 0,0014 г/т). Таким образом, характеризующаяся кольцевая зона по концентрации золота является контрастной. В ней наряду с аргиллититами, отличающимися высокими содержаниями металла (на 1-2 порядка превышающими его кларк), широко развивается II внешняя зона пропилитов с концентрациями металла ниже кларковых. Наконец, по периферии контрастной зоны располагается II внешняя зона пропилитизации.

Концентрическая зональность эндогенного оруденения обусловила закономерное размещение вокруг ядра купола сначала золотой, а затем цинково-свинцовой минерализации.

Собственно трахиандезито-дацитовое ядро купола, сложенное плотными, слабо измененными гидротермальными процессами породами, золотого оруденения не содержит.

В зоне, непосредственно окружающей центральную часть купола шириной 1,5-2,5 км, сосредоточены все известные в рудном поле значимые рудопоявления и месторождения золота. Золоторудные проявления объектов четко размещаются в системах ра-

радиальных и концентрических трещин.

Значительную роль в локализации руд в пологих межформационных структурах играло экранирование. Можно полагать, что помимо частных экранирующих структур, немаловажное значение имела экранирующая поверхность собственно ядра купола, сложенного плотными породами, подпруживавшими фронт рудных растворов и распределявшими их в рудовмещающие трещины, где и формировались рудные тела.

Золотое оруденение, образованное в близповерхностных условиях в пермо-триасовое время, представлено главным образом золото-кварцевой формацией. Значительно реже встречается золото-серебро (электрум-) -карбонат-кварцевая. В нижней части разреза вулканитов, вблизи известняков, формируются рудопроявления золото-кварц-сульфидной формации. С вмещающими вулканитами оруденение имеет лишь структурную связь.

По периферии купольной постройки, за зоной золотого оруденения, иногда перекрывая ее, также концентрически размещается цинково-свинцовая минерализация. Она приурочена в основном к подстилающим вулканиты известнякам  $D_3-C_1$ , но известны полиметаллические руды и в сиенито-диоритовых порфиритах. В центральной части купольной постройки, претерпевшей просадку, известняки погружены на 250-400 м. По ее окраине карбонатные отложения выходят на поверхность или приближаются к ней. Здесь локализуются цинково-свинцовые руды.

Наряду со скарново-свинцово-цинковыми рудами, наиболее часто локализующимися на контакте карбонатов и перекрывающих их вулканитов, отмечаются колчеданно-полиметаллические пологопадающие залежи в известняках вблизи субвулканических лавобрекчий андезито-дацитов, межпластовые свинцово-цинковые гнезда и линзы

в известняках, иногда в контактовых зонах штоков сиенито-диоритовых порфиритов. Полиметаллическое оруденение нередко сопутствует золотому, причем в верхнем этаже в вулканитах размещается золото, а в нижнем (в карбонатах) полиметаллические руды, т.е. в этом случае отмечается вертикальная зональность.

Установление зонально-концентрического размещения в вулканокупольной структуре Центрального блока Алмадыка минерализации, фаций метасоматитов, в том числе околорудных, сопровождающих проявления золота, является надежным поисковым признаком на эти металлы.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Айзентат И. А. Рудоконтролирующие факторы золотого оруденения Чаткало-Кураминского региона. "Узб. геол. ж.", 1974, № 4.

2. Арапов В. А. История Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (Тянь-Шань). Тезисы докл. В сб. "Эволюция вулканизма в истории Земли". М., 1973.

3. Рудник В. А. Определение количественного изменения вещества при метасоматических процессах. Зап. ВМО, ч. 91, вып. 6, 1962.

4. Щербачков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., изд-во "Наука", 1967.

УДК 553.411.078.2(575.1)

А.П.Исаев, Э.Н.Кузнецов, А.Д.Швецов

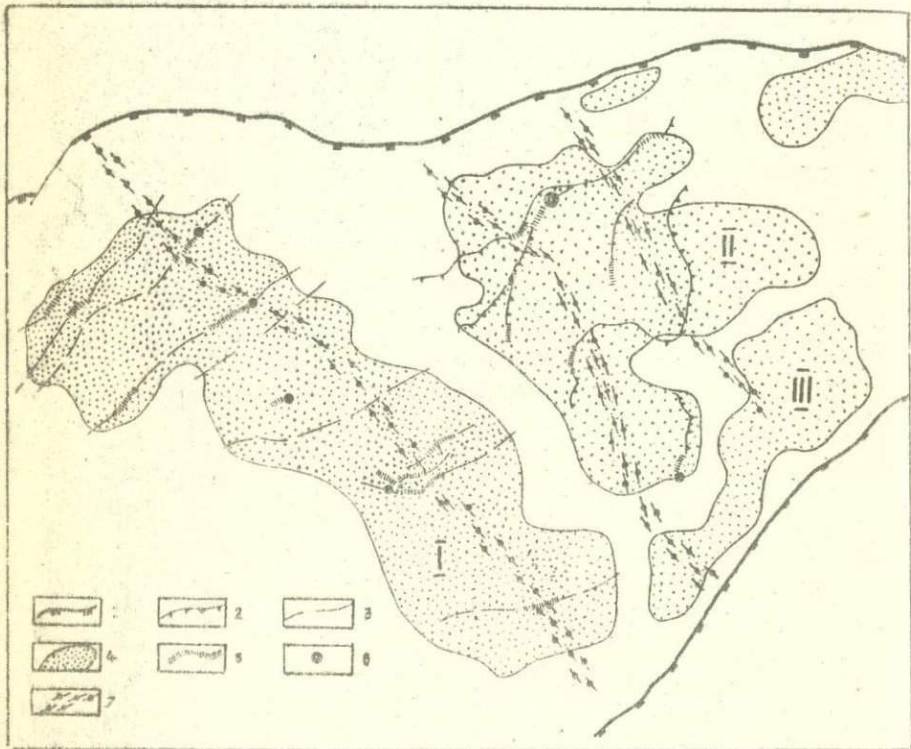
ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ  
МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ТЕКТОНИЧЕСКОМ БЛОКЕ  
(Алмалякский рудный район УзССР)

Центральный тектонический блок Алмалякского рудного района представляет собой верхнепалеозойский вулканогенный грабен, выполненный покровными и субвулканическими фациями вулканитов андезит-дацитовой формации среднего и верхнего карбона. Некоторыми исследователями он рассматривается как однородный рудный объект наравне с месторождениями Приташкентского района (5). Между тем в его пределах расположено значительное количество различных по структурному типу проявлений золота (Бичанзор, Илон и др.). В последние годы работами Алмалякской ГРЭ и исследованиями авторов были уточнены границы и внутреннее строение Каульдинского рудного поля, занимающего среднюю часть Центрального тектонического блока.

Все известные рудопроявления рассматриваемого поля являются близповерхностными гидротермальными вулканогенными. Они сходны по минералого-геохимическим признакам и относятся к малосульфидной кварц-пирит-золоторудной (электрум) формации (5). По классификации Н.И.Бородаевского (2), Каульдинское рудное поле соответствует I и II группам главных типов геологических структур золоторудных полей.

В результате площадного изучения прожилковой минерализации дорудного, прерудного, рудного и послерудного этапов в пределах Каульдинского рудного поля были осконтурены три обособленные площади (Илон-Бичанзорская, Каульды-Чиликская

и Кульчулак-Кызатинская) интенсивного проявления гидротермального процесса (рисунок), разделенные практически "пустыми" интервалами. Эти минерализованные площади, очевидно, можно рассматривать как отдельные жильные узлы в границах рудного поля (2, 4). Ареалы прожилков разных этапов перекрывают друг друга и отличаются интенсивностью минерализации.



Структурно-морфологические особенности Каульдинского рудного поля

I - разломы, ограничивающие грабен Центрального тектони-

ческого блока (Бургундинский-северный и Мисканский-южный); 2 - пологие вулкано-тектонические структуры; 3 - тектоногенные структуры; 4 - прожилковые ареалы рудного этапа; 5 - жильные образования; 6 - рудопоявления; 7 - ветви скрытого глубинного разлома.

Жильные узлы: I - Илон-Бичанзорский; II - Каульды-Чиликский; III - Кульчулак-Кызатинский.

В структурном отношении обособившиеся в Каульдиноком рудном поле узлы контролируются тремя тектонически подвижными зонами повышенной проницаемости северо-западного простирания. О наличии этих зон свидетельствуют геологические признаки: а) линейные полосы повышенной трещиноватости северо-западного простирания; б) повышенная трещиноватость северо-восточных и широтных трещинных систем; в) пучки даек диоритовых и сиенито-диоритовых порфиров (P<sub>I</sub>); г) эруптивные дайки ксенобрекчий (P<sub>2</sub>); д) повышенная интенсивность минерализации всех этапов гидротермального процесса. Известны и геофизические признаки этих зон (3). Совокупность их, по-видимому, достаточна для трассирования отдельных ветвей скрытого глубинного разлома фундамента северо-западного простирания, который здесь ранее намечался некоторыми исследователями (7).

Таким образом, узлы представляют собой пространственно оближенные, одновременные, но гидродинамически не связанные друг с другом жильные системы. Их внутренние структурные рудоконтролирующие элементы существенно отличаются, что определяет и разный морфогенетический облик (таблица).

И л о н - Б и ч а н з о р с к и й жильный узел вытянут в северо-западном направлении вдоль западной ветви рудовыводя-

щего глубинного разлома (см. рисунок). Кварц-золоторудные жилы контролируются поперечным, унаследованными тектоническими структурами — отраженными разломами фундамента северо-восточного простираения. Вдоль них часто размещаются дайки диабазовых и сиенито-диоритовых порфиритов и редко субвулканические тела кластолав. Преобладающее падение разломов юго-восточное под углами  $55-85^{\circ}$ . Рудные тела представлены простыми жилами, размещение которых контролируется искривлениями разломов по простираению. Строение Илон-Бичанзорского узла сходно со структурой месторождения Перевальное (Енисейский край), приводимого в качестве примера зональности поперечного типа (6).

Каульды-Чиликский жильный узел имеет в плане неправильную, близкую к изометричной форму, и контролируется средней и восточной ветвями глубинного разлома. Рудораспределяющими и локализирующими структурами является пологопадающие на восток субмеридиональные и северо-восточные линейные вулканотектонические структуры, выполенные субвулканическими интрузиями. Рудный узел насыщен дайками диоритовых порфиритов и эруптивных ксенобрекч. северозападного простираения. Рудные тела образуют линзы и столбы, размещение которых определяется сопряжениями, искривлением по падению и простираению разломов, скраиванием. Здесь преобладают месторождения скрытого типа.

Кульчулак-Кызатинский жильный узел характеризуется вытянутой клиновидной формой северо-восточного направления. Он насыщен разломами северо-восточного и дайками сиенито-диоритовых порфиритов северо-западного простираения. Располагается к юго-востоку от Каульды-Чиликского узла и имеет с ним общие глубинные контролирующие северо-западные структуры. Поверх-

Геолого-структурные особенности жильных узлов Каульдинского  
рудного поля

Рудный (жильный) узел	Рудовыводящая структура	Морфология Рудных узлов	Рудораспределяющие и локализирующие структуры	Субвулканические интрузии	Дайки	Морфогенетические типы рудных тел	Условия локализации рудных тел	Примеры месторождений и рудопроявлений
Илон-Бичанзорский	Западная ветвь глубинного северо-западного разлома	Лентовидная, вытянутая в северо-западном направлении	Северо-восточные умеренно и крутонадающие унаследованные простые тектонические разломы	Кластолавы	Сиенито-диоритовые ( $P_I$ ) и диабазовые ( $T_I$ ) порфириды северо-восточного простирания; диоритовые порфириды ( $P_I$ ) северо-западного простирания	Простые жилы	Искривление разломов по простиранию	Бичанзор, Илон, Северный Катранги
Каульды-Чиликский	Средняя и восточная ветви глубинного северо-западного разлома	Неправильная изометричная	Субмеридиональные и северо-восточные пологопадающие линейные вулканотектонические структуры	Кластолавы андезито-дацитовые и дацитовые порфиры	Диоритовые порфириды ( $P_I$ ), эруптивные ксенобрекчии ( $P_2$ ) северо-западного простирания; диабазовые порфириды ( $T_I$ ) северо-восточного простирания	Линзовидные и столбовообразные рудные тела	Экранирование, пересечение, искривление разломов по падению и простиранию	Каульды, Чилик
Кульчулак-Кызатинский	Та же	Клиновидная вытянутая в северо-восточном направлении	Северо-восточные разломы и субмеридиональные пологие вулканотектонические структуры	Кластолавы	Сиенито-диоритовые и диоритовые порфириды северо-западного простирания	Не установлены	Не установлены	Не установлены

ность узла сильно закрыта лессами, что препятствовало прослеживанию в его пределах рудоносных пологих вулкано-тектонических структур каульдинского типа. Золоторудные объекты в этом узле не выявлены, хотя можно предполагать, что морфологически они должны совмещать черты двух предыдущих типов.

Рассмотренный пример и данные, полученные при детальном изучении карамазарских и уральских золоторудных месторождений (I, 2), позволяют сделать вывод о том, что ведущим признаком при типизации структур золоторудных полей, в том числе связанных с вулканизмом, являются трещинные структуры, обуславливающие локализацию в границах рудных полей отдельных узлов и рудных тел.

В результате проведенных исследований установлено, что Каульдинское рудное поле является многокорневым и имеет сложное внутреннее строение. Рудовыводящими структурами служат три ветви скрытого северо-западного глубинного разлома. Рудная минерализация в нем группируется в трех узлах, контуры которых определяются прожилковыми ареалами. Морфология и структура узлов определяется разными по генезису вулкано-тектоническими и тектоногенными унаследованными трещинными структурами.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

Г. А в е р и н Ю. А. О структурах золоторудных полей Кураминской структурно-фациальной зоны. В кн. "Структурные особенности, систематика и вопросы перспективной оценки золоторудных полей СССР". Тр. ЦНИГРИ, вып. 101, М., 1972.

2. Б о р е д а е в с к и й Н. И. О геологических основах структурной классификации золоторудных полей для их перспективной оценки. В кн. "Структурные особенности, систематика и вопросы перспективной оценки золоторудных полей СССР". Тр. ЦНИГРИ,

вып. 101, м., 1972.

3. В о л ь ф с о н Н. Б. Применение геофизических и геохимических методов при выявлении и картировании скрытых разломов фундамента Кураминской структурно-фациальной зоны. Сборник научных трудов Главгеологии УзССР, вып. 4. Ташкент, изд-во "Наука" УзССР, 1964.

4. И в а н к и н П. Ф., Бу л ь н и к о в В. А., Ра б и н о в и ч К. Р. Морфология, размеры и зональность магматогенных золоторудных полей корневого типа. В кн. "Вопросы геологии месторождения золота" (Материалы конференции по изучению месторождений золота Сибири). Изд-во Томского ун-та, 1970.

5. М а л а х о в А. А. К систематике эндогенных рудных формаций золота в Узбекистане. В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1970.

6. П е т р о в с к а я Н. В., Т и м о ф е е в с к и й Д. А., Б о р о д а е в с к и й Н. И. Эндогенная зональность золоторудных полей и месторождений. В кн. "Зональность гидротермальных рудных месторождений", т. П. М., изд-во "Недра", 1974.

7. Ф е д о р о в а И. Б., К у л а к о в А. А. Прогнозирование в Алмалыкском рудном районе. В кн. "Рудные поля Карамазара", т. П. Душанбе, изд-во "Ирфон", 1972.

А.А.Абдукаимов

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
ОСОБЕННОСТИ РУДОВМЕШАЮЩИХ СКАРНОВ ЗОЛОТО-  
МЕДНОГО ПРОЯВЛЕНИЯ АКТАШ

Рудное поле размещается на южном склоне Кыргызского хребта в Кыргызско-Терской эфеосинклинальной зоне (Ю). Геологическое строение и оруденение площади в различные годы изучали Я.С.Висьневский (6), П.Г.Ланкович (1947 г.), В.Ф.Яловой, И.Х.Когай (1963 г.), В.П.Колосков и В.Э.Добрий (1965 г.). Зона скарнов приурочена к контакту вулканогенно-терригенно-карбонатной толщи нижнего кембрия с Акташским гранитоидным массивом позднего ордовика. Интрузив второй фазы комплекса сложен несколькими типами пород, связанных взаимопереходами: порфиритовидными и равномернoзернистыми гранитами; гранодиоритами, граносенинитами и кварцевыми диоритами.

К последней группе пород относятся также проанализированные нами гранитоиды, причем пробы, отобранные из эндоконтактной зоны (табл.1, пробы 676, 684, 685) и удаленной на 350 м внутренней части массива (табл.2, проба 732-А), близки по составу, что отражает слабый уровень эрозийного среза северной части интрузива. Порода является переходной от кварцевого диорита к гранодиориту и содержит переменное количество кварца, олигоклаза, микроклина, роговой обманки и биотита (до 5-10%). Аксессуары представлены магнетитом, сфеном и апатитом. В экзоконтактной зоне обычны дайки гранит-порфиритов, порфиритов и лампрофиритов. В вулканогенной части разреза на месторождении преобладают зеленокаменноизмененные туфы и эффузивы диабазов. Вблизи интрузии они преобразованы в биотит-плагиоклазовые ро-

говики. Известняки мраморизованы и относятся к чистым кальциевым разностям (см. табл. I, проба 677).

Несмотря на значительные объемы поисковых, оценочных, старательских работ, недостаточно изучены строение, условия формирования скарновых зон, возрастные взаимоотношения между оруденениями золота и меди и их с метасоматитами.

Скарны на месторождении развиты по трем исходным породам: мраморам, гранитоидам и эффузивам. Установлены в различных позициях — на контакте гранитоидов с мраморами или роговиками, в некотором удалении от интрузии в мраморах или в нарушенных контактах последних с эффузивами. По условиям образования нами они отнесены к известковым контактово-инфильтрационным скарнам фронтального типа (7) с дополнительными явлениями диффузии при скарнировании в крутых висячих контактах гранитоидов с роговиками. Изменение роговиков сопровождалось высвобождением значительной части кремнезема. Данный процесс отличается от десиликации гранитоидов в других скарново-рудных полях, подробно рассмотренных К. Л. Бабаевым (4).

Установлена зависимость состава и строения скарновых зон, химизма процесса от состава эдукта, сочетания пород, удаленности от контакта и вертикального уровня среза. Рассмотрим некоторые типовые пересечения, которые, естественно, не исчерпывают всего многообразия скарнового процесса на месторождении.

На нижнем его уровне ввиду наличия дополнительной апофизы интрузива в одном пересечении наблюдаются скарны на контакте гранитоида с мраморами, роговикованными эффузивами, внутри последних, а также на контакте роговиков и мраморов (рис. I). Каждая позиция характеризуется своим строением. На контакте с мраморами наблюдается следующая зональность: андрадитовый

Таблица I

Химический состав скарновых зон на нижних горизонтах проявления Актан<sup>№</sup>

ОКСИДЫ	Зона скарнирования ороговикованных эффузивов										Зона скарнирования мраморов			
	663	664	665	666	669	670	673	674	676	676a	677	680	684	685
SiO <sub>2</sub>	48,91	38,42	54,27	36,52	51,81	49,56	38,73	55,38	59,04	46,68	1,41	36,43	60,29	59,63
TiO <sub>2</sub>	1,25	0,05	1,50	0,17	0,88	1,18	0,40	0,54	0,51	1,15	0,05	0,10	0,42	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,60	8,30	12,67	6,60	15,35	16,92	12,17	18,16	16,63	17,09	0,09	1,16	15,57	16,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,51	14,85	1,72	20,32	4,99	4,66	12,13	1,57	1,14	5,88	0,60	26,77	2,92	1,97
FeO	6,17	1,94	5,03	2,15	4,16	5,35	1,87	2,19	3,48	7,32	0,36	2,01	2,69	3,45
MnO	0,18	0,50	0,20	0,56	0,56	0,24	1,00	0,18	0,14	0,61	0,05	0,70	0,15	0,08
MgO	5,92	2,20	9,36	0,65	5,13	5,32	1,39	2,02	1,77	5,67	0,16	0,00	1,45	1,53
CaO	5,93	30,80	7,06	31,47	8,40	7,39	31,03	6,72	8,18	6,27	53,31	28,45	7,50	5,93
BaO	-	-	-	-	-	0,10	-	0,16	0,06	0,00	-	-	-	0,05
Na <sub>2</sub> O	2,44	0,06	1,60	0,08	2,00	3,58	0,00	1,52	4,35	3,15	0,02	0,03	4,35	4,08
K <sub>2</sub> O	4,04	0,00	1,46	0,00	2,88	1,90	0,30	9,40	2,48	1,32	0,02	0,02	1,67	3,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,04	0,69	0,04	0,27	0,30	0,10	0,20	0,19	0,31	0,00	0,05	0,09	0,19
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,28	0,62	2,94	0,58	2,50	2,40	0,50	1,32	1,12	3,20	2,01	1,06	1,18	1,70
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,18	0,26	0,16	0,04	0,18	0,00	0,04	0,00	0,00	0,12	0,00	-	0,06	0,06
S	0,00	0,02	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	-	0,06	0,02
SO <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,00	0,00
CO <sub>2</sub>	0,44	1,37	0,06	0,44	0,00	0,11	0,16	0,11	0,08	0,06	42,02	0,41	0,08	0,06
Cu	-	-	-	-	-	0,15	0,00	0,15	0,15	0,45	-	1,35	0,22	0,15
Н.п.п.	-	2,20	-	-	3,08	2,97	1,18	1,54	1,58	3,84	-	1,80	1,53	1,90
Σ	100,25	99,37	98,72	99,62	99,16	99,16	99,82	99,62	99,34	99,31	100,11	98,54	98,70	99,72
d <sub>v</sub>	-	-	-	-	-	2,86	3,50	2,52	2,67	2,85	2,66	3,45	2,66	2,72

Примечание. 663 - пироксен-плаггиоклазовая калишпатизированная порода. Скарны: 664 - пироксен-гранатовый, 665 - пироксен-амфиболовый; 666 - гроссуляр-андрадитовый. 669 - пироксен-плаггиоклазовая порода (калишпатизированная); 670 - плаггиоклаз-амфибол-пироксеновая порода; 673 - гроссуляр-андрадитовый скарн; 674 - пироксен-плаггиоклазовая калишпатизированная порода; 676 - гранитоид; 676a - пироксен-биотит-плаггиоклазовая порода; 677 - мрамор; 680 - андрадитовый скарн; 684 - гранитоид с частичным замещением пироксен-плаггиоклазовой породой; 685 - гранитоид.

№ Здесь и в табл.2 приводятся данные анализов, выполненных в лаборатории САИГИМСа. Аналитики Е.Н.Спиридонова и М.М.Виницкая

Т а б л и ц а 2

Химический состав скарновых зон на верхних уровнях  
проявления Акташ

ОКИСЛИ	Скарнирование мраморов		Зона скарнирования ороговикованных эффузивов								
	740-А/3	740-А/6	737-А/7	737-А/8	735-А/4	737-А/5	737-А/II	737-А/12	735-А:	734-А	732-А
SiO <sub>2</sub>	36,64	47,31	52,95	51,18	35,87	34,82	35,80	3,20	39,11	54,49	61,38
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,10	0,80	0,65	0,17	0,15	0,25	0,00	0,35	0,65	0,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,54	0,54	16,20	19,26	4,32	2,70	3,24	0,54	11,88	15,84	16,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	27,70	2,01	1,71	2,22	22,87	25,07	25,43	82,80	11,96	3,31	1,44
FeO	0,72	21,70	4,59	3,59	1,83	2,01	1,57	7,04	1,57	4,23	4,38
MnO	0,96	4,50	0,20	0,21	0,58	0,58	0,52	0,18	0,78	0,20	0,11
MgO	0,00	1,14	5,92	2,96	0,16	0,32	0,32	0,80	0,76	3,52	1,85
CaO	31,25	21,64	7,84	11,76	32,59	32,59	31,58	2,13	29,90	6,72	4,48
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,08	3,70	3,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,80	4,24
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	2,32	1,32	0,00	0,00	0,00	0,00	0,84	5,64	3,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,05	0,35	0,25	0,06	0,01	0,08	0,05	0,05	0,23	0,25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,34	0,28	1,48	1,40	0,34	0,40	0,00	1,42	0,74	1,88	1,04
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,06	0,08
S	0,00	0,00	0,02	0,05	0,01	0,00	0,06	0,00	0,00	0,08	0,00
SO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CO <sub>2</sub>	0,83	0,22	0,08	0,14	1,04	1,26	0,19	0,19	1,54	0,03	0,03
Cu	-	-	0,49	0,18	0,02	0,00	0,56	1,36	0,01	0,10	-
н.п.н.	1,88	-	1,96	2,07	1,38	1,70	0,28	-	3,02	2,24	1,16
∑	99,21	99,63	98,94	99,45	99,84	99,91	99,60	99,71	99,54	99,78	99,49
a <sub>v</sub>	3,71	3,59	2,68	2,72	3,42	3,53	3,61	4,43	3,33	2,62	-

П р и м е ч а н и е. 740-А/3 - медово-желтый гессонитовый скарн (по мрамору); 740-А/6 - манган-геденбергитовый скарн по гессонитовому; 737-А/7 - биотит-пироксен-плаггиоклазовая порода; 737-А/8 - пироксен-плаггиоклазовая порода. Гроссуляр-андрадитовые скарны: 735-А/4 - темно-зеленый; 737-А/5 - зелено-коричневый; 737-А/II - коричневый. 737-А/12 - биотитовое тело; 735-А - светло-коричневый гроссуляр-андрадитовый скарн; 734-А - пироксен - плаггиоклазовая эндогенезированная порода; 732-А - гранитоид.

Ау, Сu, Pb, Bi, As %

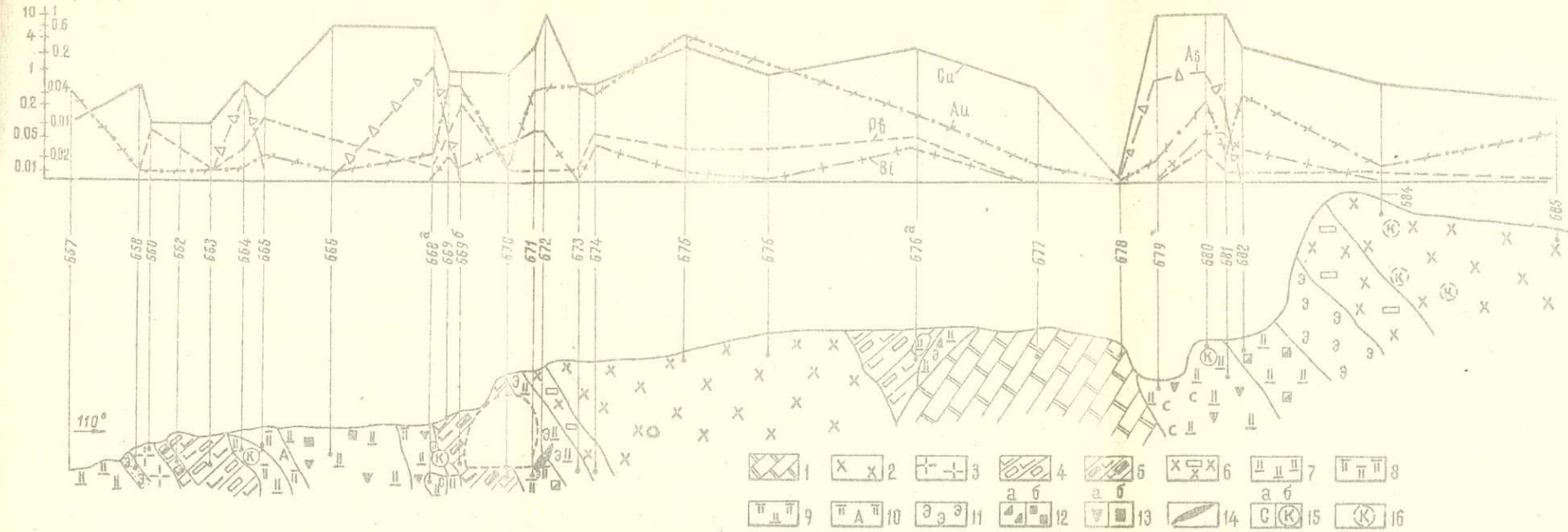


Рис. I. Петролого-геохимический разрез через скарновую зону на нижних уровнях проявления Акташ

I - мрамор (С, крт); 2 - гранодиорит, кварцевый диорит ( $O_3$ ); 3 - гранит-порфир ( $O_3$ ); 4 - аплдиабазовая пироксен-плаггиоклазовая, пироксен-биотит-плаггиоклазовая породы; 5 - плаггиоклаз-пироксен-амфиболовая и плаггиоклаз-амфиболовая породы; 6 - апогранодиоритовая пироксен-плаггиоклазовая порода. Скарны: 7 - гранатовый; 8 - пироксеновый; 9 - гранат-пироксеновый; 10 - пироксен-амфиболовый; 11 - эпидозиты (эпидотизация), карбонат-эпидотовые породы; 12 - густая вкрапленность (а) и массивные линзообразные тела (б.) магнетита в скарнах; 13 - вкрапленность халькопирита (а) и пирита (б); 14 - массивная линза борнит-халькопиритового состава; 15 - участки развития кварц-карбонат серицитового комплекса изменений: а - кварц-серицитовые образования; б - участки карбонатизации; 16 - метасоматическая калишпатизация.

эксзокари - гранат-магнетитовое тело - пироксен-плаггиоклазовая порода - гранитоид. Кальцит-эпидотовый метасоматит более поздний и не связан со скарнированием. Зональность в контакте с роговиками: амфиболитизированная пироксен-плаггиоклазовая порода (по роговику) с густой вкрапленностью магнетита - пироксен-гранатовый скарн - гроссуляр-андрадитовый скарн (с соотношением  $Al_2O_3 : Fe_2O_3 \approx 1:1$ ) - аюгранитоидная пироксен-плаггиоклазовая порода - гранодиорит. Зональность скарнового тела, залегающего среди роговиков, характеризуется симметричностью (от тепловой части): гроссуляр-андрадитовый скарн с резким преобладанием андрадита - пироксен (амфибол)-гранатовый скарн с переходом в маломощный пироксеновый скарн (показан вне масштаба) - пироксен (амфибол) - плаггиоклазовая порода.

На верхнем уровне месторождения в контакте гранитоида с роговиками пироксеносодержащие скарны не установлены (рис. 2). Зональность со стороны замещаемых пород: биотит-плаггиоклазовые роговики, замещаемые пироксен-плаггиоклазовой породой. Следующие три интервала существенно андрадитовых скарнов отличаются цветом и постепенным увеличением степени железистости: темно-зеленый скарн - зелено-коричневый скарн - коричневый скарн - магнетитовое тело. В височем боку последнего расположены зоны: андрадит-гроссулярный скарн (соотношение  $Al_2O_3 : Fe_2O_3 = 1:1$ ) - пироксен-плаггиоклазовая порода и гранитоид. Специфичны скарны верхнего уровня месторождения среди поля мраморов в некотором удалении от контакта. Здесь широко развитый по мраморам медово-желтый гессонитовый скарн замещается манган-гёденбергитом (рис. 3; см. табл. 2, пробы 740-А/3 и 740-А/6). Оба минерала в свою очередь замещаются темно-коричневым анизотропным андрадитом. Пироксен представлен крупнозернистыми (3 мм и более),

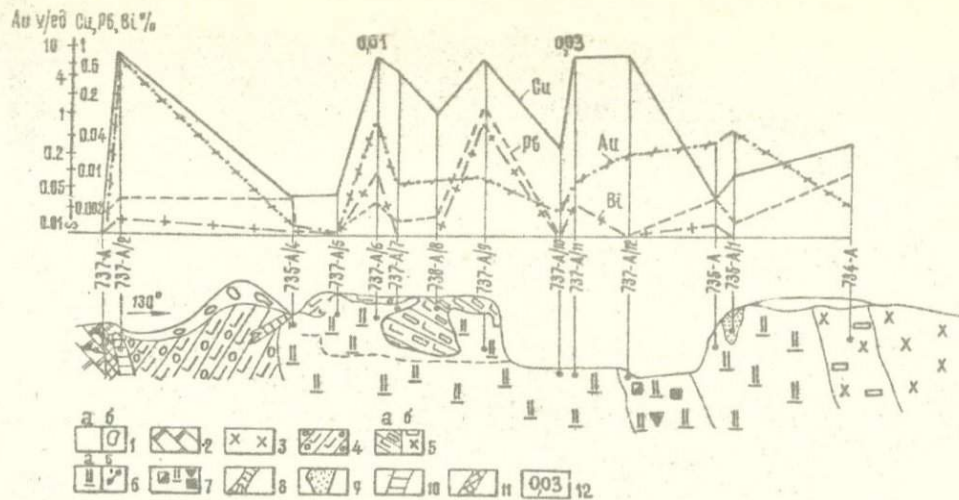


Рис. 2. Петролого-геохимический разрез через скарновую зону на верхних уровнях проявления Акташ

I - четвертичные образования: а - пролювий, б - отвалы выработок; 2 - мрамор; 3 - гранодиорит, кварцевый диорит; 4 - аподиабазовые биотит-плаггиоклазовые роговики; 5 - пироксен-плаггиоклазовая порода: а - аподиабазовая, б - апогранитоидная; 6 - гранатовые скарны: а - в масштабе, б - прожилки; 7 - гранат-магнетитовый скарн с вкрапленностью пирита и халькопирита; 8 - амфибол-полевошпатовые метасоматиты; 9 - элидоциты; 10 - кварцевая жила;

II - кварц-карбонатная оторочка; I2 - содержания мышьяка

нередко удлинёнными столбовидными темно-зелеными кристаллами. Угол  $\text{снг} = 46-47^\circ$ . Пироксеновый скарн без сульфидов в южной части тела содержит 0,32 г/т золота и в значительной степени отработан старателями.

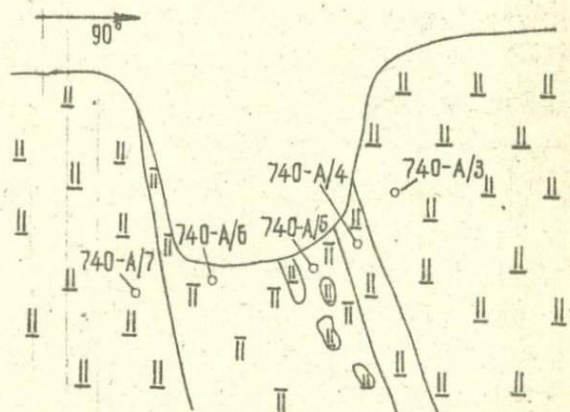


Рис. 3. Замещение гессонита (пробы 740-А/3; 740-А/7) геденбергитом (пробы 740-А/6; 740-А/5). На контакте (проба 740-А/4) и гнезда в геденбергите - кристаллический гранат темно-бурого цвета

Наличие нескольких типов исходных пород обусловило некоторые особенности химизма процесса скарнообразования в различных средах (см. табл. 1, 2). При скарнировании гранитоидов кремний и алюминий являются инертными компонентами, а при скарнообразовании в роговиках - подвижными. Значительная часть освобожденных при этом кремнезема и глинозема может участвовать в скарнообразовании в мраморах, а алюминий также в формировании пироксен-пла-

гидроклазовой породы в роговиках (частично компенсированный процесс). В свою очередь, влияние подстилающих мраморов при скарнировании роговиков проявляется в привносе кальция. В случае разрастания внутренней гроссуляр-андрадитовой зоны за счет замещения краевых пироксенсодержащих скарнов и апороговиковой пироксен-плаггиоклазовой породы в раствор поступает и магний. Недостающая часть кремнезема, глинозема, преобладающее количество магния, марганца и железа привносится растворами. Высокие содержания калия в некоторых пробах обусловлены развитием послескарновых ассоциаций.

Обобщенные данные по рассмотренному материалу представляются в следующем виде. Мощность околоскарновых пироксен-плаггиоклазовых пород, особенно по гранитоидам, во много раз меньше скарнов. Преимущественно развиты гранатовые скарны с преобладанием андрадитовой молекулы, но определенные разности их локализируются в конкретных позициях. В мраморах развиты андрадитовый (нижняя часть месторождения) и гессонитовый (верхняя - в удалении от контакта) скарны. Гранатовые скарны по роговикам характеризуются существенно андрадитовым составом и только в контакте с апогранитоидной околоскарновой породой развит скарн с преобладанием над андрадитом гроссуляровой молекулы. Между указанными типами скарнов размещается зона магнетитовых тел. Пироксеновые и пироксенсодержащие скарны формируются только по алюмосиликатным породам (роговикам и гессониту). Мощность их во много раз меньше гранатовых. Возрастание мощности апороговикового гранатового скарна на нижних уровнях месторождения происходит за счет промежуточной зоны пироксенсодержащих скарнов, а на верхних уровнях и в контакте роговиков с мраморами - путем непосредственного замещения пироксен-плаггиоклазовой породы гра-

натом. В соответствующих скарнах с пироксеном в низах колонки характерно значительное преобладание магния над железом и марганцем ( $MgO \gg FeO > MnO$ ), а в верхних частях возрастает активность закисного железа и марганца ( $FeO > MnO > MgO$ ).

Изложенный материал позволяет уточнить порядок выделения скарновых минералов в течение ранней щелочной стадии (3):

- 1) образование окоლოსкарновой пироксен-плаггиоклазовой породы, гроссуляр-андрадитовых и пироксен-гранатовых скарнов;
- 2) замещение гессонитового скарна манган-геденбергитом и последующее развитие кристаллического граната;
- 3) амфиболитизация пироксена, андрадитизация и перекристаллизация граната и отложение магнетита.

Установлены существенные отличия по сравнению со схемами скарнообразования в рудных полях, известными по опубликованным работам. Явление перекристаллизации и возрастание железистости граната в течение метасоматического процесса характерно для многих месторождений, в том числе и для Акташа. Примеры перекристаллизации гессонита с развитием по нему анизотропного граната приводит Б.Н. Зимоглядов (8). Пироксен манган-геденбергитового состава, по литературным данным, характерный минерал на скарновых молибден-вольфрамовых и свинцово-цинковых месторождениях (7, 9). На скарново-золоторудном месторождении Натальевское развит диопсид (5). Другое отличие выражается в последовательности отложения минералов. Для большинства скарновых месторождений отмечается следующий порядок выделения минералов: волластонит → диопсид → геденбергит → андрадит (гроссуляр) и соответствующее замещение пироксена гранатом (1, 5, 7). Это согласуется с возрастанием степени железистости скарновых минералов в связи с повышением кислотности в ходе кислотно-основной эволюции растворов, вызывающей замещение относительно сильных

оснований более слабыми (7, II). На Акташе противоречит общему правилу развитие по гесссчиту манган-геденбергита, т. е. замещение более слабого основания более сильными  $[Fe_2O_3 \cdot (Fe, Mn)O]$ . Это возможно в момент возрастания щелочности растворов. Увеличение щелочности в рассматриваемом случае, вероятно, связано с неравномерным приоткрыванием (подготовкой) путей циркуляции, прерывистым поступлением растворов и повышением в них активности кальция в условиях воздействия известняковой среды. В общей схеме скарнообразования, разработанной Н. П. Филипенко, также указывалось на выделение части гранатов раньше пироксенов (12).

В результате изучения взаимоотношений метасоматитов и руд, степени их золотоносности установлено, что на месторождении Акташ проявились три стадии оруденения. Халькопирит-борнитовая минерализация со свинцом, висмутом и серебром, приуроченная к скарновой зоне, относится к сульфидному типу оруденения в скарнах, сопряженного с формацией пропилитов (эпидозитов) и непродуктивна на золото. Повышенная золотоносность некоторых участков ее развития обусловлена пространственным совмещением и перераспределением золота из скарновых руд. С герцинским этапом связано золотое оруденение, сопровождаемое изменением березитового типа в альбандах кварцевых жил и скарнах (см. рис. I, 2). Для него характерны, кроме золота, висмута, меди, повышенные содержания мышьяка (3) и цинка. В связи с досульфидным оруденением участки повышенной золотоносности приурочены к пироксеновым скарнам, местам интенсивной перекристаллизации гранатового скарна и к магнетитовым телам, альбанды которых также часто сложены анизотропным гранатом. Изменения стадии кислотного выщелачивания здесь обычно отсутствуют. Это свидетельствует о том, что золото отлагалось в последовательной связи с формированием минералов

ранней щелочной стадии. Заметное увеличение содержаний золота в существенно андрадитовых, геденбергитовых скарнах и магнетитовых телах (до 0,36–0,5 г/т) по сравнению с содержанием его в гессонитовом скарне указывает на то, что начало выделения заметных концентраций металла связано не с плавной эволюцией раствора, а вызвано скачкообразным повышением его щелочности. В дальнейшем отложение золота продолжалось при общей тенденции возрастания кислотности. Следовательно, золотое оруденение Акташа, связанное со скарнообразованием, относится к типу сопутствующего (7) или отстающего (2) оруденения в скарнах.

Таким образом, практический интерес на золото представляют также определенные минералогические типы скарнов даже в случае отсутствия сульфидов. Присутствие меди не является показателем золотоносности руд. Пример тому – медная минерализация, ассоциирующая с интенсивной эпидотизацией пород на близлежащем проявлении Тохтонасай. Здесь низкой золотоносности зон с медным оруденением соответствует и незначительное развитие скарнов, которые вследствие небольшого эрозионного среза представлены не контактными валежами, а жильными телами. Для оценки оруденения на глубину и на флангах рудного поля следует провести поисковое бурение с целью прослеживания зон замещенных перекристаллизованных скарнов и магнетитовых тел. Перспективна на выявление слабоэродированных и слепых рудных тел северная часть Акташа и Тохтонасай. Кроме контактных залежей, здесь возможно развитие своеобразных секущих и субогласных скарновых тел в зонах нарушенных контактов мраморов с эффузивами.

Таким образом, в отличие от моноформационных скарновых месторождений, в которых коррелятивно связанные золото и медь входят в состав одного продуктивного минерального комплекса, в полиформационном по генезису Акташе наблюдается совмещение

в пространстве разнотипного оруденения двух металлов. При этом золото отлагалось до сульфидов меди и после медного оруденения в связи с кварцево-золоторудной минерализацией. Раннее золото, тесно связанное с формированием инфильтрационных известковых скарнов, в существенных концентрациях начало отлагаться с момента резкого изменения рН растворов. Обусловленный этим изменением характерный порядок замещения минералов в ранней щелочной стадии является критерием обоснования продуктивности скарновых зон на досульфидное золото.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1947.
2. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолиздат, 1954.
3. Абдукаюмов А. А. К вопросу золотоносности скарнов месторождения Акташ (Киргизский хребет). В сб. "Материалы конференции по проблеме "Геология и генезис скарноворудных месторождений Средней Азии". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1976.
4. Бабаев К. Л. Процесс десиликации в зонах скарнов. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 3. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1953.
5. Вакрушев В. А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
6. Висневский Я. С. Полезные ископаемые Таласского района. В кн. "Материалы по геологии Средней Азии", вып. 7, Ташкент, 1937.
7. Жариков В. А. Скарновые месторождения. В кн. "Генезис эндогенных рудных месторождений". М., изд-во "Недра", 1968.

8.Зимоглядов Б. Н. О времени выделения золота в золоторудных контактово-метасоматических месторождениях Кузнецкого Алатау. В сб. "Вопросы геологии и генезиса месторождений Западной Сибири". Тр. СНИИГИМСа, вып. 39. Новосибирск, 1966.

9.Карпова Е. Д., Иващенко А. Г. Скарны. В сб. "Измененные околорудные породы и их поисковое значение" М., Госгеолтехиздат, 1964.

10.Кнауф В. И. Тектоника палеозойд восточной части Советского Тянь-Шаня. Автореф. докт. дисс. Ташкент, 1973.

11.Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. "Изв. АН СССР", сер. геол., 1957, № 12.

12.Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., изд-во "Недра", 1965.

УДК 553.411)575.1)

Л. А. Зверева, Т. В. Семенова

К МИНЕРАЛОГ-ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ  
ОДНОГО ИЗ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Месторождение расположено в пределах Марджанбулакской возвышенности (восточная оконечность хребта Южный Нуратау). Наряду с Чармитаном, Сармичем, Кансаем и другими представляет группу позднеорогенных золото-сульфидно-кварцевых формаций (2), широко развитых в Зарафшано-Туркестанской структурно-металлогенической зоне Западного Узбекистана (1).

Площадь месторождения сложена (данные А. А. Губанова, Е. П. Мещерякова, Б. Д. Клименко) исключительно образованиями марджанбулакской свиты (С<sub>2</sub>?) - глинистыми, слюдястыми и кремнистыми сланцами, аргиллитами, олигомиктовыми алевролитами и пес-

чаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Толща терригенных пород (часто содержащих высокоуглеродистые разности) смята в узкие складки, ориентированные в субширотном направлении. Главная рудовмещающая структура — крупная продольная тектоническая зона, сложного строения (многошовная), маркируемая интенсивным расланцеванием, дроблением пород, дайковыми и гидротермально-метасоматическими образованиями, рудоносным кварцем и сульфидизацией. В зависимости от локальных структурных условий внутри зоны рудные тела представлены линзами, имеющими в плане в основном образную форму, четками, штокверками или стержневыми жилами (А.А. Рубанов, Е.П. Мещеряков). Оруденение золота в большинстве разведочных пересечений связано с кварцевыми телами различной морфологии. Нами изучены в основном Первая и Южная рудные зоны (рудные тела I и 3) Западного участка; отдельные наблюдения проведены на Центральном, Украинском и Юбилейно участках. Первая зона представлена крупной кварцевой линзой, Южная — стержневой жилой кварца; кварцевые образования содержат разнообразную сульфидную минерализацию, отличительной особенностью которой является наличие значительного количества сульфосолей сложного состава.

Уже указывалось, что рудные тела описываемого месторождения размещены в зоне крупного тектонического нарушения, по которому неоднократно реализовывались повторные движения (А.А. Рубанов, Е.П. Мещеряков). Вследствие этого руды оказались телескопированными, что затруднило выделение сообществ парагенетически связанных минералов. Однако в результате детального минералогического картирования и анализа данных опробования ГРП установлены следующие последовательно отлагающиеся про-

дуктивные минеральные ассоциации, отражающие развитие процесса рудообразования (рисунок; табл. I): 1) золото-кварцевая с шеелитом (?); 2) пирит-арсенопиритовая; 3) золото-блеклорудная; 4) серебро-галенит-сульфоантимонитовая. Из них первые три размещаются в основном в центральной части месторождения (первая зона западного участка); четвертая - реброносная - встречается на флангах месторождения (участки Юбилейный, Центральный) и в южной зоне, что свидетельствует о горизонтальной зональности в размещении минерализации.

Золото откладывалось на всех стадиях рудного процесса (см. рисунок). Наличие нескольких разновидностей самородного золота можно установить лишь по совокупности признаков, характеризующих закономерные различия состава, внутреннего строения и формы одновременных его выделений. Достаточно четко намечаются четыре главные его разновидности (см. рисунок).

Золото I выполняет в кварце трещины, тесно срастается с ним. Форма его выделений большей частью неправильная, подчиняющаяся очертаниям трещин. Преобладают пластинчатые комковидно-губчатые, губчато-дендритовидные с локальными утолщениями и короткими ответвлениями. Поверхность шероховатая, с многочисленными ямками. Преобладающий размер выделений - 0,5-1 мм, микротвердость - 73,7 кг/мм<sup>2</sup>. Пробность 680-730. Помимо серебра, в золоте I постоянно присутствует небольшое количество Cu, Zn, Ti. При структурном травлении установлено, что все золотины представляют собой среднезернистые (до мелкозернистых) сростки зерен золота. Несмотря на относительно низкую пробу, золото I отличается незональным строением. Характерная особенность его внутреннего строения - присутствие во всех выделениях в виде сплошной или прерывистой каймы более низкопробного золота III.

Границы его с золотом I четкие, резкие, часто коррозионные, что указывает на определенный перерыв в отложении описываемых разновидностей.

Проблематично существование золота II (возможно, субдисперсного), ассоциирующего с основной массой арсенопирита и пирита. Однако его существование подтверждается высокой золотосодержимостью ведущих сульфидов, наличием многочисленных гипергенных золотинок на псевдоморфозах гидрокислов по пириту и арсенопириту (расчетка 25) и другими наблюдениями.

Золото III интенсивно замещает и цементирует арсенопирит, сростается с бурнонитом, блеклой рудой и кварцем. Среди форм выделения преобладают кристаллы различного габитуса, чаще частично оформленные, со сглаженными ребрами. Поверхность граней хорошо ступенчатая, гладкая, зеркальная. Преобладающий размер выделений - 0,2-0,5 мм.

Резко увеличивается микротвердость (до 108,2 кг/мм<sup>2</sup>), что хорошо согласуется с пробностью 640-650.

Золото IV отмечается только в Южной зоне в связи с серебристо-галенит-сульфоантимонитовой ассоциацией. Формы сечений золотинок в шлифах кривоватые, полигональные с единичными отрогками. Обычно отмечается в виде включений по трещинам в пирите III или располагается на границе выделений его с буланжеритом. Средний размер золотинок - 0,3 мм; пробность (по данным микроанализатора - Г.М.Чеботарев) - 730-830. Для этой разновидности характерно присутствие небольшого количества Sb.

Наиболее значительное золотое оруденение в рудном теле I отмечается при совмещении пирит-арсенопиритовой и блеклорудно-полиметаллической ассоциации. Здесь же проявилась максималь-

## Элементы-примеси в минералах

Ассоциация	Минерал	Элементы - примеси, г/т										
		Ag	Cu	Pb	Zn	Co	Sn	Hg	W	As	Sb	Bi
Золото-кварц-ше- елитсодержащая	Кварц II	0,001	0,001	0,001					100-			
	Золото I	10**	0,006	0,05					300			
Пирит-арсенопи- ритовая с золо- том	Пирит II	0,001-0,06**	0,01-0,03	0,001-0,01	0,06-0,3					0,1-1	0,01	
		0,003	0,03	0,003	0,1					0,4		
	Арсенопирит I	0,006-0,5	0,6-3	0,01-0,06	0,03-0,06							
		0,1	2,6	0,03	0,03							
Золото-блекло- рудная	Золото III	5-10*	0,5	0,1								
Серебро-галенит- сульфоантимони- товая	Кварц IV	0,002	0,001		0,01				300	0,04	0,03	
	Пирит III	0,003	0,003-0,3									
			0,1									
	Арсенопирит II	0,001*	0,03-0,01	0,1	0,03							
			0,05									
	Сфалерит	0,006-0,3	0,003-0,1	0,06-1	0,2	0,001	0,01	0,03	0,06		0,08	0,001
		0,1	0,05	0,5								
	Галенит	0,06-1	0,03-1		0,02-1	0,006-0,06					0,06-1	0,06-1
0,5		0,2		0,2	0,02		0,06	0,01- 0,03		0,2	0,5	0,006
Буланжерит		0,5*	30	0,06							20	

\* Данные локального спектрального анализа

\*\* В числителе - содержания от -- до, в знаменателе - средние содержания

Минеральная ассоциация	Цвет	Текстура	Структура	Форма и размер зерен	Характер ограничения	Характер распределения газозо-жидких включений	Сопутствующие минералы	Пластические деформации				Хрупкие деформации			Перекристаллизация	Просечки	Явления выщелачивания	Результаты гомогенизации	
								угасание	изгиб зерен	двойники давления	грануляция		трещиноватость						дробление
											степень	характер	степень	расположение трещин					
Пирит-арсенопиритовая с золотом	Серый до темно-серого	Массивная псевдопрожилковая	Неравномерная нозернистая грубошестоватая	Неправильная полигональная, вытянутая, идиоморфная (0,6-10,0 мм)	Извилистый, ровный	Неравномерное и зональное (9)	Мусковит-серицит	Кулисообразное, пятнистое, волнистое, пятнисто-блоковое, морщинистое	Слабый	Редкие	От слабой до интенсивной	Межзерновой, просечковый	От слабой до интенсивной	По границам зерен, внутризерновое	Незначительное до интенсивного	Редкая	Частые в основном прямые, свободны от газово-жидких включений.	Редкие пустоты с серицитом или без него	t = 200-300°C
Золото-блеклорудная		Массивная прожилковая, допрожилковая, трещиноватая, брекчиевидная	Неравномерная нозернистая, гребенчатая, грубошестоватая	Неправильная, полигональная, призматическая (0,04-12,0 мм)	Извилистый, зубчатый, ровный	Равномерное (?), и неравномерное (пятнистое, полосчатое)	Мусковит-серицит-конихальцит, цеолит, углеродистое вещество	Кулисообразное, морщинистое, пятнисто-блоковое, мозаичное, решетчатое, лоскутное	Слабый до сильного	Частые	Та же	Межзерновой локальный, внутризерновой, просечковый	Та же	Межзерновое, сквозьзерновое	То же	Частая	Содержат игольчатые кристаллы сульфосолей	Частые пустоты с рудными минералами и редко с конихальцитом, цеолитом	t = 135-205°C
Серебро-галенит-сульфид-антимони-овая	Белый	Массивная псевдопрожилковая, полосчатая	Неравномерная нозернистая, грубошестоватая	Неправильная, шестоватая, призматическая полигональная (0,05-6,5 мм)	Тот же	Равномерное, зональное (?) и неравномерное (хлопьевидное)	Мусковит-серицит, карбонат, барит (?), рутил, углеродистое вещество	Кулисообразное, пятнисто-блоковое, морщинистое, решетчатое, волнистое	Слабый	Редкие	Интенсивная	Тот же	Та же	Незначительное	Редкая	Редкие	Редкие пустоты с рудными минералами	t = 200-240°C	

Минералы	Ассоциации				
	догруд- ная	золото- кварцевая с шеллитом содержащая	пирит-арсенил- пиритовая с золо- там	золото-блекло- рудная	серебра-галенит сульфоантимони- товая с золотом
Кварц I	—	*	~	*	
Пирит I	—	*	~		
Кварц II		*	~	*	
Шеллит (?)		—	~		
Золото I		*	~	*	
Пирит II			—		
Марказит		*	—	*	
Арсенопирит			—		
Пирротин			—		
Халькопирит		*	—	*	
Сфалерит I			—		
Гессит			—		
Золото II (субдисперсное)		*	—	*	
Кварц III			~		
Тетраэдрит			~	—	
Бурнит		*	~	—	
Фрейбергит			~	*	
Фрейслебинит			~	—	
Палибазит		*	~	—	
Прустит			~	*	
Ниррагирит			~	—	
Золото III			~	—	
Кастелит		*	~	—	
Кварц IV		*	~		—
Пирит III			~		—
Арсенопирит I			~		—
Сфалерит II		*	~		—
Штернбергит			~		—
Галенит			~		—
Геокранит		*	~		—
Фалькманит			~		—
Буланжерит		*	~		—
Джемсанит			~		—
Семсейит			~		—
Золото IV		*	~		—
Самародная сурьма			~		—
Самародное серебро			~		—

Схема парагенетических взаимоотношений минералов

ная деформация кварцевых агрегатов. Для вмещающих оруденение кварцевых образований микроскопическими, термометрическими исследованиями, изучением характера минерализации выделяются три главные разновидности, охарактеризованные в табл. I, 2. В Первой рудной зоне обе разновидности обычно совмещены, в Южной преобладает вторая.

Золотоносные минеральные ассоциации месторождения обладают определенными минерально-геохимическими особенностями (см. табл. I). При сравнении данных анализов мономинеральных проб видно, что As, Pb, Cu, Ag являются постоянными примесями, однако Ag вместе с Pb, Sb, Hg, Zn, Cd обнаруживает закономерную тенденцию к максимальной концентрации в поздних ассоциациях. Повышенные содержания W отмечаются в ранней (в виде аксессуарного шеелита) и поздней серебро-галенит-сульфоантимонитовой ассоциациях (в буланжерите).

Выполненные исследования позволяют сформулировать следующие главные выводы.

1. Основной минеральной формой концентрации золота на описываемом месторождении является самородное золото.

2. Состав и последовательность выделения минералов и парагенетических минеральных ассоциаций отражает закономерную эволюцию физико-химического состояния единого рудообразующего раствора.

3. Месторождение по минералого-геохимическим особенностям руд является достаточно близким аналогом других кварц-золоторудных рудопроявлений Нуратау и Кульджуктау, однако отличается от них слабым развитием шеелита в ранней ассоциации, отсутствием висмутовых минералов (в том числе теллуридов, характерных для Чармитана) и антимонита (Таушан).

Установленные здесь проявления киновари (В) сближают этот объект с месторождением Сармич (Южный Нуратау).

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Г а р ь к о в е ц В. Г. Структурно-металлогенические районирование и перспективы некоторых видов эндогенного оруденения Узбекистана. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1971.

2. П е т р о в с к а я Н. В. Самородное золото. М., изд-во "Наука", 1973.

3. С у л т а н м у р а т о в М., Г а м а л е е в И. Е., Д а д а д ж а н о в Б. О случае совместного нахождения золота и киновари в районе Западного продолжения Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса. "Узб. геол. ж.", 1974, № 2.

УДК 550.4.001.13:553.411(575.1)

И. Н. Галахов

#### О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТИПИЗАЦИИ ЗОЛОТЫХ РУД (на примере Западного Узбекистана)

Разработка методики типизации и сопоставления состава руд имеет большое значение для решения вопросов, связанных с рудно-формационными исследованиями. В работах С. Т. Бадалова, В. В. Иванова, Р. М. Константинова, Н. В. Петровской, Д. А. Тимофеевского и др. демонстрируется различный подход к этой задаче. Представляя собой определенный вклад в методику регионального металлогенического анализа, предложенные методы, однако, недостаточны при среднемасштабных исследованиях, когда рассматриваются более тонкие различия в составе руд и менее дискретные переходы в их геохимическом профиле.

В этой связи опыт описания и сопоставления геохимии руд может представлять некоторый интерес.

Основные задачи проведенных исследований:

- а) рациональная организация информации об элементном составе руд;
- б) типизация золотых руд на геохимической основе и геологическая интерпретация выделенных классов.

В основу работы положены результаты спектральных и химических анализов руд, выполнявшиеся при ведении геологоразведочных и исследовательских работ на месторождениях и рудопоявлениях золота в Западном Узбекистане. Определялись олово, молибден, вольфрам, висмут, свинец, кадмий, серебро, бор, сера, селен и теллур (частично), мышьяк, сурьма, золото, медь, цинк, никель, кобальт, титан, ванадий, ртуть, марганец, железо, хром.

В целях статистической равносильности сопоставляемых объектов учитывались только те руды, которые опробованы на весь основной круг элементов. Всего учтено таким образом 70 объектов, неравномерно представляющих месторождения и проявления разных формаций золотых руд в различных геологических ситуациях, что обуславливает сугубо предварительный характер выводов.

Организация геохимической информации в рассматриваемой постановке сводится к разработке формы выражения состава руд и выделению основных групп элементов, определяющих вариации их состава.

Геохимическая характеристика руд описывает основной таксон средне-крупномасштабного металлогенического анализа — рудное тело и дает представление о средних концентрациях рудообразующих элементов. В качестве меры последних принят порядок кларка концентрации элемента в рудах (т.е. характеристика десятичного логарифма кларка кон-

центрации), определенного относительно земной коры. Такое решение обусловлено объективностью кларковой системы измерения, отражающей геохимическую значимость конкретного элемента, лонгнормальным характером распределения элементов в рудах и, наконец, неизбежными погрешностями усреднения и ошибками средних оценок в связи с ограниченными объемами выборок и неравномерностью содержаний. Как показано ниже, такая, казалось бы, приближенная оценка благодаря своей многомерности все же достаточно ясно выявляет геохимические различия.

Оценка средних содержаний в случае достаточно представительной выборки производится по медиане кумулятивной кривой накопленных частностей; при выборках малого объема принимается во внимание эмпирическая средняя величина показателя дисперсии  $\xi \approx 1,5-2,5$ , что позволяет оценить медианное значение содержания в 10-20% от максимального.

Элементы с кларком концентрации менее 2-3 в формуле не отображаются.

Таким образом получают геохимические формулы руд вида  $A_1 \dots X_j$ , где  $A_1 X$  - символы элементов, а  $1 \dots j$  - показатели концентрации. Такая характеристика удобна для табличной формы, что существенно облегчает дальнейшие расчеты и статистику.

Вполне очевидно, что более представительными были бы сведения о соотношениях удельных запасов металла в объеме пространства рудоотложения, сопоставленные с местными кларками. Однако реализовать это соображение пока невозможно ввиду недостаточной геохимической изученности рудных и геологических формаций.

Полученные таким путем геохимические формулы пригодны для визуальных сопоставлений единичных объектов, тогда как клас-

сификационный характер задачи и большой объем материала выдвигает проблему свертывания формул и выбора принципа группирования элементов. Известны ряды, выделенные В.И.Вернадским, А.Е.Ферсманом, А.Н.Заварицким, В.М.Гольдшмидтом, А.П.Виноградовым и другими по признаку химического родства и связи с различными типами магм или природных процессов. Однако для целей среднемасштабной металлогении эти группировки абстрактны и мало приемлемы ввиду гипотетичности многих сторон генезиса золоторудных формаций.

Геохимические группы месторождений В.В.Иванова (1968) выделяются по соотношению главных породообразующих компонентов, тогда как конкретные элементы руд повторяются во многих группах.

А.А.Маракушевым (1974) более строго систематизированы элементы в координатах их сродства к сере, кислороду, протону, силикатам и галоидам, что, однако, отражает скорее эффекты фракционирования металлов в сфере рудотложения.

По нашему мнению, задачам среднемасштабной металлогении наиболее отвечает концепция центробежных и центростремительных элементов (Шербаков, 1968), обобщающая их поведение в разрезе Земли. Однако геохимические характеристики объектов, основанные на такой группировке, распределяются равномерно и не отражают генетических особенностей месторождений. По-видимому, это обусловлено отличиями реальной геохимической дифференциации от ее абстрактной модели.

Из краткого обзора существующих методов следует, что наиболее рациональна группировка на основе естественных парагенетических связей элементов в данном районе.

С целью реализации такого подхода проведена множественная

корреляция элементов 70 геохимических формул. Использовалась ранговая модификация с оценкой сопряженности элементов в соответствии с критерием Пирсона (3).

В результате множественной корреляции 22 элементов получен обобщенный объемный граф корреляционных отношений (рис. I, а).

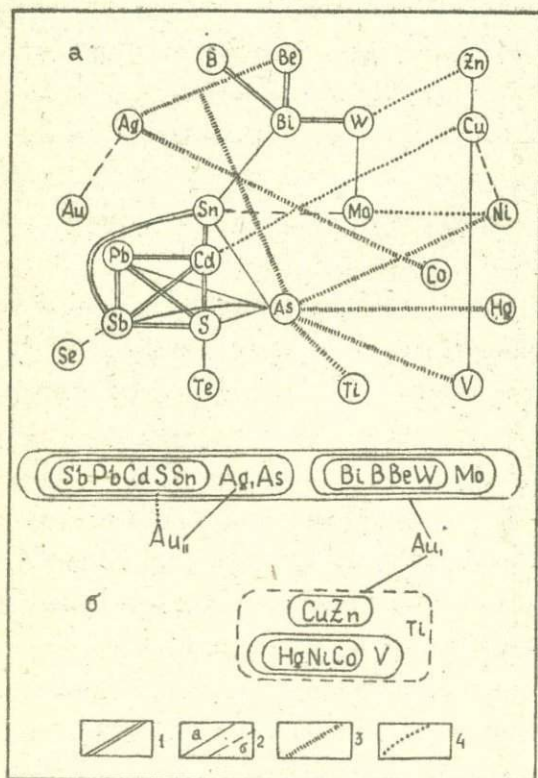


Рис. I. Корреляционные отношения рудообразующих элементов в золотых рудах Западного Узбекистана:

а - объемный; б - плоский графы.

Положительная связь: 1 - тесная; 2 - значимая (а), неясная (б). Отрицательная связь: 3 - тесная, 4 - значимая.

Однако позиция золота в этой схеме в принципе слабо отражает его поведение, так как по условиям выборки оно является сквозным элементом при стабильном показателе концентрации, равном 3. Исходя из этого, наиболее близкими коррелятами золота должны являться элементы с максимальной частотой встречаемости (в данной выборке) и с наиболее стабильным содержанием, т.е. сера и мышьяк.

С учетом изложенного рассмотренный объемный граф сводится к плоскому (рис. I, б), в котором связи золота дифференцированы для нормальных ( $Au I$ ) и бананцевых ( $Au II$ ) типов руд. Кроме того, из данного круга элементов исключены  $V$ ,  $Te$ ,  $Se$ ,  $Mn$  в связи со слабой изученностью.

В приведенном графе обращает внимание эквивалентность отдельных корреляционных подгрупп с установленной ранее металлогенической специализацией отдельных интрузивных комплексов Западного Узбекистана. Так, оруденение  $Cu$ ,  $Ni$ ,  $Co$ ,  $Tl$ , ( $V$ ,  $Au$ ) генетически связано с раннеорогенными базитами и офиолитами геосинклинального этапа. Редкометальная с  $Au(VI)$  минерализация сопровождается собственно орогенные заверенные гранодиорит-адамеллит-гранитные серии, а касситеритоносные формации ( $Sn, Pb, Zn, Ag, Sb$ ) пространственно связаны с калиевыми гранитами стадии субсеквентного магматизма.

Отсюда вполне реально допущение, что в составе золотых руд проявилось влияние рудогенерирующих систем различной специализации, особенности которых следует связывать с эволюционными и ситуационными различиями тектоно-магматизма. Исходя из сказанного, целесообразно отметить два момента. Во-первых, рудостложение золота связано со всеми стадиями магматизма эпигеосинклинального орогена. Во-вторых, вырисовывается продуктивность на золото

минеральных образований стадии субсеквентного магматизма, поскольку золотое оруденение, приуроченное к плутонам калиевых гранитоидов, в общем отсутствует. (Каратауский, Северо-Тамдынский, Зирабулакский и другие интрузивы). Неизвестны для этой стадии и масштабные проявления полифациального метаморфизма. В связи с этим можно выдвинуть гипотезу о двух альтернативных профилях развития поздне-посторогенных рудно-магматических систем: а) плутонический профиль, генерирующий редкометалльно - полиметаллическое (As, Sb, Pb, Ag, Cu) Bi Zn) оруденение и б) дайковый с сопутствующим существенно золотым оруденением, обусловленным субокеаническим (?) типом коры региона. С переходом к более континентальным разрезам к югу оно должно сменяться полиметаллами и оловом. Золотая минерализация, наложенная на поздне-посторогенные дайки самостоятельного комплекса "малых интрузий", проявлена в Кокпатавском рудном поле (Таврилов, 1969). В составе дайковых поясов на золотоносных площадях Западного Узбекистана в наиболее поздних дайках нередко резко проявлена повышенная калиевая щелочность, что может свидетельствовать об участии в этих сериях члэк стадии субсеквентного магматизма, пока не выделенных. Приведенные факты и гипотезы приводят к существенному пересмотру представлений о масштабах миграции золота в связи с рассмотренной стадией, значение которой для золотого оруденения района до сих пор не выяснено.

Объем статьи не позволяет осветить ряд других позитивных гипотез из области филогенеза золоторудных формаций и геохимии отдельных элементов (базитофильность ртути, гранитофильность кадмия и т.д.), вытекающих из предварительных результатов рудно-геохимических исследований. Представляется, что степень их

"металлогенического резонанса" свидетельствует о рациональности принятого подхода и, в известной мере, о корректности результатов.

Таким образом, развернутую геохимическую формулу можно представить как совокупность двух отрицательно скоррелированных групп элементов, каждая из которых состоит из двух подгрупп. Исключив золото как сквозной компонент, получаем следующую группировку:

А. Гранитофильная группа Б. Базальтофильная группа

I. Sn, Pb, Cd, S, As, Sb, Ag III Ni, Co, V, Hg, Tl

II. B, Bi, W, Mo, Ba IV Cu, Zn

Свертывание геохимической формулы до двух-четырех параметров дает возможность графического анализа большой совокупности объектов. Здесь возможны различные методы. Нами реализованы простейшие из них - анализ в прямоугольной системе координат мультипликативных параметров основных групп, подгрупп и их отношений. На рис. 2 показана относительная роль основных групп и подгрупп элементов в рассмотренной выборке.

Из анализа приведенной диаграммы можно сделать следующие выводы.

1. Распределение объектов в координатах параметров групп неравномерно. Выделяются поля максимальной концентрации точек, нередко однородных по геотектонической позиции (поля 1, 3<sup>a</sup>, 3<sup>b</sup>, 4, 5) или по магматической ситуации и составу вмещающих пород (поле 2, рис. 2). Граничные значения этих полей можно рассматривать как параметры "хемотипов" формальной геохимической классификации (табл. I).

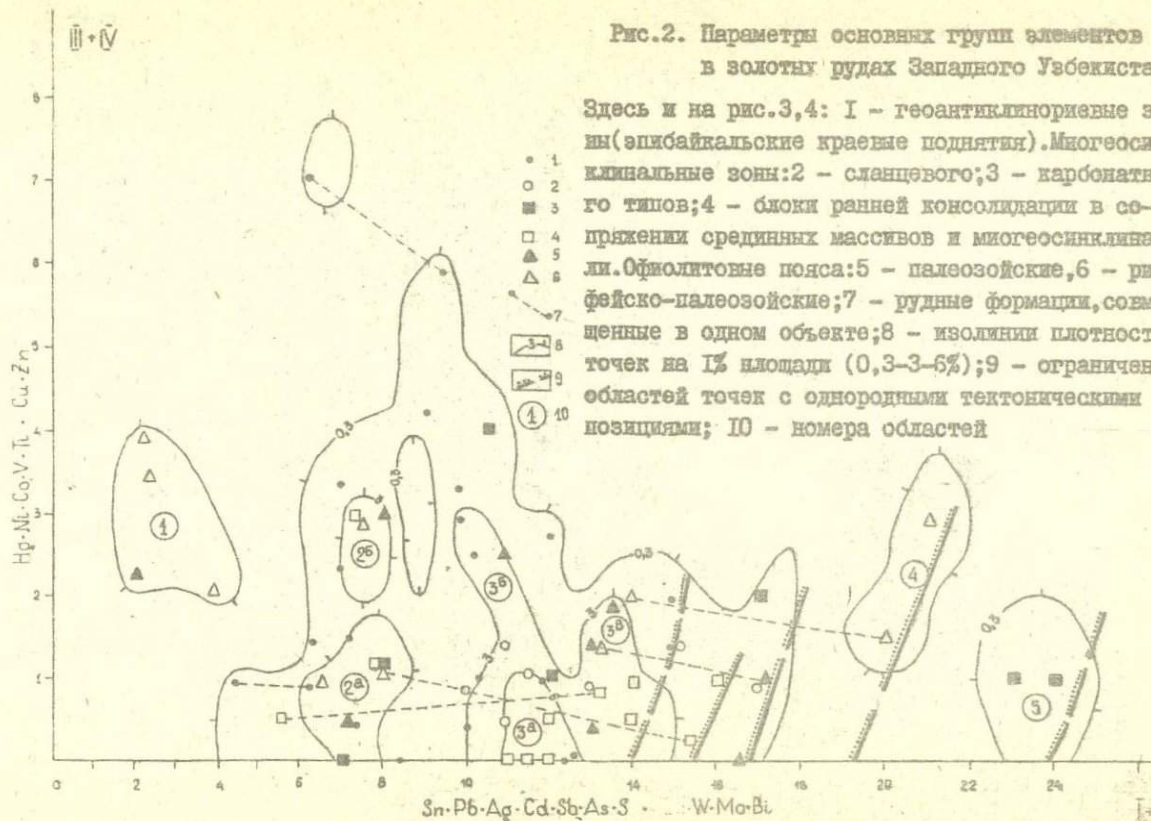


Рис.2. Параметры основных групп элементов в золотых рудах Западного Узбекистана

Здесь и на рис.3,4: I - геосинклинозные зоны (эпихайкальские краевые поднятия). Мегосинклинальные зоны: 2 - сланцевого; 3 - карбонатного типов; 4 - блоки ранней консолидации в сопряжении срединных массивов и мегосинклинали. Офиолитовые пояса: 5 - палеозойские, 6 - рифейско-палеозойские; 7 - рудные формации, соизмененные в одном объекте; 8 - изолинии плотности точек на 1% площади (0,3-3-6%); 9 - ограничения областей точек с однородными тектоническими позициями; 10 - номера областей

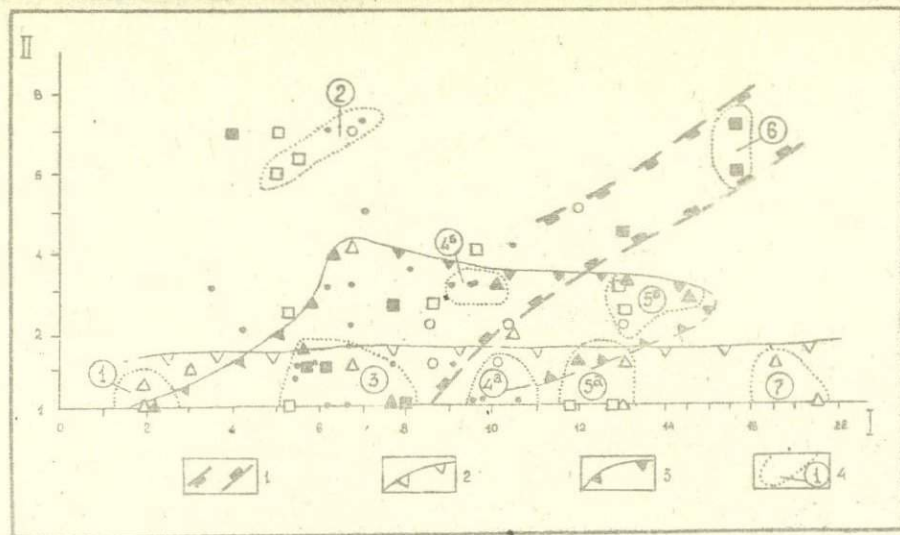


Рис.3. Параметры подгруппы гранитофильной группы элементов в золотых рудах Западного Узбекистана

Здесь и на рис.4: поля объектов, размещенных: 1- в сланцево-карбонатных миегосинклинальных зонах; 2 - в палеозойских; 3 - в рифейско-палеозойских офиолитовых поясах; 4 - контуры и номера областей "хемотипов" (табл.2)

Таблица 1

Подгруппа	Номера полей (классов, по рис.2)							
	I	2 <sup>а</sup>	2 <sup>б</sup>	3 <sup>а</sup>	3 <sup>б</sup>	3 <sup>в</sup>	4	5
I-II	1,5-4,2	6-8	6-8	10-12,5	10-12	13-15	19-22	22-25
III-IV	1,8-4,0	0-1,6	2-3,3	0-1,2	2,4-3	0,5-2,0	1-4	0-2,5

Таблица 2

Подгруппа	Номера полей (рис.3)								
	I	2	3	4 <sup>а</sup>	4 <sup>б</sup>	5 <sup>а</sup>	5 <sup>б</sup>	6	7
I	1,2-2,8	4,6-7,5	5-8	9,5-II	9-10,3	11,5-13,2	12,5-15,5	16-18	18-22
II	0-1	5,6-7,6	0-1,8	0-1,2	2,6-3,5	0-1,5	2-3,5	5,5-7,5	0-1,5

2. Области объектов различных тектонических позиций значительно перекрыты, однако они ограничены максимальными для каждого типа позиций значениями абсцисс, описываемых линиями  $x \approx 0,73r$ .

3. При совмещении разных рудных формаций в пределах одного объекта для их фигуративных точек характерно соотношение приращений координат  $\Delta x \gg \Delta y$ , что может указывать на контроль параметров III-IV подгрупп преимущественно элементами внешней ситуации, а I-II подгрупп - факторами рудной зональности и т.д.

Этим определяется интерес к отношениям внутри гранитофильных групп (рис.3). Здесь четко ограничен пояс офиолитов; поля других тектонических подразделений существенно перекрыты, что обусловлено их мисгеосинклинальной природой и отсутствием глубоких различий в составе и строении коры. Выявляется изохимический характер совмещенных рудных формаций в отношении II подгруппы и резкая дифференциация их в I подгруппе. Наряду с этой общей тенденцией меняется состав совмещенных формаций в направлении  $+30^\circ$  от оси абсцисс, причем возрастание параметров II подгруппы происходит за счет молибдена и висмута, что является аномальным на фоне положительной корреляции вольфрама с висмутом и молибденом (см. рис.1). Видимо, при корреляционном анализе следует либо рассматривать тектонические позиции, либо выделять "аномальные" объекты в отдельные подмножества с целью их самостоятельного анализа.

Для распределения соотношений гранитофильных подгрупп (см. рис.3) также характерно образование локальных сгущений, позволяющих наметить граничные значения параметров подгрупп I-II для выделения хемотипов уровня геохимических отрядов (табл.2).

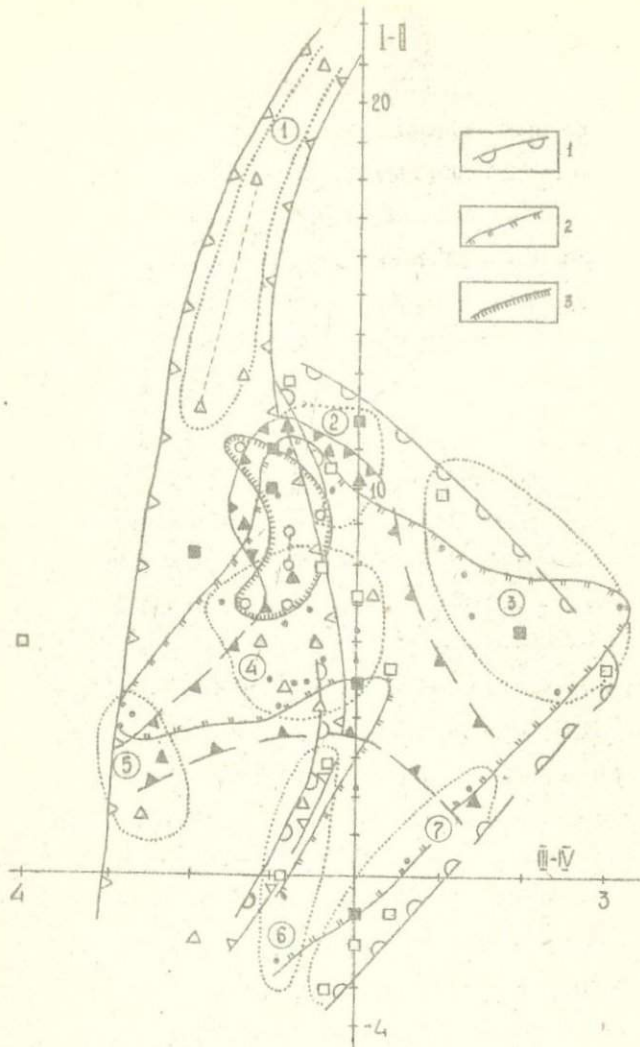


Рис.4. Групповые отношения второго порядка  
в золотых рудах Западного Узбекистана

Поля объектов, размещенных: I - в сланцевых миогеосинклинальных зонах; 2 - в эпифайкальских краевых хемизвгеосинклинальных поднятиях; 3 - в блоках ранней консолидации сланцевых миогеосинклиналей

Таблица 3

Отношения	Номера полей (рис.4)						
	I	2	3	4	5	6	7
$A_{I:II}$	II-22	9-12	5-10	4,2-8,5	I-4	(-2,5)-(+3,5)	(-3)-(+2,5)
	-2	-0,6 (-1,2)-0	2,0- 0,6- 0-	(-1,8)		I- (-0,4)- -0,4	I,4
	0	-	-	-	(-3)-(-2,2)	-	-
$A_{III:IV}^*$	(±0,3)(±0,2)		3,3 2,0	(-1)-(+0,2)		(-0,4)(+0,6)	±0,3 (±0,4)

\* В строке  $A_{III:IV}^*$  по вертикали приведены значения, отвечающие данному пределу области по  $A_{I:II}$

Из приведенных полей области I, 2<sup>a</sup>, 2<sup>b</sup>, 3, 4, 6 и 7 (см. рис. 3) характеризуют объекты в однородных тектонических позициях.

Наиболее четкое отражение структурно-формационной зональности в геохимической характеристике руд устанавливается в координатах отношений между положительно коррелирующими подгруппами обеих групп (рис. 4, табл. 3). Локальные сгущения точек образуют поля, которые можно использовать для выделения подклассов и подотрядов.

В целом использование рекомендованных параметров для выработки "хемотипов" геохимических классов золотых руд позволяет классифицировать их путем последовательного сужения геохимических критериев - от отношений групп к внутри- и межгрупповым отношениям второго порядка.

Резюмируя изложенное, можно констатировать, что геохимические типы золотых руд в основных чертах зависят от состава и строения стратифиера, что позволяет придавать большое значение ассимиляционным и фильтрационным (в понимании В. И. Смирнова) источникам рудного вещества. Этим определяются и дальнейшие направления развития рудно-геохимических исследований. Предварительные результаты, полученные на рассмотренном этапе, позволяют ожидать весьма ценной дополнительной информации по основным вопросам металлогении.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

И. Бадалов С. Т. Принципы геохимической классификации природных концентраций химических элементов различного генезиса. Тезисы докл. Всесоюз. межвузовской конференции 12-14 октября 1971 г., изд. ТашПИ, 1971.

2. И в а н о в В. В. Некоторые регионально-геохимические аспекты металлогенических исследований. В сб. "Основные проблемы металлогения Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "Илим", 1968.

3. К о н с т а н т и н о в Р. М. Рудные формации, математические и кибернетические методы их изучения. В кн. "Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии"; т. I. М., изд-во "Наука", 1969.

4. М а р а к у ш е в А. А. Ассоциации химических элементов в процессах петрогенеза и рудообразования. В сб. "Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала". Свердловск, изд. УНЦ АН СССР, 1974.

5. П е т р о в с к а я Н. В. Самородное золото. М., изд-во "Наука", 1973.

6. Т и м о ф е е в с к и й Д. А. О формационной классификации, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, ч. I, 1971.

7. Ф е р с м а н А. Е. Геохимия, т. 2. М., Химтеорет, 1934.

8. Щ е р б а к о в Ю. Г. Геохимические условия размещения эндогенных месторождений. В сб. "Основные проблемы металлогения Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "Илим", 1968.

УДК 553.44.07:553.26(575.1)

Э.Б.Бертман

ОСОБЕННОСТИ ЗОНАЛЬНОГО СТРОЕНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРМИЧ (Западный Узбекистан)

При производстве поисково-разведочных работ в пределах Сармич-Алтынказганского рудного поля очень важна оценка информативной значимости разнотипной рудной минерализации. Достоверные представления о продуктивности на золото определенных минералого-геохимических парагенезисов и закономерности их размещения в пространстве позволяют не только оценить примерный уровень эрозионного среза рудных зон, но и произвести разработку геолого-минералогической информации.

Об этом свидетельствуют результаты минералого-геохимических работ на месторождении Сармич (участки Сармич I и Центральный). Описываемый объект располагается среди песчано-сланцевых пород кембро-ордовика (?). Рудные тела размещены в зонах дробления. Они представлены кварцевыми жилами, иногда сериями параллельных оближенных жил с большим количеством обломков сланцев и неравномерно распределенной минерализацией (0,5-10%). Рудная минерализация телескопированного типа фиксируется в виде арсенипирита, пирита, сфалерита, галенита, пирротина, шеелита, сульфосолей. Околорудные изменения вмещающих пород проявлены слабо, наблюдаются, главным образом, микроскопически. Отмечены кварц-полевошпатовые, кварц-серицитовые, хлоритовые и кварц-карбонатные новообразования. Преобладают кварц-серицитовые и хлоритовые метасоматиты, пространственно совмещаемые с рудными телами.

По данным С.М.Горевой (1), в процессе рудообразования сформировались кварц-полевошпатово-шеелитовая, пирит-арсенипи-

ритивая с золотом, "полиметаллическая" с золотом, кварц-пирит-турмалиновая и кварц-карбонатная парагенетические минеральные ассоциации. Продуктивной на золото определена пирит-арсенопиритовая. Однако Б.Н.Бандример и Ю.Г.Зарембо считают, что ведущая роль в отложении золота принадлежит полиметаллической минерализации.

В результате геохимического изучения рудных тел и околорудных ореолов рассеянной минерализации выявлены основные элементы-индикаторы золота: W, As, Zn, Cu, Pb, Ag, Sb, Bi, Sn, Co, Ni.

Большая часть перечисленных элементов (W, As, Zn, Pb, Ag, Sb, Sn) представлена определенными минеральными формами; некоторые (Co, Ni) являются элементами-примесями; для Cu и Bi предполагается минеральное состояние в виде халькопирита, висмутина и сульфосолей. В результате тесного совмещения в пространстве минеральных парагенезисов, для которых утверждается связь с золотом, тенденции в поведении элементов-индикаторов замаскированы. На участке Сармич I путем расчета баланса энергии рудообразования (2) и для различных уровней подсечения эталонных рудных тел выявлены особенности поведения элементов в пространстве (табл. I, рис. I).

В результате установлено, что относительная доля элементов-минералообразователей из поздней сульфидной ассоциации (Sb, Ag, Pb) резко возрастает в верхних частях рудных тел. Для центральных частей характерно повышение относительных концентраций золота, цинка и мышьяка, что подтверждает точку зрения С.М.Горевой о продуктивности пирит-арсенопиритового парагенезиса. В местах выклинивания рудных тел по падению в суммарной энергии рудообразования существенно увеличивается потенциал Ni, Cu, Bi и W. В результате обобщения геохимической

информации по пяти разведочным линиям обоих участков ряд вертикальной геохимической зональности представляется в следующем виде: (W, Sn I, Cu I, Bi I, Au I ?) → (Ni, Co, As, Au 2) → (Zn, Pb, Cu 2, Bi 2, Sn 2, Ag, Sb).

Т а б л и ц а I

Геологическая позиция	Ag	Pb	As	Zn	Cu	Au	ΣPkk
Верхняя часть рудного тела	$\frac{800}{0,09}$	$\frac{1625}{0,17}$	$\frac{4533}{0,48}$	$\frac{6}{0,001}$	$\frac{33}{0,003}$	$\frac{2500}{0,26}$	9497
Средняя	$\frac{360}{0,05}$	$\frac{1072}{0,14}$	$\frac{2226}{0,30}$	$\frac{924}{0,12}$	$\frac{49}{0,01}$	$\frac{2760}{0,37}$	7391
Нижняя	$\frac{250}{0,02}$	$\frac{403}{0,03}$	$\frac{5760}{0,45}$	$\frac{1774}{0,14}$	$\frac{783}{0,06}$	$\frac{3730}{0,30}$	12700
Выклинивание рудного тела	$\frac{-}{0}$	$\frac{-}{0}$	$\frac{430}{0,43}$	$\frac{-}{0}$	$\frac{258}{0,26}$	$\frac{300}{0,31}$	988

Примечание. Числитель дроби - баланс энергии рудообразования, знаменатель - коэффициент относительной концентрации ( $K_{ок}$ )

Попутно заметим, что в процессе рудообразования фиксируются элементы (Zn, Cu, Bi), имеющие тенденцию к накоплению как в верхних, так и в нижних частях рудных тел. В первом случае они реализуются в виде сульфосолей, во втором, - вероятно, в виде висмутина, калкопирита, касситерита.

Из изложенного следует, что изменение минералого-геохимического состава можно представить как функцию от глубины формирования рудных тел. Эту особенность зонального размещения минерализации можно использовать для оценки уровня эрозионного среза рудных тел на флангах месторождения и определения качест-

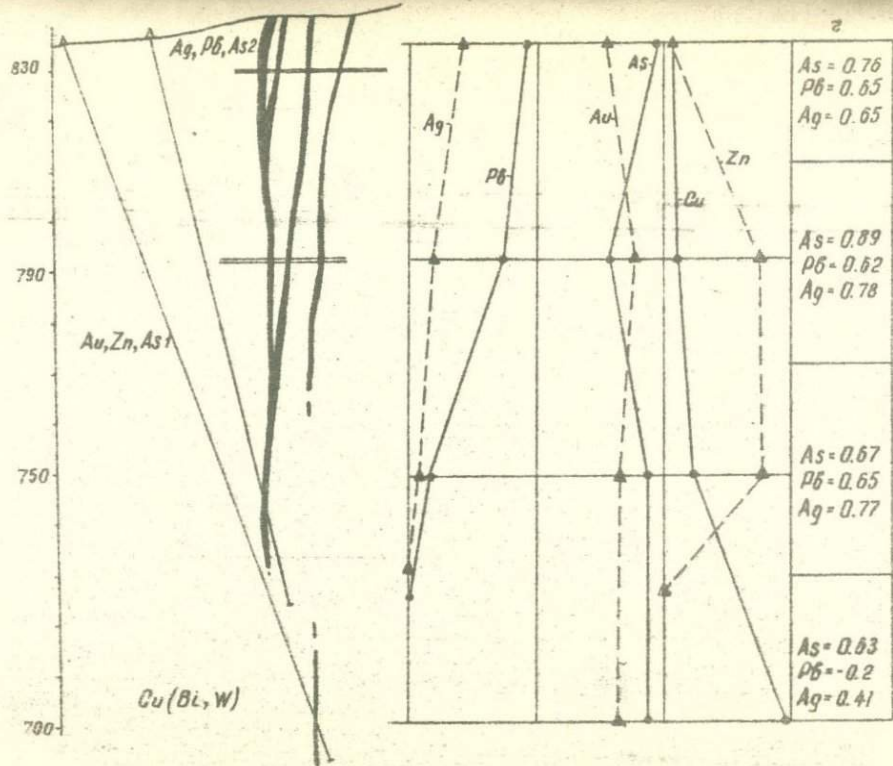


Рис. I. Баланс энергии рудообразования золота и его элементов-индикаторов. Участок Сармич-I

ва руд на глубоких горизонтах разведываемых участков.

Примечательно, что рассмотренные тенденции зонального размещения золота и его элементов-индикаторов своеобразно проявляются в характере накопления элементов-примесей внутри основных рудообразующих минералов (табл. 2, рис. 2).

Т а б л и ц а

Минерал	Sb	Ag	Pb	Cu	Bi	Zn	As
Кварц (44)	$\frac{0,0005^{\dagger}}{I_{(16)}}$	$\frac{0,0001}{I}$	$\frac{0,001}{I}$	$\frac{0,001}{I}$	$\frac{-}{I}$	$\frac{0,005}{I}$	$\frac{0,0005^{\dagger}}{I_{(13)}}$
Пирит (17)	$\frac{0,002}{4}$	$\frac{0,005}{50}$	$\frac{0,122}{122}$	$\frac{0,04}{40}$	$\frac{0,002}{20}$	$\frac{0,14}{28}$	$\frac{0,3}{600}$
Арсено- пирит (19)	$\frac{0,023}{46}$	$\frac{0,04}{400}$	$\frac{0,5}{500}$	$\frac{0,013}{13}$	$\frac{0,0007}{7}$	$\frac{0,2}{40}$	$\frac{\gg I}{\sim 10000}$
Сфале- рит (2)	$\frac{0,035}{70}$	$\frac{0,155}{1550}$	$\frac{1,2}{1200}$	$\frac{0,015}{15}$	$\frac{0,008}{80}$	$\frac{\gg I}{\sim 10000}$	$\frac{0,1}{200}$
Гале- нит I (5)	$\frac{0,44}{880}$	$\frac{0,342}{3420}$	$\frac{\gg I}{\sim 10000}$	$\frac{0,054}{54}$	$\frac{0,154}{1540}$	$\frac{0,282}{564}$	$\frac{0,09}{180}$
Гале- нит II	$\frac{I}{2000}$	$\frac{0,625}{6250}$	$\frac{\gg I}{\sim 10000}$	$\frac{0,023}{23}$	$\frac{0,062}{620}$	$\frac{0,005}{I}$	$\frac{-}{I}$

П р и м е ч а н и е. Числитель дроби - среднеарифметическое содержание, знаменатель - коэффициент концентрации; в скобках - число проб. Для расчета использованы результаты спектрального и химико-активационного (+) анализов.

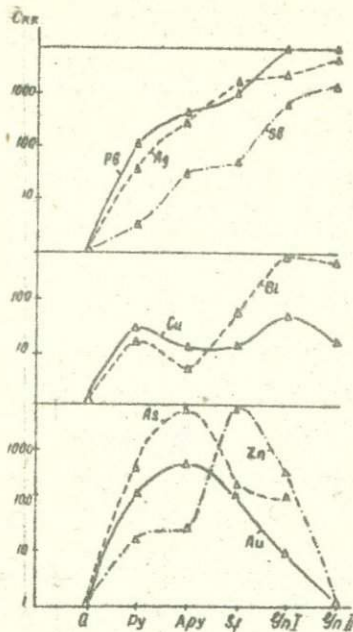


Рис. 2. Элементы-примеси в процессе формирования рудной минерализации на месторождении Сармич

Среднеарифметические содержания элементов-примесей, выраженные через коэффициенты концентрации  $(\bar{C}_{\text{РК}})^{\#}$ , закономерно изменяются в зависимости от принадлежности того или иного металла к определенному минералого-геохимическому парагенезису. На рис. 2 совершенно определенно демонстрируется парагенезис Au и As, двойственный характер поведения Cu и Bi как

<sup>#</sup> Так как данные о кларках рудных образований отсутствуют, то за уровень отсчета взяты С элементов в кварце рудных тел, характеризующиеся наименьшими значениями и дисперсиями.

отражение различной минеральной природы этих элементов на различных стадиях процесса минералообразования и стремление Pb, Ag и Sb накапливаться в поздних продуктах сульфидной минерализации.

Некоторые особенности зонального размещения разнотипной минерализации в вертикальной плоскости рудных тел проявляются в горизонтальном плане рудной зоны. Черты латеральной зональности выражаются в стремлении поздних минерально-геохимических парагенезисов обособиться в пространстве. Кварц-полиметаллические жилы нередко размещаются в тектонических трещинах лежащего или висящего боков основных рудовмещающих структур на расстоянии 30-100 м от последних. В таких жилах золото не обнаруживается, но заметно увеличиваются концентрации серебра и сурьмы. Это свидетельствует о несамостоятельной золотоносности "полиметаллического" парагенезиса, который только в участках наложения на пирит-арсенопиритовую минерализацию обогащается золотом. При этом положительная роль "полиметаллической" ассоциации выражается в метаморфизме продуктивного парагенезиса (I), высвобождении, укрупнении и переотложении золота на локальных участках, что заметно улучшает качество руд.

#### В ы в о д ы

1. Для оценки на золото представляют интерес кварцевые жилы с пирит-арсенопиритовой или совмещенной пирит-арсенопиритовой и "полиметаллической" минерализацией.

2. Кварцевые жилы с "полиметаллической" минерализацией не содержат золотого оруденения.

3. На глубоких горизонтах участка Сармич I возможно обнаружение пирит-арсенопиритовых руд с более низкими концентрация-

ми золота, чем на участках телескопированной минерализации. Преобладающая часть металла заключена в сульфидах.

4. Уровень эрозионного среза рудных зон участка "Центральный" является более высоким, чем на участке Сармич I.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

Гореза С. М. К минералогии рудопроявлений золота Южно-Нуратинского хребта. Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 25, 1972.

Сафонов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. М., изд-во "Недра", 1971.

УДК 551.263.036\*037:551.71/.72(575.1)

В.С.Чекунов

#### АУМИНЗА-ТАСКАЗГАНСКАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ ДОКЕМБРИЯ (Западный Узбекистан)

В Ауминза-Бельтауской подзоне в Кызылкумах располагается выделенная К.К.Пятковым, А.К.Бухариным (7) толща, объединяющая ауминзинскую, тасказганскую и бесапанскую свиты.

Наиболее древняя - ауминзинская свита распространена в горах Ауминзатау, Бельтау, на юге Тамдытау и в Северном Нуратау. В нижней части разреза она представлена (горы Ауминзатау) зеленокаменными породами, эпидозитами с линзовидными прослоями доломитов, в верхней - в основном эпидот-хлорит-роговообманковыми и хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами зеленой окраски. Характерная особенность ауминзинской свиты - частое чередование невыдержанных по простиранию и мощности пачек кристаллических сланцев, кварцитов, амфиболитов и известняков. К.К.Пятков и др. (8,9) относят эту свиту к эффузивно-осадочным образованиям

кембрия. Мощность ее - 1400 м. Верхняя граница устанавливается по прослою доломитов, на котором согласно залегают отложения тасказганской свиты. Нижняя часть разреза последней состоит из узловатых кристаллических сланцев зеленого и зеленовато-серого цветов с прослоями рассланцованных кварцитов. Выше располагается толща черных кварцитов и афанитовых кремнистых пород с линзами окремненных доломитов и битуминозных известняков. Мощность свиты 900 м.

Отложения ауминзинской свиты гор Ауминзатау М.А.Ахмеджанов и др. (2) условно относят к докембрию. Они также указывают на широкое развитие в горах Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау и южной части Тамдытау тасказганской свиты. Ее возраст датируется как нижнепалеозойский или, возможно, докембрийский.

Выходы пород тасказганской свиты отмечены ими в Южном Нуратау. К этому же типу разреза они условно относят свиту кристаллических сланцев в Северном Нуратау. Ими же отмечено, что к югу от гор Дарбаза распространены породы с преобладанием кварцитов, кремнисто-углистых и слюдясто-кварцевых сланцев темно-серого и зеленовато-серого цветов с обломками спилитов и пелитоморфных известняков. Р.А.Абдуллаевым и др. (1) в северо-западной части Северного Нуратау среди пород кристаллических сланцев, в линзах темносерых доломитов обнаружены обрывки водорослей, которые, по определению А.Г.Поспелова, характерны для рифея. Ими также подмечено, что по составу и последовательности напластования толща аналогична тасказганской свите Тамдытау и Кокпатасской свите Букантау. К докембрийским отложениям в Северном Тамдытау Ш.Ш.Сабдушев и др. (10) относят учкудуктаускую свиту, состоящую из амфиболитов и празенитовых сланцев, а также

из их хлорит-серицит-кварцевых, гранат-слюдисто-кварцевых разновидности с линзами светло-серых мраморизованных известняков и черных доломитов. Авторы считают, что в нее входят метаморфические эффузивные и терригенные породы. По степени метаморфизма и литологическому составу она сопоставляется с ауминзинской. К этому же возрасту они относят аккудукскую свиту, сходную с тасказганской юга Тамдытау и представленную серо-зелеными и темно-серыми полимиктовыми рассланцованными песчаниками с прослоями серицит-хлорит-кремнистых сланцев и линз, горнянтов черных кремней и доломитов.

Посредством свинцово-изохронного метода Б.Я.Хорева (II) определена абсолютный возраст отложений тасказганской свиты в 800-900 млн. лет, что свидетельствует о ее верхнепротерозойском происхождении.

По петрографическому составу пород и степени метаморфизма ауминзинская и тасказганская свиты являются метаморфическими вулканогенно-осадочными комплексами докембрия и образуют единую ауминза-тасказганскую вулканогенно-осадочную формацию. Ее формирование сопровождалось проявлениями интенсивного вулканизма основного состава. В связи с этим в Кызылкумах и Нура-тау должны быть локальные участки, характеризующиеся специфическими структурно-литологическими особенностями. Появление их будет зависеть от палеогеографических условий и наиболее активно проявившихся вулканических процессов, в особенности в местах, близко расположенных к центрам извержений.

Выше по разрезу в горах Ауминзатау, Бельтау, Джетымтау, Сангрунтау и на юге Тамдытау на породах тасказганской свиты залегают отложения бесапанской свиты (9), отнесенные к лландо-вери и представленные зеленовато-серыми аргиллитовыми и фли-

литовидными сланцами, переходящими с печаниками и алевролитами. На широкое развитие отложений бесаянской свиты указывают М. А. Ахмеджанов и др. (2), исследовавшие керн буровых скважин в Амантайской котловине, Сардолинском прогибе, Северном Нуратау и т. д. В основном здесь встречаются песчаники, алевролиты, углисто-глинистые и глинисто-карбонатные аргиллиты, глинистые, сладжистые и кремнистые сланцы и другие разновидности.

По петрографическому составу породы бесаянской свиты являются, по существу, терригенными, сформировавшимися, по-видимому, в результате разрушения образований вулканогенно-осадочной ауминза-тасказганской формации. Вопрос о возрасте отложений рассматриваемой свиты до сих пор является спорным. Некоторые исследователи считают, что она образовалась в докембрийское время, другие — в нижнепалеозойское. Б. Я. Хорева (II), исследуя неметаморфизованные осадочные породы бесаянской толщи с помощью аргонного метода, определяет ее возраст в 53 млн. лет. Кроме того, она подчеркивает, что образования бесаянской свиты несогласно залегают на верхнепротерозойских породах тасказганской и согласно подстилают фаунистически охарактеризованные известково-сланцевые отложения кембрия и нижнего ордовика.

Из изложенного видно, что ауминза-тасказганская вулканогенно-осадочная формация, как и породы бесаянской толщи, широко развиты в Центральном Кызылкумах и Нуратау.

В результате анализа образцов, взятых из вулканогенно-осадочных образований тасказганской ритмосвиты В. П. Лоцининым, установлено содержание золота, значительно превышающее его кларк. Он предполагает, что "золото тасказганской ритмосвиты осадочно-метаморфогенного типа. Источником повышенной золотой минерализа-

ции является сама вмещающая толща, зараженная золотом низкой концентрации, по-видимому, хемогенного типа".

В породах ауинга-гасказганской формации содержание золота достигает 0,01-0,025 г/т, что в несколько раз превышает кларковое значение. По-видимому, оно является продуктом накопления подводного вулканизма. Золоторудные концентрации более поздних отложений (бесапанская свита) могли образоваться при разрушении докембрийских золотосодержащих пород.

Как указывает Г. С. Двоценидзе (5), "существенная роль в выносе и отложении рудообразующих веществ принадлежит гидротермам вулканического происхождения".

С. Т. Бадалов (3), касаясь вопроса генезиса золоторудных месторождений, рассматривает вмещающую толщу не только как благоприятную среду для локализации оруденения, но и как источник образования золоторудных жил в результате перераспределения золота, рассеянного в породе.

Среди золоторудных месторождений Кызылкумов В. Г. Гарьковец (4) выделяет "сингенетически-эпигенетические месторождения золота "кызылкумского типа". Он относит их к группе древних метаморфизованных россыпей, возникших в связи с разрывом кор выветривания и отложением материала в областях длительно и равномерно погружающихся прогибов. Затем под воздействием факторов диагенеза и метаморфизма происходило образование новых минеральных видов. Кварц-золоторудные жилы палеозойского возраста возникли при регенерации вещества месторождения древних эпох.

Широкое развитие докембрийских вулканогенно-осадочных образований в Кызылкумах и Нуратау, содержащих повышенные концентрации золота, позволяет выдвинуть эти площади как перспек-

тивные на поиски и обнаружение золоторудных объектов метаморфогенного и россыпного типов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н. и др. О находке онколитов в докембрии Северного Нуратау. "Узб.геол.ж.", 1972, № 1.
2. Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Фузайлов И. А. Строежке и состав палеозойского фундамента Узбекистана, т. I ( Западний Узбекистан). Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.
3. Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцево-золоторудных месторождениях. "Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1966.
4. Гарьковец В. Г. Сингенетически-эпигенетические месторождения золота кзылкумского типа. "Современное состояние учения о месторождении полезных ископаемых". (Тезисы докл. Всесоюз. межвузовской конференции). Изд. ТашПИ, 1971.
5. Дзоев И. Д. Г. С. Вулканогенно-осадочные рудообразования. "Литология и полезные ископаемые". 1970, № 2.
6. Лощинин В. П. Распределение золота в докембрийских отложениях таскавганской ритмосвита в урочище Таскавган ( Тамдитау). "Узб.геол.ж.", 1971, № 5.

7. Пятков К. К., Бухарин А. К.

Тектоническое строение территории Кызылкумов. Тр. Главгеологии Узбекской ССР, сб. № 2, М., Госгеолтехиздат, 1962.

8. Пятков К. К., Пяновская И. А.,

Бухарин А. К. Геологическое строение палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. Тр. Главного управления геологии и охраны недр при Совете Министров Узбекской ССР, вып. I, М., Госгеолтехиздат, 1963.

9. Пятков К. К. и др. Геологическое строение

Центральных Кызылкумов. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1967.

10. Сабдушев Ш. Ш. и др. Новые данные

о докембрии и кембрии Тамдытау. Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969.

11. Хорева Б. Я. Сравнительная характеристика

полиметаморфических комплексов докембрийского фундамента Юго-Западного Памира и Западного Узбекистана. В кн. "Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания". Душанбе, изд-во "Дониш", 1971.

## Ш. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРЬМЫ И РТУТИ

УДК 553.497.2'499:553.26(235.216)

Р.Р.Исанов

О ЗОНАЛЬНОСТИ РТУТНО-СУРЬМЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ  
ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Установление зональности эндогенного оруденения на той или иной территории, представляя собой достаточно трудоемкий процесс, требует проведения специализированных геолого-геохимических исследований. Нами сделана попытка выявить зональность ртутно-сурьмяной минерализации Южного Тянь-Шаня методом изолиний. Сущность метода и некоторые результаты работ излагаются ниже.

Анализ проводился на карте размещения эндогенной рудной минерализации Южного Тянь-Шаня. Планшеты карты были разделены на 16 равновеликих статистических "окошек" и в каждом из них подсчитана совокупность ртутных, сурьмяных и остальных эндогенных рудных проявлений. Полученные цифровые значения выносились в центр "окошка" и по ним производилась рисовка изолиний распространения оруденения. Шаг изолиний составлял соответственно для ртутных, сурьмяных и прочих проявлений: 2 (1,3,...,17), 2 (1,3,...,23) и 5 (1,5,10,...,45). Для большей наглядности изолинии распространения трех групп рудных месторождений показаны на одном чертеже разными условными знаками (рис. I), что облегчает визуальное установление взаимного положения полюсов минерализации (участков максимального сгущения изолиний с высокими числовыми отметками) и позволяет судить о наличии или отсутствии зональности оруденения.

Следующая операция заключалась в подсчете количества пересечений значений изолиний распространённости проявлений трех выделенных групп. Осуществление этой операции вызвано следующими соображениями.

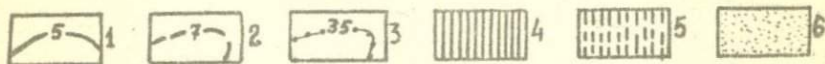
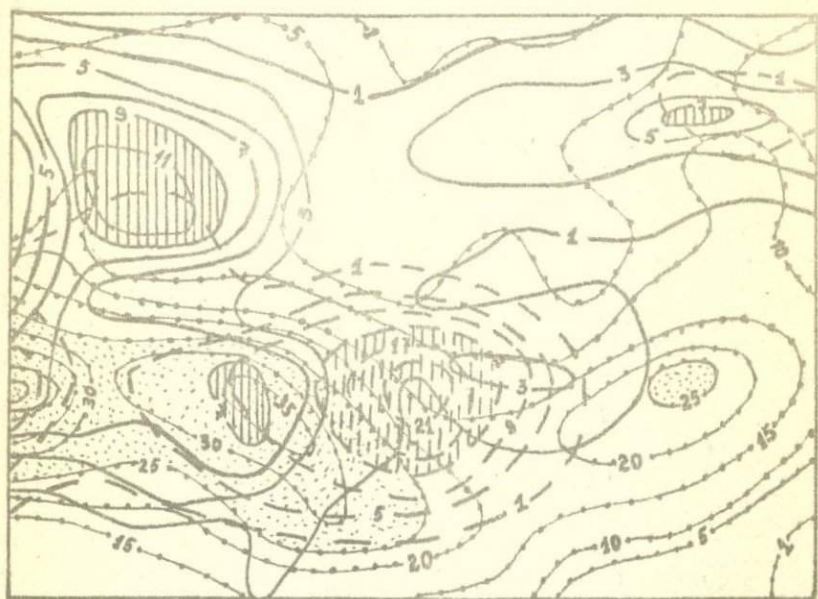


Рис. 1. Фрагмент карты распространённости рудных проявлений Южного Тянь-Шаня в изолиниях

Изолинии распространённости эндогенных проявлений:

1 - ртутных; 2 - сурьмяных; 3 - прочих. Полюса минерализации эндогенного оруденения: 4 - ртутного; 5 - сурьмяного; 6 - прочего

Очевидно, что при изображении зональности оруденения в изолиниях полуса минерализации изучаемых элементов будут пространственно разобщены и вероятность пересечения изолиний с высокими числовыми значениями будет низка, тогда как изолинии с низкими числовыми значениями могут пересекаться достаточно часто. При отсутствии зональности такая закономерность, по-видимому, не устанавливается: полуса минерализации будут перекрываться, а вероятности пересечения изолиний с низкими и высокими числовыми отметками не будут резко отличаться друг от друга.

Данные подсчета числа пересечений соответствующих изолиний показаны на рис. 2, 3 и 4: в левой части рисунков помещены корреляционные таблицы, в правой - символизированные диаграммы.

		Изолинии ртутных проявлений																	
		1	3	5	7	9	11	13	15	17	1	3	5	7	9	11	13	15	17
Изолинии прочих эндогенных проявлений	1	25	19	18	12	6	4	2	2		●	●	●	●	●	●	●	●	
	5	21	18	16	11	5	4	2	2	2	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	10	14	17	8	8	4	4	1			●	●	●	●	●	●			
	15	9	8	7	4						●	●	●	●					
	20	12	6	6	4						●	●	●	●					
	25	2	6	4	4							●	●	●					
	30	2	5	6	4							●	●	●					
	35		2	6	6								●	●					
	40				2										●				
	45					2										●			

Рис. 2. Корреляционная таблица и диаграмма распространённости ртутных и прочих эндогенных (кроме  $\text{Sb}$ ) проявлений (число пересечений изолиний)

		ИЗЛОЖЕНИЯ СУРЬМЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ																							
		1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23
ПРОЧИХ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ	1	16	2											●	•										
	5	23	11	5	6									●	●	•	•								
	10	21	12	6	4	5	2	2	2					●	●	•	•	•	•	•	•				
	15	4	7	4	5	4	4	2	2	2	2	2	1	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
	20	4	5	5	4	4	4	4	4	2	2			•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
	25	2	5	3	4	4	4	4	4	4				•	•	•	•	•	•	•	•	•			
	30		9	7	6	4	5	2	2	2	2				•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
	35			2	2	4	4	2	2	2	2					•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
	40				2	2	2	2	2								•	•	•	•	•				
	45						2	2										•	•						

Рис.3. Корреляционная таблица и диаграмма распространенности сурьмяных и прочих эндогенных (кроме Hg ) проявлений

		ИЗОЛИНИИ СУРЬМЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ																						
		1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21	23	1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21
ИЗОЛИНИИ РТУТНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ	1	24	8	6	4	2	2	2	2	2	2	2	2	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	3	19	12	8	6	6	6	4	2	2	2			●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
	5	17	10	10	6	5	4	2	2					●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
	7	12	6	6	6	7	4	4	2	2	2			●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	
	9	8	4	2		2	2	2						●	●	●		●	●	●				
	11	6	6											●	●									
	13	2	4											●	●									
	15																							
	17																							

Рис.4. Корреляционная таблица и диаграмма распространенности ртутных и сурьмяных проявлений

Как видно из рисунков, максимальные значения количества пересечений изолиний распространенности проявлений концентрируются в левом верхнем углу таблицы и диаграммы и резко выделяются на общем фоне их поля. Подобный контрастный характер строения поля таблицы и диаграммы свидетельствует о зональном размещении эндогенного оруденения Южного Тянь-Шаня, что еще раз подтверждает выводы многих исследователей, изучавших металлогению Средней Азии (1).

Зональность характерна не только для пар ртутная - эндогенная минерализация, сурьмяная - эндогенная минерализация, но и для пары ртутная - сурьмяная минерализация. Это согласуется с предположением о природе пространственного обособления сурьмяного и ртутного оруденения, обусловленного различной геохимической подвижностью сурьмы и ртути (2).

Таким образом, статистический метод упрощает и ускоряет процесс выявления зональности в размещении эндогенной минерализации. Кроме того, появляется возможность количественной характеристики указанного явления.

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. К а р п о в а Е. Д. Металлогеническое районирование Тянь-Шаня и Памира. "Сов. геол.", 1959, № 8.

2. Ф е д о р ч о у к В. П. Металлогения ртути и сурьмы Тянь-Шаня. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. IX. М., изд-во "Наука", 1970.

УДК 549:553.497.2'499(575.3)

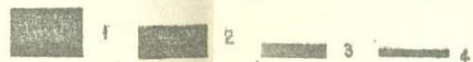
С.Я.Клемперт

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ СУРЬЯНО-РУТНЫХ  
 МЕСТОРОЖДЕНИЙ ШИНГ-МАГИАНСКОГО РАЙОНА  
 (Таджикская ССР)

Шинг-Магианский рудный район в Южно-Тяньшаньском транс-региональном поясе известен широким развитием проявлений сурьмы и ртути. Большая часть их локализуется в брекчиях на контакте доломитов и известняков ( $S_1 - D_2$ ) с кремнисто-глинистыми и кремнисто-известковыми сланцами ( $C_1 - P_{z3}$ ), контролируется системой складчатых и разрывных нарушений и принадлежит одному семейству рудных формаций (рисунок). Минеральные парагенетические ассоциации семейства отличаются по составу, масштабу развития и условиям размещения. На территории Шинг-Магианского района нами выделены восемь парагенетических минеральных ассоциаций (см. рисунок).

Кварц-карбонат-серицитовая ассоциация характерна для всего семейства. Она распространена в зонах несогласного контакта доломитизированных известняков и терригенных пород в виде джаспероидов и темноокрашенных кварцевых кварц-серицитовых метасоматитов, контролирующих размещение сурьмяно-ртутного оруденения (Мудрогина, Насыбулин, 1961). При этом площадь развития ассоциаций значительно больше площади с известной сурьмяной и ртутной минерализацией. Постоянно встречаются кварц, серицит, пирит, марказит; спорадически - кальцит и метасоматический флюорит. Количественно преобладает кварц. По терригенным породам развиты две его разновидности: роговиковый с пелитовыми частицами и более поздний - водянo-прозрачный

Семейство формаций	Формация	Степень развития парагенетической минеральной ассоциации								Продуктивная минеральная ассоциация	Примеры месторождений
		Кварц - карбонат-серпичитовая	Кварц - карбонат-гематитовая	Кварц - пирит-марказитовая	Асбестопирит-шваццитовая	Кварц - сфалерит-сульфидантимонитовая	Кварц - (диккиит-флюорит-барит-карбонат) антимонитовая	Кварц - карбонат-барит - милабарит	Резальвар - сурьмистая		
Кварц - сфалерит-антимонит-киноварное	Кварц - сфалерит-сульфидантимонитовая									Кварц - сфалерит - гетеромарфитовая	Восточный Кара-Камар
										Кварц - сфалерит - цинкитовая	Гурдара
	Кварц - антимонитовая									Кварц - антимонитовая	Иджам, Оби-Хунды, Турк-Париджа, Римако, Чаррога
										Кварц - диккиит - антимонитовая	БузиНоба, Канус
										Кварц - флюорит-антимонитовая	Западный Кара-Камар, Тауташ, Центральный Воланги-Дароз
										Кварц - карбонат - антимонитовая	Северный Воланги-Дароз
										Кварц - карбонат-киноварная в дисульфидах железа	Кавнак
Кварц - киноварная									Кварц - гематит-шваццит-киноварная	Зархан	



Формации и минеральные ассоциации месторождений Шинг-Магианского района

Степень развития парагенетических минеральных ассоциаций: 1 - очень большая; 2 - большая; 3 - средняя; 4 - малая

удлиненно-призматического габитуса. По доломитизированным известнякам наблюдается кварц изометричной и удлиненной форм с точечными включениями реликтового карбоната и пелитового материала. Окварцевание пород сопровождалось выносом кальция и отложением в терригенной толще гнезд и жил кальцита, трещины и спайность которого выполнены более поздней кварц-сфалерит-гетероморфитовой минерализацией. Серицит, марказит и пирит присутствуют в небольших количествах в виде редких включений; флюорит — только на месторождениях с продуктивной кварц-флюорит-антимонитовой ассоциацией. Здесь наблюдаются мелкие (до 0,05 мм) идиоморфные кристаллы, тесно сросшиеся с метасоматическим кварцем.

Кварц-карбонат-гематитовая ассоциация распространена на ртутном проявлении Зархон среди окварцованных сланцев и джаспероидов. Гнездовые, линзовидные и прожилковые скопления кварца, кальцита и гематита приурочены к секущим разломам широтного простирания. Соотношение кальцита, кварца и гематита — 2:1:0,5. Кальцит образует агрегаты скаленоэдрических и ромбоэдрических кристаллов размером до нескольких сантиметров желтого и розового цветов. Отдельные разности прозрачны. Цвет кальцита обусловлен переменными количествами магния, марганца (0,1-0,3%) и железа (до 0,6%). Кварц данного парагенезиса мелкокристаллический белый и дымчатый. Интерстиции его зерен выполнены пластинчатыми скоплениями гематита, нередко замещенными халькопиритом, швацитом и киноварью. В составе гематита установлены примеси молибдена, меди, никели, свинца, цинка, серебра, мышьяка, сурьмы, германия. Эти элементы-примеси отражают состав микроассоциаций поздних минералов, встреченных на прилегающей площади в значительных концентрациях.

Кварц-пирит-марказитовая ассоциация развита на проявлении ртути Кавнок в межформационной и внутриформационной (по высокоуглеродистым сланцам) брекчиевых зонах совместно с кварц-киноварной и реже реальгар-аурипигментовой минеральными ассоциациями. Ведущие минералы — карбонат, марказит и пирит. В дисульфидах железа обилие включений сфалерита, пирротина, халькопирита и блеклой руды. Карбонат принадлежит к наиболее ранним минералам. Он цементирует микрообломки окварцованных кремнисто-слоистых с высоким содержанием углерода сланцев и представлен зернистыми агрегатами и скоплениями ромбоэдрических кристаллов. Пирит и марказит образуют гнезда, прожилки, тонкую густую вкрапленность в цементе и редко в обломках брекчий. Соотношение пирит:марказит равно 1:5. В пирите в виде изоморфных примесей присутствуют мышьяк (до 0,06%), никель (0,01%), кобальт (0,001%) и селен (0,007%); в марказите — таллий (от следов до 5 г/т). Карбонат-пирит-марказитовая ассоциация в районе имеет индикаторное поисковое значение, так как пространственно постоянно сопряжена с порошковой киноварью.

Халькопирит-швацитовая ассоциация относится к продуктивной и развита на проявлении Зархок. В ее составе — халькопирит, швацит, арсенопирит и сфалерит. Швацит-халькопиритовые гнезда размером до нескольких сантиметров тяготеют к цементу кварцевых брекчий и располагаются вблизи кварц-карбонат-гематитовых и кварц-киноварных скоплений. Арсенопирит редок. Сфалерит встречается только в виде микровключений в халькопирите. Швацит подвержен разложению, в результате чего по периферии зерен и микротрещинам наблюдается киноварь. В нем присутствует селен (0,0005%) и теллур (0,001%).

Кварц - сфалерит - сульфидоантимонитовая ассоциация включает большую группу минералов. Главные рудные - сфалерит, гетероморфит или цинкениит; второстепенные примеси - пирит, марказит, бурнонит, блеклая руда, плагионит, галенит, самородная сурьма, теллуриды золота и серебра. Среди нерудных преобладает кварц. Серицит встречается в малых количествах. Ассоциация продуктивна на сурьмяных проявлениях Гурдара и Восточный Кара-Камар. Как правило, она пространственно разобщена от кварц-антимонитовой и по масштабам превышает ее. Кварц-сфалерит-гетероморфитовое (цинкениитовое) оруденение в виде пластообразных и линзообразных залежей размещается стратиграфически ниже кварц-антимонитовых тел в брекчированной зоне по джаспероидам в шарнирах антиклинальных структур, нарушенных крутопадающими разрывами диагонального направления, сопряженными с субширотным разломами. Редки случаи пересечения сфалерит-гетероморфитовых и сфалерит-цинкениитовых залежей кварц-антимонитовыми просечками. Минералы этой ассоциации осаждались из растворов, обогащенных  $Zn^{2+}$ ,  $Pb^{2+}$ ,  $S^{2-}$ ,  $(Sb_2S_4)^{2-}$ . Диполярзация катионами цинка комплексных сульфиданионов и взаимодействие с анионами серы привело к отложению сфалерита, а несколько позже, в результате взаимодействия  $Pb^{2+}$  с  $(Sb_2S_4)^{2-}$  и сложных сульфидов. Образованию последних предшествовало отложение кварца, температура основного максимума декрепитации которого  $310-320^\circ$ . Помимо ведущих компонентов, растворы содержали серебро, селен, теллур, кадмий, ртуть. Так, в главных сульфидах ассоциации содержание серебра составляет в сфалеритах 42-200, гетероморфите - 270-304, цинкениите - 1013-1060 г/т. Содержание селена в сфалерите - 10, гетероморфите - до 13, цинкениите - 20-250 г/т;

теллура в сфалерите - 10, в цинкенте - 10-15 г/т; кадмия в сфалерите - 2,9 (Восточный Кара-Камар), 14,6 кг/т (Гурдара); ртути в сфалерите - 10-30, гетероморфите - 0,7 г/т.

К в а р ц - д и к к и т - ф л ю о р и т - к а р б о н а т а н т и м о н и т о в а я ассоциация развита широко. Размещение антимонитовой минерализации контролируется межформационной зоной брекчий в шарнирах и на крыльях мелких антиклинальных и синклинальных складок. Распределение антимонита и сопровождающих его нерудных минералов крайне неравномерное и зависит от состава вмещающих пород, мощности и плотности брекчированных зон, направления и морфологии тектонических нарушений и других факторов. Для концентрации антимонита наиболее благоприятны участки пересечения крутопадающими трещинами пористых подстилающих и плотных перекрывающих пород глинистого состава, а также сопряжения крутопадающих и пологих трещин. Наиболее распространенный жильный минерал ассоциаций - кварц представлен гребенчатыми и радиально-лучистыми агрегатами изометричных и удлиненно-призматических зерен (0,1-4 мм). Структура агрегатов гранобластовая, призматически-зернистая. Отсутствие пелитового материала хорошо отличает кварц данной ассоциации от раннего метасоматического. Температура основного максимума декрепитации - 280-320°. Количественная роль диккита, флюорита и карбоната в рудах месторождения различна. Порядок кристаллизации жильных минералов: кварц → диккит → флюорит → карбонат. Отложение жильных минералов предшествовало отложению антимонита. Последний является ведущим рудным минералом. В его составе обнаружены As, Hg, Fe, Te, Tl, Ag. Содержание элементов-примесей зависит от принадлежности антимонита к той или иной формации (таблица). Золото встречается в виде следов. Платина, палладий и родий в

Содержание элементов-примесей в антимонитах проявлений  
Шинг-Магианского района

Формация	Продуктивная минеральная ассоциация	Содержание элементов, г / т																								
		Se			Te			Ag			Au			Tl			In			As			Hg			
		от	до	ср. кол-во анализов	от	до	ср. кол-во анализов	от	до	ср. кол-во анализов	от	до	ср. кол-во анализов	от	до	ср. кол-во анализов	от	до	ср. кол-во анализов	от	до	ср. кол-во анализов	от	до	ср. кол-во анализов	
Кварц-сфалерит-сульфоантимонитовая	Кварц-сфалерит-гетероморфитовая			$\frac{172}{1}$			$\frac{0,0}{1}$			$\frac{10}{1}$			$\frac{2}{1}$			$\frac{3}{1}$			$\frac{0,0}{1}$			$\frac{600}{1}$				
	Кварц-сфалерит-цинкени-товая			$\frac{80}{1}$			$\frac{20}{1}$	5	15	$\frac{10}{2}$	0,0	0,0	$\frac{0,0}{2}$			2			0,0	0,0	150	75				0,6
	Кварц-антимонитовая	15	1706	$\frac{346}{17}$	0,0	120	$\frac{16}{17}$	0,0	90	$\frac{12}{17}$	0,0	сл.	$\frac{сл.}{17}$	0,0	14	$\frac{2}{9}$	0,0	0,0	$\frac{0,0}{8}$	150	2250	$\frac{900}{15}$	0,4	20		$\frac{4}{15}$
Кварц-антимонитовая	Кварц-диккит-антимонитовая	137	950	$\frac{620}{10}$	3	200	$\frac{75}{10}$	0,0	0,0	$\frac{0,0}{6}$	0,0	0,0	$\frac{0,0}{6}$	0,0	2	$\frac{1}{3}$	0,0	0,0	$\frac{0,3}{2}$	500	1750	$\frac{1080}{3}$	1	16		$\frac{7}{4}$
	Кварц-флюорит-антимонитовая	10	765	$\frac{280}{14}$	0,0	15	$\frac{6}{14}$	0,0	74	$\frac{15}{13}$	0,0	сл.	$\frac{сл.}{13}$	0,0	13	$\frac{4}{10}$	0,0	0,0	$\frac{0,0}{9}$	100	3000	$\frac{1000}{14}$	0,3	8		$\frac{4}{12}$
	Кварц-карбонат-антимонитовая			$\frac{275}{1}$			$\frac{5}{1}$			$\frac{0,0}{1}$			$\frac{0,0}{1}$			$\frac{0,0}{1}$						$\frac{600}{1}$	10	30		$\frac{20}{2}$
Кварц-киноварная	Кварц-карбонат-киноварная (с дисульфидами железа)			$\frac{430}{1}$			$\frac{0,0}{1}$			$\frac{28}{1}$			$\frac{сл.}{1}$			$\frac{0,0}{1}$			$\frac{0,0}{1}$			$\frac{1500}{1}$				$\frac{17}{1}$

антимонитах не обнаружены.

Кварц-карбонат-барит-киноварная ассоциация в небольших масштабах развита на некоторых сурьмяных (Бузи-Нова, Центральный Волауги-Дароз) и ртутных объектах (Кавнок, Зархок). Она приурочена к полибрекчии, развитой по кремнисто-углеродисто-слюдистым сланцам, и контролируется широтными разрывными нарушениями. Данная ассоциация постоянно пространственно сопряжена с пирит-марказитовой. В составе парагенезиса, помимо киновари, незначительно развиты кварц, диккит, кальцит, анкерит, барит и марказит. Киноварь образует прожилки, вкрапленность и порошковые скопления. Наиболее распространены ксеноморфные зернистые агрегаты. Реже встречаются ромбоэдрические сдвойникованные кристаллы. Киноварь тяготеет к цементу (кварцевому, карбонатному, диккитовому) брекчий, избирательно развивается по обломкам карбонатного состава, выполняет интерстиции зерен кварца, центральную часть кальцитовых прожилков, встречаются на границах зерен кальцита, среди раздробленных минералов пирит-марказитовой ассоциации, замещая дисульфиды железа. При совместном нахождении с антимонитом замещает последний. В основном скопления киновари стратиграфически располагаются несколько ниже сурьмяных залежей. В киноварных рудах содержание селена составляет 0,0-90 г/т, среднее - 25 г/т, теллура - 0,0-15 г/т, среднее - 3 г/т (из 5 определений). Золото, платина, палладий и родий не зафиксированы.

Реальгар-аурипигментовая ассоциация незначительно развита на площади сурьмяного проявления Бузи-Нова и ртутного Кавнок. Она пространственно разобщена с антимонитовой и часто встречается совместно с киноварной минерализа-

цией. Сеть тонких прожилков и гнезд реальгара и аурипигмента тяготеет к участкам брекчированных сланцев кварц-углисто-слюдистого состава, развитых стратиграфически выше кварц-антимонитового оруденения. Реже прожилки реальгара и аурипигмента встречаются в перекристаллизованных известняках, подстилающих брекчию с антимонитом. В дробленых углисто-слюдистых сланцах минералы мышьяка тесно ассоциируют с дисульфидами железа и киноварью. Они выполняют коррозионные полости и микротрещины в пирите и марказите, замещают киноварь, пересекают ее скопления системой просечек и прожилков. Данная минеральная ассоциация в районе не продуктивна.

Таким образом, проявления сурьмы и ртути в Шинг-Магианском районе принадлежат к трем изогенетически родственными рудным формациям: кварц-сфалерит-сульфоантимонитовой, кварц-антимонитовой и кварц-киноварной. Отложение минеральных ассоциаций связано с многостадийным гидротермальным процессом, а их локализация определяется структурными и литологическими факторами.

#### ЛИТЕРАТУРА

Мудрогина Н. С., Насыбулин Н. И. К вопросу о генезисе окварцованных пород Шинг-Магианского района. Сб. ВСЕГЕИ, № 46, 1961.

УДК 550.42: [546.59+546.86]:552.4\*5(575)

О. А. Виноградов

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА И СУРЬМЫ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ КАСАНСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОЙ ЗОНЫ

Золотоносность Касанской структурно-формационной зоны изучена недостаточно, хотя многие исследователи (3, 6, 7, 8) уде-

для внимания этому вопросу.

Как известно, золото в природе механически дифференцируется и накапливается в процессе терригенной седиментации. В составе коллоидных и истинных растворов оно концентрируется в тонкотерригенных породах (сланцы, алевролиты и пр.). Еще В.И.Вернадский (2) приводил ряд примеров, подтверждающих возможность осадочного накопления золота в метаморфических толщах. Сведения о сингенезе его с осадочными породами сообщаются в работе В.Н.Чайковского (9).

Распределение золота и сурьмы в различных возрастных и литологических группах осадочно-метаморфических пород (в данном регионе) представляет определенный интерес, так как в некоторых из них размещаются проявления этих элементов.

Содержание золота в породах определялось нейтронно-активационным (п.  $10^{-8}\%$ ) и химико-спектральным (п.  $10^{-7}\%$ ), сурьма - химическим (п.  $10^{-4}\%$ ) методами. В наиболее древних (рифей?) отложениях района - мраморах терекской свиты отмечаются субкларковые содержания золота в районе устья р.Шалдырь, рек Иштамберды (правый борт) и Арчасу. Более чем на порядок ( $0,017$  г/т) увеличивается золотосодержание мраморов в районе месторождения Терек, где установлены также и наиболее высокие концентрации сурьмы ( $0,004\%$ ).

В мраморах семизсайской подсвиты, стратиграфически расположенных выше (пер. Чапчама, левый борт р.Иштамберды), содержания золота больше кларка на порядок; сурьма присутствует в количествах, близких к кларку. Полученные нами данные о концентрациях золота в мраморах значительно выше приводимых Ю.Г.Щербатовым (II) для аналогичных пород Центрального Алтая ( $0,0044$  г/т). Фоновое содержание сурьмы для описываемого района равно

$5 \cdot 10^{-4}\%$  (6), что в 2,5 раза превышает кларк для осадочных пород (1).

В мраморах терекской свиты вблизи золоторудных проявлений заключены максимальные количества золота и минимальные сурьмы. В районе проявлений последней отмечается обратная зависимость в распределении элементов. Это свидетельствует о существовании подрудных ореолов рассеяния золота и сурьмы в мраморах терекской свиты. Повышенные содержания первого в мраморах семизсайской подсвиты указывают на существование и надрудных ореолов рассеяния элемента.

Золото-сурьмяное оруденение приурочено к контактам мраморов с кристаллическими сланцами. Следовательно, концентрации элементов, значительно превышающие кларки, характерные для мраморов, сформировались за счет ореолов рассеяния.

В сланцах семизсайской подсвиты А (за исключением расположенных в устье Андагулсая), непосредственно залегающих на мраморах, содержания золота 0,003 г/т (таблица).

Элементы халькофильной группы (Cu, Zn, Ga, As, Hg и Pb) встречаются в этих породах в повышенных концентрациях. Значения, превышающие кларковые, характерны также для Co и Ni - из группы сидерофильных и для Sc, Ti, V, Cr - из группы литофильных элементов. В кристаллических сланцах семизсайской подсвиты А содержание золота уменьшается почти на порядок.

В сланцах семизсайской подсвиты Б по сравнению с подстилающими кристаллическими (в ? ам А) золота и сурьмы содержится на порядок больше. Кристаллические сланцы и гнейсы этой же подсвиты слабо золотоносны, за исключением района месторождения Терек, где содержания золота равны 0,02 и 0,012 г/т соответственно. В аналогичных породах Центрального Алтая концентрации

этого элемента составляют 0,01 и 0,0035 г/т (II).

Для установления наличия корреляционной связи между Au и Sb в рудовмещающих (R ? вт А) и перекрывающих (R ? вт Б) сланцах были сделаны выборки в количестве 42 и 15 проб по сходству петрографического состава. Вычислены средние содержания Au и Sb ( $\bar{x}=0,012$ ;  $\bar{y}=35$ ); сумма содержаний ( $\sum_{i=1}^{n-15} = 0,1807$ ;  $\sum_{j=1}^{n-15} = 525$ ).

Величина дисперсии, полученная по формуле И.П.Шарапова (10),

$$\text{для золота } \sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n-15} (x_i - \bar{x})^2};$$

$$\text{для сурьмы } \sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \cdot \sum_{j=1}^{n-15} (y_j - \bar{y})^2};$$

$$\text{составила } \sigma_{Au} = 0,04; \sigma_{Sb} = 112.$$

Подставив эти величины в формулу расчета коэффициента парной корреляции 
$$r = \frac{1}{n} \cdot \frac{\sum_{i=1}^{n-15} (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \cdot \sigma_y}$$

$$\text{получим: } r_{Au/Sb} = -0,528.$$

Этот результат при 5%-ном уровне значимости, по данным таблиц Пирсона (12), меньше величины 0,482, что свидетельствует о наличии обратной корреляционной связи между золотом и сурьмой в сланцах семизсайской подсветы Б.

Аналогичные расчеты были произведены по выборке из 42 проб для рудовмещающей сланцевой толщи семизсайской подсветы А.

Коэффициенты парной корреляции равны:

$$r_{Au/Sb} = 0,24; \quad r_{Au/Hg} = 0,095; \quad r_{Hg/Sb} = 0,064.$$

Таким образом, и в данном случае наблюдается обратная корреляция между золотом и сурьмой, золотом и ртутью, ртутью и сурь-

мой. Содержание Au и Sb в актинолитовых сланцах кембро-среднеордовикского возраста равно кларковым значениям (см. таблицу). Для глинистых сланцев нижнего силура характерны повышенные концентрации (0,022 г/т) золота, а сурьма находится в пределах кларка. В кембро-силурийских отложениях с каледонским металлогеническим этапом связана сингенетичная минерализация (Cu - Pb, Au-Ag), не имеющая промышленного значения (4).

В карбонатных породах среднего девона содержание золота ниже кларка, а в филлитовидных сланцах того же возраста оно равно 0,0062 г/т. Сурьма отсутствует в известняках, в сланцах ее концентрации достигают 0,00056%. Очевидно, силикатные породы с более высоким содержанием глины в исходном материале характеризуются соответственно повышенными содержаниями золота и сурьмы по сравнению с карбонатными породами.

В нижнекарбонатовых известняках концентрации золота высокие (0,013 г/т), а в кварц-слюдистых сланцах (С<sub>1</sub>) - в 4 раза ниже. Сурьма в этих разновидностях пород находится примерно в равных количествах (0,004 и 0,005%), но по отношению к кларковому значению отмечается обогащением их этим элементом.

Почти во всех осадочно-метаморфических образованиях золото присутствует в несколько повышенных концентрациях. В двух случаях отмечаются максимальные его содержания: в мраморах семизсайской подсвиты А в районе Иштамберды (зап. борт) 0,048 г/т, в сланцах подсвиты Б в районе пос. Шалдырь 0,031 г/т. Данный комплекс пород отличается сложным характером распределения сурьмы: в сланцах подсвит А (район пос. Тереккан) и Б (пер. Чапчама) ее концентрации составляют 0,01 и 0,048% соответственно. Отсутствует сурьма в мраморах терекской свиты (Иштамберды Восточное) и семизсайской подсвиты А.

(Иштамберды, зап. борт), а также в сланцах семизсайской подсвиты Б (пос. Тереккая) и известняках среднего девона. Во всех остальных случаях содержание сурьмы превышает кларковые значения (I).

Геохимический фон концентраций золота и сурьмы ослабевает от древних осадочных формаций к более молодым, периодически возрастая лишь в особенно благоприятных фациальных условиях осадочнонакопления. Следовательно, осадочно-метаморфические породы с повышенным геохимическим фоном потенциально рудоносны.

Установление подрудных средлов рассеяния золота и сурьмы в мраморах терекской свиты и надрудных в мраморах семизсайской подсвиты А представляет определенный практический интерес.

Распределение аксессуарных золота и сурьмы в осадочно-метаморфических породах Касанской зоны

Породы	Возраст	Содержание золота, г/т	Содержание сурьмы, %	Место отбора проб
Мраморы	R? ts	0,007-0,036	0,002-0,007	р. Терек
		0,017 (3)	0,004 (3)	
Тот же		0,001-0,029	0,0005-0,008	Устье р. Шаддырь Вост. борт. р. Иштамберды
		0,008 (12)	0,0019 (8)	
		0,003 (1)	-	
"	"	0,001-0,003	0,005 (2)	Ручей Арчасу
		0,002 (2)		
R? Sma		0,001-0,035	0,0002-0,0005	Пер. Чапчана
		0,014 (4)	0,0003 (4)	
Тот же		0,048 (2)	-	Зап. борт р. Иштамберды
		0,001 (1)	* 0,0005 (1)	

Породы	Возраст	Содержание золота, г/т	Содержание сурьмы, %	Место отбора проб
Сланцы	R? см А	<u>0,001-0,07</u>	<u>0,0005-0,05</u>	Р. Терек
		0,019 (18)	0,008 (15)	
	Тот же	<u>0,001-0,065</u>	<u>0,0005-0,0375</u>	Р. Тереккан
		0,028 (32)	0,01 (31)	
	"	0,015 (1)	0,0007 (1)	Ручей Арчасу
	"	0,009 (2)	0,0013 (1)	Р. Тильябер- днсай
	"	<u>0,002-0,018</u>	<u>0,0005-0,056</u>	Среднее тече- ние р. Шалдырь
		0,014 (20)	0,008 (19)	
	"	<u>0,005-0,039</u>	<u>0,0007-0,011</u>	Пер. Чапчама
		0,02 (6)	0,006 (6)	
"	<u>0,001-0,006</u>	<u>0,002</u>	Р. Андагул	
	0,003 (8)	0,002 (2)		
"	0,012 (1)	0,0005 (1)	Р. Казанбулак	
Кристал- лические сланцы	R? см А	<u>0,001-0,027</u>	<u>0,0005-0,003</u>	Р. Терек
		0,009 (3)	0,001 (3)	
	Тот же	<u>0,005 (1)</u>	<u>0,0005 (1)</u>	Низовья р. Терек
		0,007 (1)	0,0005 (1)	
	"	<u>0,002-0,005</u>	<u>0,0005</u>	Среднее тече р. Шалдырь
		0,003 (2)	0,0005 (2)	
	"	<u>0,001-0,039</u>	<u>0,0005-0,0045</u>	Р. Казанбулак
		0,002 (3)	0,0018 (3)	
Сланцы	R? см Б	<u>0,001-0,02</u>	<u>0,0005-0,01</u>	Р. Терек
		0,0091 (9)	0,0039 (8)	

Порода	Возраст	Содержание зо- лота, г/т	Содержание сурьмы, %	Место отбора проб
Сланцы	R? см Б	0,005-0,048	-	Средн. течение р. Терек
		0,019 (6)		
	Тот же	0,005-0,048	0,021 (2)	Левый борт р. Шалдырь
		0,031 (2)		
"		0,0001-0,028	0,0012-0,012	Пер. Чапчама
		0,0098 (6)	0,048 (3)	
"		0,0001-0,065	0,0021 (1)	Р. Зексай
		0,022 (3)		
кристал- лические сланцы	R? см Б	0,02 (2)	0,0005 (2)	Левый борт р. Терек
		Тот же	0,001 (2)	
	"	0,002 (3)	0,0005 (1)	Р. Тилляберди- сай
Инейсы	R? см Б	0,0001-0,025	0,018-0,02	Р. Терек
		0,012 (8)	0,0053 (8)	
	Тот же	0,004 (4)	0,0005 (4)	Р. Тилляберди- сай
		"	0,003 (3)	
Сланцы	C <sub>m</sub> -O <sub>2</sub>	0,0014-0,01	0,0002 (2)	Верховья р. Тилляберди
		0,0057 (2)		
		0,008-0,10	0,0002-0,0005	Р. Иштамберди- сай
		0,022 (6)	0,0003 (6)	
Извест- няки	D <sub>2</sub> BY	0,001-0,01	-	Р. Сарыункур
		0,0028 (4)		
Сланцы	D <sub>2</sub> BY	0,0001-0,026	0,0002-0,0015	Средн. течение р. Сарыункур
		0,0062 (4)	0,00056 (4)	

Породы	Возраст	Содержание золота, г/т	Содержание сурьмы, %	Место отбора проб
Известняки	C <sub>I</sub>	0,013 (3)	0,004(3)	Средн. течение р. Терс
Сланцы	C <sub>I</sub>	0,0028 (2)	0,005 (2)	Средн. течение р. Терек

Примечание. Числитель дроби - предел содержаний; знаменатель - среднее содержание; в скобках - количество проб.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах горных пород земной коры. "Геохимия", 1962, № 7.

2. Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I. Избр. соч. М., Изд-во АН СССР, 1959.

3. Давлетов И. К., Джашибаев Ш. А., Соловьева В. В. К металлогенической специализации интрузивных горных пород Чаткальского рудного района на золото. В сб. "Металлогения Тянь-Шаня", Фрунзе, изд-во "Илим", 1968.

4. Мустафин К. Т., Команов Б. О. Особенности геологического строения и металлогении Киргизской Северной Ферганы. В сб. "Металлогения и магматизм Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "Илим", 1967.

5. Сургай В. Т. Геохимические исследования в Киргизии. Вестн. АН СССР, вып. I, 1963.

6. Сургай В. Т. Особенности региональной металлогении и геохимии Тянь-Шаня. Фрунзе, изд-во "Илим", 1968.

7. Сургай В. Т. Регионально-геохимические особеннос-

ти локализации ртути и сурьмы в Тянь-Шане. В кн. "Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня". Фрунзе, изд-во "Илим", 1971.

8. С у р г а й В. Т. Регионально-геохимические условия золотоносности Тянь-Шаня. Фрунзе, изд-во "Илим", 1973.

9. Ч а й к о в с к и й В. К. Золото в осадочно-метаморфических породах и проблемы его изучения. В кн. "Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований". М., Изд-во АН СССР, 1963.

10. Ш а р а п о в И. П. Применение математической статистики в геологии. М., изд-во "Недра", 1971.

11. Щ е р б а к о в Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., изд-во "Наука", 1968.

12. Р е а г о н E.S. *Bionetrica, Tables for Statisticians*, v.1, Cambridge Univ. Press. 1954.

УДК 550.42:546.49:550.84.192:553.634.12\*689.2(575)

Л. П. Быковская, Д. С. Мукимова

**ХАРАКТЕР РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РТУТИ В ГЕОХИМИЧЕСКИХ  
ОРЕОЛАХ РАССЕЙНИЯ НЕКОТОРЫХ ФЛЮОРИТ-БАРИТОВЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

Установлено, что ртуть образуется при различных термодинамических условиях, а формы ее проявлений довольно многообразны (1, 3, 4, 5, 6).

При изучении ореолов рассеяния флюоритовых и флюорит-баритовых месторождений нами получены некоторые данные о характере распределения ртути в рудах, вмещающих породах и водопроявлениях.

Геохимические исследования проводились на сульфидно-оритовых и флюорит-баритовых месторождениях Средней Азии (Кан-

дара, Бегар, Могов). Рудные тела представлены сложноветвящимися жилами в гранитоидах и кислых туфах одинакового минерального состава (кварц, флюорит, кальцит, барит и сульфиды).

На указанных месторождениях установлены относительно небольшие (от первых десятков до первых сотен метров) ореолы рассеяния широкого комплекса элементов (2). Внешние зоны ореолов рассеяния (сотни метров) представлены фтором, ртутью, барием, мышьяком, а во внутренних (десятки метров), кроме того, фиксируются висмут, свинец, медь и серебро.

Ртуть определялась<sup>\*</sup> по специальной методике уточненного спектрального анализа (8). Наибольшие содержания отмечаются в галените ( $3 \cdot 10^{-4}\%$ ), халькопирите ( $7 \cdot 10^{-5}\%$ ), розовом флюорите и барите ( $3-4 \cdot 10^{-5}\%$ ). Вероятно, ртуть принимала участие в рудообразующем процессе и откладывалась в максимальных количествах, главным образом, в сульфидную стадию минералообразования. Содержание ее в околорудных гранитоидах  $n \cdot 10^{-4}\%$ , в кислых туфах — до  $n \cdot 10^{-3}\%$ , что в сотни и тысячи раз превышает кларковые (7) и может рассматриваться как аномальное.

В таблице отражены данные об изменении средних содержаний ртути в пробах, отобранных в подземных выработках (штольни, буровые скважины). Колебания средних значений ртути во вмещающих породах изучаемых объектов незначительны. Лишь кислые туфы участка Наугискенсай отличаются высоким средним содержанием ( $2,3 \cdot 10^{-4}\%$ ), превышающим другие значения на целый порядок. Это объясняется, вероятно, тем, что опробование пород на этом участке проводилось, главным образом, висячем по отноше-

<sup>\*</sup> Лаборатория САИГИМСа, аналитики З.И. Складорова, Э.Г. Пинкус

Ртутные ореолы рассеяния во вмещающих породах некоторых  
флюорит-баритовых месторождений

Месторож- дение	Структурно- литологи- ческая по- зиция ору- денения	Элементы ореслов рассея- ния	Ореолы рассеяния ртути								
			первичные			вторичные			гидрохимические		
			кол- во проб	средние содер- жания ртути $1 \cdot 10^{-5}\%$	частота встре- чаемос- ти, %	кол- во проб	средние содер- жания ртути $1 \cdot 10^{-5}\%$	частота встре- чаемос- ти, %	кол- во проб	средние содер- жания ртути (г/л)	частота встре- чаемос- ти, %
Кандара	Секущие суль- фидно-флюори- товые жилы в	F, Pb, Cu	63	6	70	-	-	-	2	$2 \cdot 10^{-6}$	50
Бегар	гранитоидах	Hg	48	3	66	-	-	-	1	-	-
Могов	Секущие флюо- рит-баритовые жилы в грани- тоидах	F, Ba, Hg, Bi, Ag	70	5	67	291	2,3	32	12	$2 \cdot 10^{-6}$	90
Агата- Чибарга- та	Секущие флюо- ритовые и ба- ритовые жилы	F, Pb, Hg, Ba, As	61	5	91	46	2,5	4	6	$1 \cdot 10^{-6}$	16
уч. Вос- точный уч. Нау- гискенсай	в кислых ту- фолавах		62	23	61	14	6	21	5	$1 \cdot 10^{-7}$	40

нию к руде блоке, который подвергался интенсивной трещиноватости.

Кроме того, достаточно убедительным показателем наличия ртути в породах является частота встречаемости, определяемая отношением количества значащих проб к общему количеству, выраженному в процентах. По этому показателю в результате анализа частоты встречаемости установлено, что ртуть является одним из главных элементов, входящих в состав первичных ореолов рассеяния флюорит-баритовых месторождений (см. таблицу).

В пробах, отобранных по поверхности на месторождениях Могов и Агата-Чибагата, отмечается резкое снижение частоты встречаемости и среднего содержания ртути (см. таблицу).

В природных водах флюорит-баритовых месторождений ртуть фиксируется почти повсеместно в следующих концентрациях: в поверхностных водотоках - I, I-1,5; в родниках и рудничных водах - I-2; в зонах максимального дробления и наибольшей минерализации - 4-5,5 мкг/л. Средние содержания и встречаемость ртути в природных водах месторождений Бегар и Могов выше, чем в аналогичном месторождении Агата-Чибагата (участки Восточный и Наугискенсай).

Таким образом, на флюорит-баритовых месторождениях ртуть является элементом-индикатором и образует относительно контрастные ореолы рассеяния первичные (во вмещающих породах) и вторичные (в природных водах).

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

И. Б а д а л о в С. Т. Минералогия и геохимия алмалыкского рудного района. Ташкент, изд-во "Наука", 1965.

2. Б и к о в с к а я Л. П., М у к и м о в а Д. С. Геохимические ореолы рассеяния некоторых флюорит-баритовых месторождений Средней Азии. "Узб. геол. ж.", 1974, № 5.

3. К и т а е в Н. А., Н а р ы ш е в А. М., П о л и к а р -  
п о ч к и н В. В. Первичные ореолы рассеяния ртути в Балейском золоторудном поле. В кн. "Вопросы металлогении ртути", М., изд-во "Наука", 1968.

4. К о р о л е в а Н. Н. Теллуридо-пирито-золоторудная формация (Бургундское рудное поле). В кн. "Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана". Ташкент, изд-во "Фан" УзССР, 1969.

5. К у р б а н о в М. С., Г у с м а н о в Г. А., И с ь -  
к и н Б. М. Зональность первичных ореолов элементов - спутников золоторудных месторождений Северного Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1968, № 2.

6. П е т р о в с к а я С. Г., Г о л ь д а п е л ь С. Я. Некоторые особенности распределения ртути в Шахтаминской зоне глубинного заложения (Восточное Забайкалье). "Геохимия", 1970, № 8.

7. С а ф р о н о в Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений (методическое пособие). Л., ВИТР, 1962.

8. С е р г е е в В. А. Методика ртутOMETрических исследований. В кн. "Геохимические поиски рудных месторождений". М., Госгеолтехиздат, 1957.

## СОДЕРЖАНИЕ

## I. МЕСТОРОЖДЕНИЯ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

К о р о л е в а Н. Н., Р о м а н е н к о Д. И. Типо- морфные особенности шеелитсодержащих минеральных ассоциаций ведущих вольфрамовых месторождений Средней Азии.....	5
О т р о щ е н к о В. Д. Геохимия вольфрама в ультраос- новных и основных породах Тянь-Шаня.....	14
С у щ и н с к и й Л. С. Геолого-минералогические осо- бенности скарнового поля Сазаган (Каратюбинский район).....	23
К р и к у н о в а Л. М. Вольфрам в скарнах Тепакуля (Каратюбинский район).....	31
К а ю м о в А. Геолого-петрографическая и минерало- го-геохимическая характеристика гранитных и щелочных пород центральной части гор Кульджуктау.....	34
Р а х м а н о в А. М., Э р г е ш о в А. М., Х а л м у р з а - е в И. К распределению редкощелочных элементов (Li, Rb, Cs) в редкометальных пегматитах Кульджуктауских гор (Центральные Кызылкумы).....	43

## II. МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

Х о р в а т В. А. Особенности околорудных метасоматитов некоторых жильных месторождений золота Нуратинских гор.....	50
Н а з а р о в а Н. И., Т у р к и н а И. С. Минералого- петрографические и петрохимические особенности метасоматитов Мурунтауского рудного района.....	57
П р о ц е н к о В. Ф. Диафориты Мурунтау и их рудонос- ность.....	69
Х о л о п о в Н. П., А в е р и н Ю. А., Т у н г у ш е в А.	

- Возрастная последовательность метасоматитов и их соотношение с золотым оруденением в Чадакском рудном поле..... 76
- Айзенштат И. А., Геррман Ю. Л., Ува-  
дье в М. Д. Зонально-концентрическое размещение фаций ме-  
тасоматитов и оруденения в вулcano-купольной структуре Алма-  
лыкского района..... 86
- Исаев А. П., Кузнецов Ж. Н., Швецов А. Д.  
Об особенностях структурного контроля золоторудной минерализа-  
ции в Центральном тектоническом блоке (Алмалыкский рудный рай-  
он УзССР)..... 95
- Абдукаюмов А. А. Петрологические и минералого-  
геохимические особенности рудовмещающих скарнов золото-медно-  
го месторождения Акташ..... 101
- Зверева Л. А., Семенова Т. В. К минералого-  
геохимической характеристике одного из месторождений Западного  
Узбекистана..... III
- Галахов И. Н. О геохимической типизации золотых  
руд (на примере Западного Узбекистана)..... II6
- Беррман Э. Б. Особенности зонального строения  
рудных тел месторождения Сармич (Западный Узбекистан)..... 132
- Чекунов В. С. Ауминза-Тасказганская вулканогенно-  
осадочная формация докембрия (Западный Узбекистан)..... 139
- III. МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУРЬМЫ И РТУТИ
- Исанов Р. Р. О зональности ртутно-сурьмяной мине-  
рализации Южного Тянь-Шаня..... 146
- Клепперт С. Я. Минеральные ассоциации сурьмяно-  
ртутных месторождений Шинг-Магианского района (Таджикская ССР)  
..... 152

В и н о г р а д о в О. А. Распределение золота и сурьмы в осадочно-метаморфических комплексах Касанской структурно-формационной зоны..... 158

Б ы к о в с к а я Л. П., М у к и м о в а Д. С.  
Характер распределения ртути в геохимических ореолах рассеяния некоторых флюорит-баритовых месторождений Средней Азии..... 167

КОЛЛЕКТИВ

МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ОКОЛОРУДНЫЕ  
МЕТАСОМАТИТЫ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ, ЗОЛОТО-  
РУДНЫХ И СУРЬМЯНО-РТУТНЫХ МЕСТОРОЖ-  
ДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редактор М.А. Танхельсон

Р 05872 Подписано к печати 26/Х-1975 г. Заказ № Ц -1217  
Формат 60x84/16 Уч. изд. л. II п. л. Тираж 299 экз.  
Цена 70 коп.

Цена 70 коп.

1832