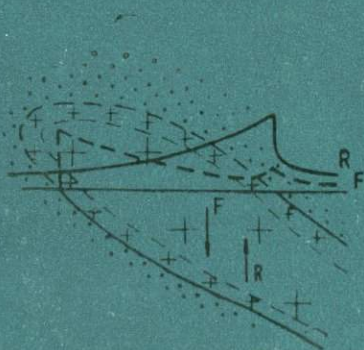
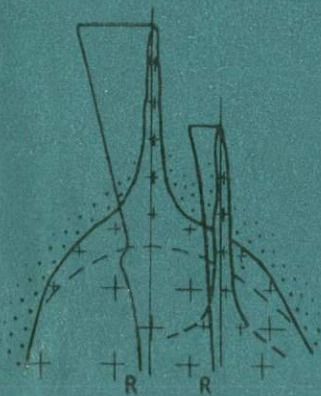
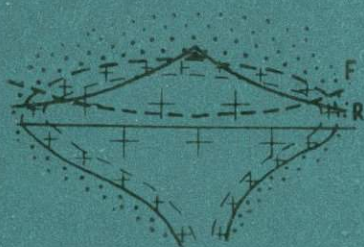
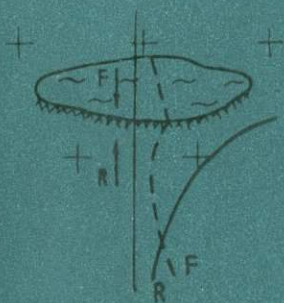


# МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

в процессах  
петро-  
и рудогенеза



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

# МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

в процессах  
петро-  
и рудогенеза

Ответственные редакторы

д-р геол.-мин. наук Н.Н. Амшинский,  
канд. геол.-мин. наук А.А. Долгушина



НОВОСИБИРСК  
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1985



4333

Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогене-  
за. - Новосибирск: Наука, 1985.

В сборнике рассмотрены примеры геологических процессов, приводящих как к первичному распределению химических элементов в объеме тел магматических пород и руд, так и к перераспределению их при наложении на них более молодых процессов. Показано, что в конечном итоге возникает зональность, обусловленная встречной миграцией химических элементов в градиентных полях.

Для специалистов, занимающихся изучением магматических пород и эндогенных полезных ископаемых.

Рецензенты В.И. Будников, В.В. Велинский

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: д-р геол.-мин. наук Н.А. Росляков (зам. гл. ред.), канд. геол.-мин. наук А.В. Ван, канд. геол.-мин. наук В.С. Вартанова, д-р геол.-мин. наук Ю.А. Долгов, д-р геол.-мин. наук Ю.П. Казанский, канд. геол.-мин. наук В.Г. Корель, канд. геол.-мин. наук И.В. Мариич, канд. геол.-мин. наук С.А. Ростовцев, д-р геол.-мин. наук Ю.Г. Щербатов, канд. геол.-мин. наук Н.В. Перфильева (отв. секретарь).

Н.Н. Амшинский

## МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРОЦЕССАХ ПОРОДО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Вопросы динамики химических явлений, процессы миграции, перемещения, рассеяния и концентрации являются основными в современной геологии...

А.Е. Ферсман.  
Геохимия. Т. III, с. 387

### 1. Исходные концепции

Основоположники геохимии В.И. Вернадский и А.Е. Ферсман уделяли исключительно большое внимание вопросам миграции химических элементов в земной коре, в Земле в целом и в космосе. Еще в 1923 г. В.И. Вернадский подчеркивал, что "изучая законы и правильности истории элементов нашей планеты, изучая строение земных атомов, мы изучаем тем самым законности мельчайших пространств и мельчайших мгновений, неразрывно связанных с великим целым космоса" /Избранные труды, т. 1, с. 14/. Хотелось бы особо отметить глубокую по своему философскому смыслу там же высказанную мысль, что "одни и те же законы господствуют как в великих небесных светилах и в планетных системах, так и в мельчайших молекулах, быть может даже в еще более ограниченном пространстве отдельных атомов".

Свидетельством единства законов, управляющих материей и ее движением, вне которого она немыслима, является зональность строения, равно свойственная как атому, так и космосу. И поскольку движение, лежащее в основе существования и развития материи, понимается как единство противоположных сил, постольку наиболее характерное ее вещественное состояние – зональность – следует считать структурным отражением закона единства и борьбы противоположностей.

Рассеяние и концентрация, сжатие и расширение, очевидно, являются материальными выразителями этих единокординированных сил как в космосе, так и в атоме. Естественно, что эти же компоненты движения свойственны нашей планете, а реальный итог их деятельности выражается в ее пульсации. Вещественные следы предшествующих пульсаций на прогрессивной – звездной стадии эволюции уничтожаются последующими, и потому о них не остается материальных свидетельств. На регрессивной стадии, когда появляется земная кора, каждый последующий пароксизм сжатия или рас-

ширения накладывается на предыдущий, но не уничтожает его следов в виде излившихся лав, осадочных компонентов или интрузивов. Именно на этой стадии эволюции планеты появляются реальные свидетельства ее жизнедеятельности, документальная запись истории. Ее страницы, сначала представленные в виде немых толщ, затем оживают, начинают говорить языком органических остатков, раскрывая вторую удивительную особенность нашей планеты – появление и эволюцию живой природы. С этой каменной летописи, вероятно, где-то около 2,5 млрд. лет назад начинается и геологическая история планеты, являющаяся предметом геологической науки.

Поскольку накопление пластов и их разрушение свидетельствуют о перемене знака движения данного участка земной коры в радиальном направлении, постольку изучение стратифицированных толщ в конечном итоге приводит к фиксации колебательных движений литосферы: опусканий и накопления толщ, поднятий и их размыва. Изучая реальные стратифицированные толщи и магматические тела, геология познает внутреннюю жизнь планеты, ее движение.

Отсюда кажется возможным понимание геологической формы движения материи как пульсации Земли на регрессивной стадии ее эволюции, вещественно закрепляющейся в каменной летописи планеты. Пульсация свойственна не только Земле, но и другим космическим телам, в частности Солнцу, и поэтому геологическую форму движения материи следует рассматривать и как планетную /Г.Л. Поспелов, 1960/, а эту последнюю – как частный случай космической формы движения материи. Очевидно, что пульсацию Земли, проявляющуюся в фазах орогенеза, причинно нельзя отрывать от движения солнечной системы. В интересных работах Л.И. Пайкуля /1968, 1976, 1981/ приводятся достаточно убедительные данные, позволяющие ему сделать вывод, что "изменения характера галактического движения солнечной системы определяют динамику земной коры и верхней мантии. Эти процессы, в свою очередь, должны быть синхронны с периодами фазовых превращений вещества в подкоровой зоне". Мало того, рассматривая орогенетические циклы, он утверждает, что "рубежи между циклами различного порядка определяются галактическим движением Солнца и теми импульсами, которые связаны с резким усилением его активности в момент прохождения определенных участков своей орбиты и зоны галактической плоскости" /Пайкуль, 1968, с. 101–103/. Известно, что мысль о взаимосвязи геологических циклов с космическими высказывали и другие исследователи, в частности Д.С. Штейнберг /1978/.

Пульсация проявляется как систематическая повторяемость расширения и сжатия планеты, что предполагает в первом случае разуплотнение ее верхних слоев, во втором – гравитационное сжатие.

Более широкое рассмотрение философской стороны пульсации как геологической формы движения материи не входит в задачи этой статьи. Здесь мы хотели бы обратить внимание лишь на то, что пульсацию, ее периодизацию, интенсивность, направленность и обусловленность общим ходом эволюции солнечной системы и ее движения в галактике невозможно объяснить ни одним из трех извест-

тных видов движения: механическим, физическим, химическим. Единственно правильным и "прогрессивным оказывается признание качественного своеобразия и специфики геологического движения по сравнению с механическим, физическим и химическим движениями..." /Кедров, 1962, с. 382/. Носитель этого движения — планета, а правомерность его существования подтверждается наукой геологией на основе каменной летописи регрессивной стадии эволюции Земли.

Общеизвестным вещественным выражением разуплотнения земной коры и верхней мантии является гранитизация первой и базальтизация второй. Формирование гранитно-метаморфического слоя подавляющее большинство исследователей связывает с выносом из глубин мантии Земли гранитизирующих флюидов. Главные компоненты последних — кремний, калий, летучие и легкоподвижные соединения. Вполне понятно, что преобразование океанической коры — базальтической в континентальную — гранитно-метаморфическую предполагает массовый и, очевидно, неоднократный привнос этих элементов и их соединений. Напомним, что под термином "миграция" А.Е. Ферсман подразумевает "комплекс процессов, ведущих к пространственному перемещению химического элемента с изменением его концентрации в данном участке с накоплением или рассеянием в других". Далее А.Е. Ферсман поясняет, что "в схеме мы должны соответственный кларк геосферы считать как бы нормой распределения отдельных элементов в данной геосфере, а всякое отклонение от этой средней нормы в ту или иную сторону совершается путем миграции" /Ферсман, 1955, т. 3, с. 391/.

Совершенно очевидно, что миграция любого элемента, ее интенсивность, длительность, форма подвижного химического соединения и выпадающего из миграции зависит от многих внутренних и внешних факторов. К внутренним, естественно, относятся свойства самого атома, зависящие как от внешних его оболочек, так и от ядра /Ферсман, 1955, т. 3/. Внешними оболочками атомов объясняются способности их к сочетаниям с атомами других элементов, а это последнее обуславливает появление новых свойств самих соединений, непосредственно влияющих на миграцию.

Внешние факторы также влияют на миграцию элементов. Так, проницаемость, пористость, трещиноватость, мощные разломы являются определяющими в формировании потока флюидов, его интенсивности, мощности и объемности. Химический состав пород, в которых осуществляется продвижение этого потока, тоже влияет на миграцию, определяет как ход возможных реакций, создающих новые подвижные соединения, так и минеральные формы элементов, выпадающие из миграции. Столь же влияет на миграцию концентрация вещества во флюидах, давление и его перепады, температура среды и т.п.

Изучение всех сторон проблемы миграции, несомненно, — дело исключительно важное и, как мы полагаем, оно должно быть предметом пристального внимания геохимиков на ближайшие годы.

Нам хотелось бы привести примеры миграции химических элементов в связи со становлением разноглубинных гранитоидов на ос-

новые изучения самих тел, их экзоконтактных зон и пород, измененных в контакте с рудными телами. Представляется, что на этой основе можно было бы наметить некоторые пути к изучению ряда вопросов геохимической миграции. Предметом наших исследований являются гранитные массивы хорошо обнаженных районов Горного Алтая.

## 2. Распределение химических элементов в процессе формирования гранитоидных тел

В Горном Алтае давно известны и широко распространены позднегерцинские рудоносные гранитоиды калбинского комплекса, определяющие металлогеническое лицо региона как провинцию редко-металльно-молибден-вольфрамовых месторождений /Нехорошев, 1958; Амшинский, 1956, 1964, 1973; Сотников, Никитина, 1971; Ю. Кузнецов, 1960; В. Кузнецов, 1963; Леонтьев, 1969/.

Среди массивов этого комплекса выделяются тела разной фации глубинности, распределяющиеся закономерно в складчато-глыбовых структурах региона. Чем более древние и, следовательно, более глубокие стратиграфические уровни выходят на дневную поверхность, тем более глубокая фация гранитоидов в них обнаруживается. При этом наблюдается несомненная пространственная связь размещения гранитоидных тел с разломами при локализации их в одних случаях в примыкающих антиклиналях, в других - непосредственно в разрывных структурах. Этот структурный фактор определяет место локализации оруденения и проявления геохимической специализации гранитоидов. При залегании в антиклиналях гранитоидные тела вмещают оруденение и в них проявляется металлогеническая специализация. В телах, залегающих в разломах или зонах смятия, металлогенической специализации не наблюдается, а оруденение отрывается от них и уходит в их экзоконтакт. Первый случай отвечает разветвленной системе с относительной замкнутостью (закрытостью), второй - относительно открытой. Мы рассмотрим здесь лишь первый случай.

Ранее при изучении гранитоидных тел нами была установлена вертикальная петрогеохимическая зональность, прослеживаемая как в пределах отдельно взятых тел, так и в ряду фаций глубинности, а также как в единой структурной зоне, так и в разных структурах.

Направленность изменения петрогенного и акцессорного состава элементов в разноглубинных телах является очевидным свидетельством миграции химических элементов в радиальном направлении. В качестве иллюстрации этой направленности, составляющей существо петрогеохимической зональности, приведем результаты, полученные по абиссальным гранитогнейсам, залегающим в одной неравномерно эродированной Курайско-Телецкой горст-антиклинальной зоне (табл. 1).

Из табл. 1 видно, что в северной, глубже эродированной части структуры значительно понизилось содержание кремния (на 4%) и окиси

калия (на 0,76%), но существенно возросло содержание окисного железа (на 0,8%), суммарного железа (на 3,40%), окиси магния и кальция. При этом для большинства окислов дисперсии их содержаний увеличились в северной части зоны.

Такие же результаты получены при сопоставлении статистических параметров мезоабиссальных батолитовых гранитов центральной части Горного Алтая (табл. 2).

По большинству окислов наблюдается значимое изменение содержаний и дисперсий при углублении эрозионного среза. При этом особенно существенно уменьшается содержание окиси калия и увеличивается содержание окиси и закиси железа.

Посмотрим, как изменяются содержания петрогенных окислов и аксессуарных элементов в разнофациальных массивах рудоносного гранитоидного комплекса (табл. 3). На достаточно большом фактическом материале, обеспечивающем 5%-ный уровень значимости, видно, что среди петрогенных кремнезем и окись калия, а в группе аксессуарных элементов ниобий, лантан, иттрий, бериллий, рубидий, торий и уран отчетливо накапливаются при переходе от глубинной фации к фации гипабиссальных гранитов. Противоположно ведут себя все остальные петрогенные окислы, а также стронций, кобальт, ванадий, скандий. Более полные данные, иллюстрирующие вертикальную петрогеохимическую зональность, приводились нами в монографии 1973 г. Здесь мы хотели напомнить о наблюдающейся четкой закономерности в распределении петрогенных и аксессуарных элементов в разнофациальных массивах, фактически составляющих единую гранитизирующуюся колонну. В указанной монографии мы обращали внимание на то, что по мере продвижения снизу вверх по колонне отчетливо возрастают содержания гранитофильных элементов с положительным геохимическим градиентом, а дисперсия у петрогенных ( $K_2O$  и  $SiO_2$ ) уменьшается, а у аксессуарных (Nb, La, Y, Yb, Li, Be, Rb, Cs, Sn, W, Mo, Th, U) возрастает. Из этого напрашивался вывод о том, что процесс гранитизации охватывает достаточно большой интервал по глубине (от 0,5 до 10 км от поверхности). Разноглубинные члены единой колонны гранитизации гетерогенны. В корневой абиссальной фации это полосчатые гнейсы, рестины, образованные в результате диффузионно-обменных реакций, на мезоабиссальном уровне происходит широкое метасоматическое пропитывание толщ гранитизирующими флюидами, в результате чего первичные структуры пород едва лишь просвечивают. Разрастаясь, этот метасоматоз в верхней части замещаемых тел местами приводит к появлению перегретого гомогенного расплава, богатого летучими. Расплав, находя трещинные зоны и, вероятно, даже создавая их в кровле, инъецирует в них, формируя гипабиссальные интрузивы. Таким образом, эволюция гранитизирующей колонны состоит в ее продвижении в пространстве снизу вверх, а в состоянии вещества — в стремлении его к гомогенизации. Происходит постепенная переработка первичного вещества гранитизирующими флюидами. Все меньше в нем остается реликтового состава фермических компонентов и на завершающем этапе появляется лейкокра-

Таблица 1. Статистические параметры распределения породо-Телецкой зоны.

Часть зоны и массивы	Параметр	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Северная, глубоко эродированная часть зоны: Абаканский, Чокульский, Окуневский, Оньшский (n=36)	$\bar{x}$	63,36	0,53	14,32
	S <sup>2</sup>	19,01	0,27	8,60
	v	21,87	97,10	20,50
Южная, слабо эродированная часть зоны: Каракудюрский, Нижне-Ильдугемский, Кубадринский, Курайский (n=66)	$\bar{x}$	67,30	0,44	14,76
	S <sup>2</sup>	13,07	0,16	0,08
	v	17,00	89,60	19,60

Примечание.  $\bar{x}$  - среднее содержание, %; S<sup>2</sup> - дисперсия; v -

Таблица 2. Статистические параметры мезоабиссальных батолитов

Параметр	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Северная, более глубоко эродированная часть (Белокурихинский,					
$\bar{x}$	71,66	0,31	14,62	2,21	2,34
S <sup>2</sup>	26,84	0,08	56,90	1,55	4,80
(n=50)					
Северо-западная, менее эродированная часть (Талицкий,					
$\bar{x}$	72,15	0,28	14,06	1,14	1,49
S <sup>2</sup>	7,98	0,02	2,57	0,51	0,70
(n=49)					

товый гомогенный расплав. Одновременно с этим выносятся флюидами рудные компоненты скапливаются в различных структурных ловушках или под экранами и проявляют явную тенденцию к обособлению, что приводит к увеличению дисперсии. На основании этого можно заключить, что в процессе гранитизации гранитизирующие элементы мигрируют в верхнюю часть земной коры, а фемические элементы мигрируют в обратном направлении. Гранитизация, таким образом, представляется как внутренне противоречивый процесс взаимопротивоположных синхронно проявляющихся потоков вещества.

Анализ распределения оруденения, связанного с разнофациальными гранитами, с учетом масштаба оруденения раскрыл весьма интересную особенность гранито- и рудообразования (рис. 1). Вы-

образующих окислов в гранитоидных массивах Курайско-

Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
2,40	3,09	0,06	2,54	3,40	2,96	2,61	0,25
5,40	4,20	0,002	10,77	7,82	0,67	2,21	0,03
97,00	66,30	70,00	129,1	82,16	27,70	56,84	71,45
1,64	2,37	0,09	1,50	2,82	3,08	3,37	0,20
0,02	0,03	0,03	0,02	0,06	0,86	0,22	0,13
77,80	72,70	184,60	97,00	85,00	30,20	44,00	177,80

коэффициент вариации.

Горного Алтая /Амшинский, 1973/

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Бабырганский, Бийский, Березовский массивы)					
0,12	0,81	1,84	3,27	3,45	0,21
0,02	1,75	4,35	0,42	1,32	0,21
Тигирекский, Белоубинский массивы)					
0,07	0,60	1,64	3,32	4,41	0,18
0,0047	0,16	0,47	0,46	0,94	0,02

яснилось, что среди рудоносных гранитоидных тел по площади их распространения решительно преобладают крупные (до 2,5 тыс. кв. км) мезоабиссальные и абиссальные массивы. На долю гипабиссальных штоков с площадью, обычно не превышающей 100 кв. км, приходится всего около 5% площади всех гранитов. По числу выявленных месторождений и рудопроявлений более всего богаты мезоабиссальные массивы. С ними связано более 60% всех известных рудных объектов. Абиссальная фация почти безрудна, а вот гипабиссальные тела, с которыми связано около 30% по числу объектов, фактически заключают в себе более 80% запасов редких металлов. Практически все промышленно интересные месторождения связаны с гипабиссальными гранитными массивами. В мезоабиссальных плу-

Таблица 3. Средние содержания петрогенных окислов и некоторых аксессуарных элементов в позднегерцинских гранитоидах разной фации глубинности Горного Алтая

Окисел	Содержание, %			Элемент	Максимально правдоподобное среднее ( $\bar{x}$ ), %		
	абиссальная (n=214)	мезоабиссальная (n=162)	гипабиссальная (n=103)		абиссальная (n=57)	мезоабиссальная (n=115)	гипабиссальная (n=61)
SiO <sub>2</sub>	68,80	69,80	73,5	Sr	0,0062	0,0041	0,0029
TiO <sub>2</sub>	0,375	0,362	0,245	Co	0,0011	0,00076	0,00044
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,50	14,20	12,50	V	0,0072	0,0062	0,0095
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,20	1,50	0,98	Nb	0,0019	0,0028	0,0067
FeO	2,47	2,39	1,80	La	0,0045	0,0053	0,0070
MgO	1,18	0,98	0,40	Y	0,0029	0,0036	0,0086
CaO	2,30	2,16	0,97	Be	0,00038	0,00045	0,00073
Na <sub>2</sub> O	3,80	3,20	3,20	Rb	0,0122	0,0197	0,0360
K <sub>2</sub> O	3,20	3,60	4,50	Sc	0,0041	0,0009	0,0007
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,330	0,267	0,090	Th	0,00140	0,00188	0,0025
				U	0,00042	0,00033	0,00160

тонах наблюдается такая закономерная зависимость: по мере увеличения глубины эрозионного среза число рудопоявлений возрастает, а масштабы их все более уменьшаются. В этом же направлении происходит увеличение частоты встречаемости пегматитовых тел, а кварцево-жильные рудные тела также начинают приобретать пегматоидный облик. Зачастую в них появляются крупные блоки полевого шпата. В абиссальной группе плутонов оруденение встречается крайне редко и в нем резко преобладают пегматиты.

Из сказанного вытекает, что дальнейшие поисковые работы, в частности на вольфрам, необходимо направить на небольшие гипабиссальные массивы, обычно встречающиеся в верхах стратиграфического разреза (девон, реже силур), сохранившегося во впадинах, синклиналях и горстах. Наиболее перспективны структуры типа наложенных прогибов и впадин.

В плане структурно-тектонического районирования Горного Алтая рудоносные гранитоиды и оруденение распределяются вне связи с какими-либо структурно-формационными зонами, но отчетливо контролируются разломами. Вместе с тем наблюдается отчетливая зависимость фации глубинности гранитоидов от глубины эрозионно-

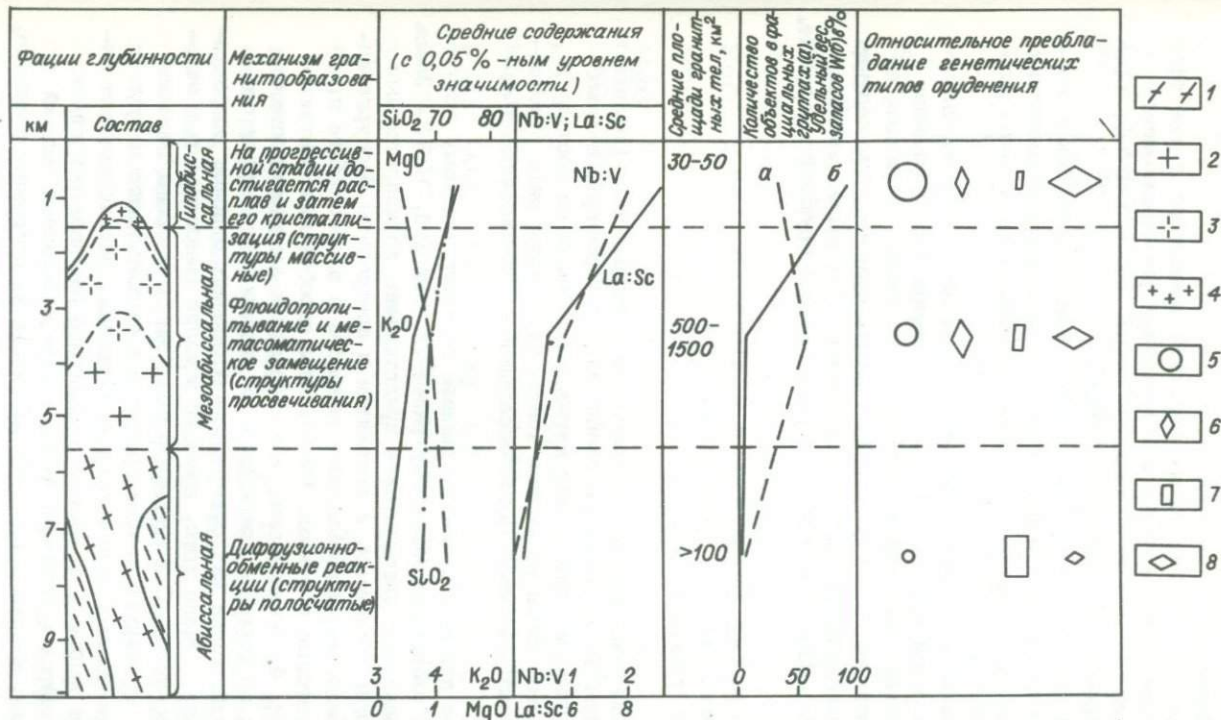


Рис. 1. Фации глубинности, механизм формирования, генетические типы и масштабы вольфрамового оруденения.

1 - гранитогнейсы, реститы, бластиты, гнейсы и кристаллические сланцы; 2 - крупно-равномернозернистые граниты, 3 - порфировидные биотитовые граниты, 4 - мелкозернистые аплитовидные граниты; генетические типы оруденения: 5 - гидротермальные жильные, 6 - скарновые, 7 - пегматиты, 8 - гидротермально метасоматическое.

го среза блоков, в которых они размещены. Из этого можно сделать следующие выводы:

1. Формирование гранитоидных массивов произошло позже оформления структурно-формационных зон и потому они оказываются сквозьструктурными. Эта их позиция была еще в 1960 г. замечена Ю.А. Кузнецовым /Кузнецов, 1960/.

2. Совпадение глубины формирования гранитов с глубиной эрозионного среза свидетельствует о том, что вертикальные движения блоков, столь характерные для Алтая, произошли позже становления гранитоидных тел.

3. Наблюдаемое направленное изменение состава гранитоидов и связанного с ними оруденения, обнаруживаемое при сравнении как разноглубинных тел, так и одинаковых по фации, но разных по глубине эрозионного среза, позволяет считать правомерным наличие вертикальной петрогеохимической зональности. Последняя является отражением миграции элементов в единой гранитизирующей колонне.

### 3. Миграция химических элементов в экзоконтакте гранитных тел и близ рудных зон

Контактные зоны гранитных массивов и рудных тел привлекают интерес как область максимального проявления термоградиентных полей и встречных реакций между двумя различными по составу и состоянию фазами. Нами изучались контактовые зоны ряда рудоносных гранитоидных массивов мезоабиссальной и гипабиссальной фаций.

В качестве примера приведем данные по Тоштузекскому гранитному массиву, охарактеризованному ранее /Амшинский, 1973/. Здесь биотитовые граниты в эндоконтакте представлены лейкократовыми мелкозернистыми гранитами, а песчаники и алевролиты барбургазинской свиты средне-верхнедевонского возраста в экзоконтакте превращены в биотитовые роговики. Результаты опробования контактовой зоны (табл. 4) показывают, что в условиях алюмокремниевоего состава среды со стороны гранитов в их эндоконтакт выносятся кремний и калий, тогда как содержания остальных окислов возрастают в глубь тела. Мало того, кремний и калий выносятся и в экзоконтактные роговики. Одновременно сюда же со стороны песчаников и сланцев мигрирует в зоне прогрева и пропитывания летучими закисное и еще более окисное железо. Очевидно, вследствие встречной миграции калия и железа появляются биотиты роговиков. Заметно изменяется в ближнем экзоконтакте содержание окисей магния, кальция, натрия, титана. В роговиках их становится меньше, чем в первичных осадочных породах, но больше, чем в гранитах. Не исключено, что большая часть этих элементов мигрировала в более глубокие горизонты гранитов, где их содержание повысилось по сравнению с содержанием эндоконтактных гранитов.

Распределению химических элементов в градиентных полях пос-

Таблица 4. Химический состав гранитоидов, роговиков и вмещающих пород Тоштузекского массива в Юстыдском прогибе Горного Алтая

Компонент	Порфирировидные биотитовые граниты		Лейкократовые мелкозернистые граниты эндоконтакта		Биотитовые роговики		Песчаники и алевролиты	
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s
SiO <sub>2</sub>	74,42	2,02	76,80	0,90	67,18	3,34	64,64	3,49
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,07	0,12	0,05	0,70	0,12	0,76	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,03	1,03	11,58	0,61	15,23	1,33	15,68	5,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,82	0,69	0,96	0,71	1,03	1,05	0,56	0,52
FeO	2,55	1,12	0,80	0,33	3,19	1,21	2,81	1,46
MnO	0,04	0,02	0,02	0,01	0,10	0,06	0,05	0,04
MgO	0,42	0,24	0,35	0,22	1,51	0,52	1,81	1,40
CaO	0,71	0,39	0,52	0,34	2,09	0,71	4,37	1,31
Na <sub>2</sub> O	2,12	0,29	1,44	0,75	2,55	1,22	4,52	1,26
K <sub>2</sub> O	5,36	0,48	5,91	1,22	3,37	1,10	1,72	1,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,04	1,26	0,34	0,16	0,03	0,16	0,08
П.п.п.	1,16	0,60	0,07	0,01	2,81	1,46	2,0	1,10
Σ					99,92		98,78	
n	15		9		7		13	

вышена специальная статья А.А. Долгушиной. Мы приведем здесь лишь результаты изучения вмещающих и околорудных пород и рудных зон, известных в экзоконтакте того же Тоштузекского гранитного массива (табл. 5). Рудные зоны здесь представлены тектоническими брекчиями турмалинизированных сланцев. Развиваются они по роговикованным сланцам барбургазинской свиты и цементируются кварцем, карбонатами, апатитом и рудными минералами. При подходе к рудным зонам сланцы вначале хлоритизируются, а затем карбонатизируются. Близ зальбанда в них появляется турмалин. Гранитофильные элементы с положительным геохимическим градиентом закономерно изменяют свою концентрацию при переходе от рудной зоны (турмалинитов с оруденением) к измененным околорудным породам (см. табл. 5). При этом более подвижные уходят и создают обогащенные зоны дальше от зальбанда, а менее подвижные ближе к нему. Намечается такой ряд подвижности: рубидий, литий, цезий, иттрий, лантан, иттербий,

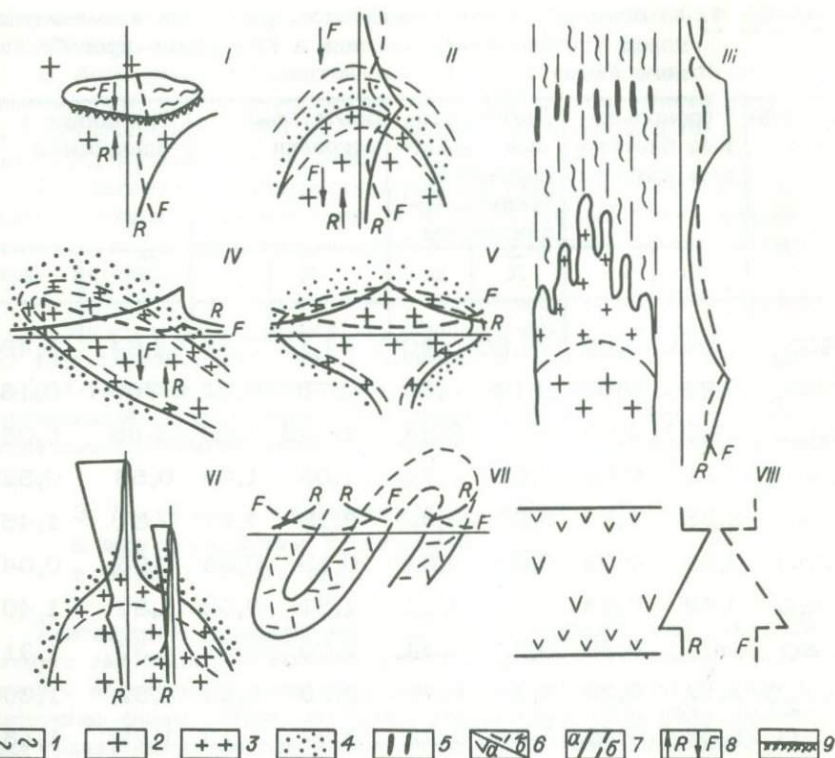


Рис. 2. Примеры распределения химических элементов в наблюдавшихся геологических моделях.

I — Ксенолиты ороговикованных темноцветных сланцев с биотитовой оторочкой в гранитах (Калгутинский массив).

II — Гипабиссальный шток гранитов в антиклинальной складке с роговиковым ореолом в экзоконтакте (Калгутинский массив).

III — Линейно вытянутое гранитное тело в зоне смятия с дайкообразными выступами кровли и альбито-скаполитовым штокверком с редкометальным оруденением в дальнем экзоконтакте (Чиктинский шток).

IV — Пластообразное тело гранитов (западный контакт Шалшальского массива, Сержихинского массива, западный контакт Нарьмского массива).

V — Лакколит (Сержихинский гранитный массив).

VI — Шток гранитов с апофизами разных фаз кристаллизации (Кольванский массив).

VII — Пласт игнимбритов в разрезе р. Тигирек, принятый при съемке за три пласта кислых эффузивов.

VIII — Тассеевский силл долеритов.

R — элементы с положительным геохимическим градиентом (Li, Be, TR, U, Th, Nb, Ta, Y, Mo, W, Sn, Si, K,

Таблица 5. Изменение содержания акцессорных элементов в ряду: рудные турмалиниты (1), околорудные турмалиносодержащие сланцы (2), хлоритизированные и карбонатизированные сланцы (3), неизменные сланцы (4). Рудные зоны Таштузекского массива ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	1	2	3	4	Элемент	1	2	3	4
Ni	100	61	31	18	La	51	40	20	13
Co	130	46	16	5	Li	49	77	81	57
V	190	220	101	101	Cs	4	6	7	7
Cr	157	388	83	58	Rb	101	118	152	196
Sc	29	17	13	12	$\Sigma R$	325	377	333	306
$\Sigma F$	606	732	244	194	Mo	5	3	3	1
Nb	59	41	40	10	Sn	75	35	21	9
Y	56	90	30	20	W	500	7	1	1
Yb	5	5	3	3	$\Sigma M$	580	45	25	11

нибий. Содержания молибдена, олова и вольфрама столь же закономерно уменьшаются от самой рудной зоны в даль от нее. Набор элементов и минералов рудных зон свидетельствует о том, что оруденение формировалось щелочно-галойдными растворами, поступавшими со стороны гранитов. Трудно ожидать, что эти же растворы выносили кроме элементов группы R одновременно и элементы группы F: никель, кобальт, ванадий, хром и скандий. И вместе с тем рудная зона и околорудные породы обогащены этими элементами более, чем группы R и M вместе. Из табл. 5 видно, как содержание каждого элемента увеличивается по мере продвижения от вмещающих пород к рудным турмалинитам. При этом в меньшей мере увеличено содержание ванадия, хрома и никеля в осадочных породах, и, как мы отмечали ранее /Амшинский, 1973/, это наблюдается широко в юго-восточной части Горного Алтая. Вот почему необычное сочетание в одних и тех же рудных зонах шеелита с ко-

благородные газы); F – элементы с отрицательным геохимическим градиентом (Mg, Fe, Ca, Ti, Cr, Ni, Co, V, Sc, Sr, Ba, Zr, Cu, Zn, Ag, Au, платиноиды).

1 – сланцы; 2 – биотитовые порфиоровидные граниты; 3 – мелкозернистые граниты зоны закалки; 4 – роговики; 5 – оруденение; 6 – игнимбриды (а), долериты (б); 7 – графики распределения элементов: а – группы R, б – группы F; 8 – направление миграции элементов; 9 – биотитовая оторочка.

бальтином и глаукодомом, элементов группы R и группы F мы объясняем как результат миграции последних из вмещающих пород в рудную зону в период прохождения по ней рудного флюида, выносящего элементы группы R и пропитывающего и прогревающего зальбанды. В связи с этим следует обратить внимание на то, что вольфрамовое оруденение, залегающее в тех же рудоносных гранитах, никогда не сопровождается заметной концентрацией кобальта. Здесь же он имеет содержания, соизмеримые с вольфрамом.

Законы миграции химических элементов в эндогенных процессах, как нам представляется, легче познаются при изучении природных моделей, механизм действия которых поддается пониманию наблюдателя. Например, опробование горизонтального пласта эффузивов от подошвы до его кровли показывает, что содержания всех петрогенных элементов в нижней и верхней зонах закалки одинаковые, а между ними окислы в породе дифференцируются. Кремний и калий накапливаются у верхней зоны закалки, а у нижней их становится меньше, чем в закаленных зонах.

Совершенно противоположную картину дают окислы магния, кальция и железа. Даже предубежденный человек должен признать, что в пласте происходила дифференциация, при которой щелочные компоненты двигались в расплаве вверх, а феррические — вниз.

Точно так же ведут себя и акцессорные элементы, в частности радиоактивные. Изучая распределения как петрогенных, так и акцессорных элементов в магматических и метасоматических телах разной морфологии, в контактовых зонах этих тел и рудных жил, исследуя зоны неизмененных пород, можно собрать исчерпывающий материал о путях миграции, законах рассеяния и концентрации элементов в связи с меняющимися  $P-T$  условиями, проницаемости и состава среды, глубины протекания процесса от поверхности.

На рис. 2 показаны некоторые встречавшиеся нам природные модели залегания магматических пород и распределения в них элементов с положительным геохимическим градиентом (R и M) и отрицательным градиентом (F). Думается, что зрительное их восприятие не требует дополнительного пояснения. Вместе с тем запоминание таких моделей может помочь исследователю в практической работе при картировании интрузивов, в деле установления механизма их формирования, формы залегания и при оценке рудоносности. Изучение же вертикальной петрогеохимической зональности гранитоидов в комплексе с оценкой связанного с ними оруденения, как мы показали, имеет практическое значение.

### Литература

Амшинский Н.Н. К вопросу о структурно-геологическом контроле оруденения Горного Алтая. — В кн.: Тр. ГГИЗСФ АН СССР. Вып. 7. Новосибирск, 1956, с. 173–178.

Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. 200 с.

Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1954. 694 с.

Кедров Б.М. Предмет и взаимосвязь естественных наук. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1963, с. 7-68.

Кузнецов Ю.А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области. - Геология и геофизика, 1960, № 1, с. 21-37.

Леонтьев А.П. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 166 с.

Мартьянов Н.Е. Энергия Земли. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1968. 83 с.

Нехорошев В.П. Геологическая карта Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 259 с.

Панкуль Л.И. Фазы и циклы планетогенеза. Алма-Ата: Наука, 1968. 143 с.

Панкуль Л.И. Новые фрагменты планетной космогонии. Алма-Ата: Наука, 1976. 143 с.

Поспелов Г.Л. О характере геологии как науки и ее месте в естествознании. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 11, с. 3-19.

Сотников В.И., Никитина Е.И. Молибден-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука, 1971. 259 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. III, 1955. 788 с.

Штейнберг Д.С. Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма. - В кн.: Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск: изд. Уральского научно-го центра, 1978, с. 5-27.

А.А. Долгушина

ОКОЛУРУДНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ

НЕКОТОРЫХ ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ГОРНОГО АЛТАЯ

Термин "околорудные изменения" появился давно и предполагал изменение боковых пород, синхронно проявляющееся с отложением руды из рудоносных растворов. Многочисленные наблюдения убедительно показывают разнообразие временных соотношений измененных вмещающих пород и руд. Для многих месторождений наибо-

лее значителен по масштабам предрудный метасоматоз, охватывающий часто большие площади /Омельяненко, 1978/. Метасоматоз рудной стадии накладывается обычно на центральные части месторождений, а пострудной — выражается в образовании поздних жил и прожилков, обычно карбонатного состава, секущих продукты предшествующих стадий.

Известные месторождения вольфрама в горном Алтае пространственно и генетически связаны с позднегерцинскими гранитоидами и залегают в основном в эндо- и экзоконтактных зонах гранитных массивов. Месторождения различаются по фациям глубинности, генезису, минеральному составу, форме залегания рудных тел и масштабам оруденения. Соответственно различны и метасоматические изменения вмещающих пород. Здесь будут рассмотрены изученные нами околорудные метасоматиты следующих типов вольфрамовых месторождений: минерализованных зон Юстыдского прогиба, залегающих в ороговикопанной известковистых песчано-сланцевых отложениях девона в экзоконтакте гранитных массивов гипабиссальной фации глубинности, кварцево-жильных месторождений эндо- и экзоконтакта мезоабиссального Талицкого массива и Урзарсайского штокверкового шеелитового месторождения, расположенного над куполом не-вскрытого гранитного массива в хлорито-серицитовых сланцах кембро-ордовика.

Минерализованные зоны в Юстыдском прогибе с комплексным висмут-медно-кобальт-вольфрамовым оруденением характеризуются широким развитием дорудного кварц-турмалинового метасоматоза. Наблюдается разная степень турмалинизации песчаников и алевролитов: от мелких нечетко ограниченных зернышек турмалина в цементе песчаника до мономинеральной турмалиновой породы. При движении от внешних к внутренним частям метасоматической колонки видно, как вначале турмалином замещается биотит, затем полевые шпаты. При этом структура породы частично сохраняется. Во внутренней части колонки все минералы, включая кварц, замещаются турмалином.

Кварц-турмалиновые метасоматиты — мелкозернистые темно-серые до черных породы, состоящие из турмалина и кварца, соотношение которых непостоянно. Встречаются как мономинеральные турмалиновые породы, так и существенно кварцевые. По составу турмалин относится к магнезиально-железистой разновидности (шерд-дравит). Зерна его часто зональны, плеохроизм от голубоватого до темно-бурого цвета. Вблизи кварцевых и кварц-хлоритовых прожилков турмалин обычно перекристаллизован с укрупнением зерен.

Распределение продуктов метасоматоза в рудных зонах неравномерное. Сплошные турмалиниты располагаются то в центральных, то во внешних частях зон. Шеелитовая минерализация распределена в рудных зонах также неравномерно. Она наблюдается как в турмалинитах, так и в слабо турмалинизированных породах. Очевидно, такое распределение обусловлено характером развития трещиноватости и ее подновления в рудных зонах. Основными растворпроводящими элементами являлись линейные трещинные структуры, сопровождающиеся мелкой трещиноватостью.

Метасоматиты подобного типа широко распространены на оловосульфидных месторождениях Приморья и Северо-Востока СССР /Е.А. Радкевич и др., 1967/. Б.И. Омеляненко /1978/ выделяет их в формацию турмалин-хлоритовых метасоматитов, а Ю.В. Казыцын /1972/ — в формацию оксаталитов. Все исследователи указывают на наложенный характер оруденения по отношению к рассматриваемым метасоматитам. Большинство из них считают, что отложение касситерита началось в конце кварц-турмалиновой стадии.

Дорудный характер кварц-турмалиновых метасоматитов минерализованных зон Юстыдского прогиба также не вызывает сомнения. Кварц-турмалиновые метасоматиты в тех участках, где на них наложилось оруденение, подроблены и вновь сцементированы жильными и рудными минералами, среди которых главную роль играют кварц, гидрослюды, хлорит и рудные — шеелит, кобальтин, глаукоdot, халькопирит, арсенопирит, леллингит, пирротин. Рудные минералы образуют также вкрапленность в турмалините, замещая при этом турмалин. Оруденелые в разной степени турмалиниты отличаются содержанием аксессуарных элементов (табл. 1). Турмалиниты с повышенным содержанием рудных элементов богаты такими редкими элементами, как иттрий, иттербий, лантан, ниобий. Околорудные турмалиниты содержат меньше этих элементов, но значительно больше, если сравнивать с вмещающими породами; редкие щелочи, напротив, обогащают внешние зоны метасоматитов.

Кварц-турмалиновые метасоматиты чередуются со слабо турмалинизованными, серицитизированными и окварцованными породами, испытывавшими меньшую трещиноватость. Зональность метасоматической колонки выражена нечетко. В общем плане намечается смена кварц-турмалиновых метасоматитов внутренней зоны серицитизированными и хлоритизированными песчаниками внешней зоны.

В пределах минерализованных зон наиболее широко турмалинизация проявилась на Куруузекском и Каракульском участках, несколько менее — на Тоштузекском, еще менее на Оленджуларском. Таким образом, намечается зональность в распределении кварц-турмалиновых метасоматитов, выражающаяся в затухании турмалинизации при удалении от контакта массива. Аналогичная зональность наблюдается в рудных зонах Комсомольского района /Радкевич и др., 1976/, в которых кварцевые турмалиниты, рассекаемые кварц-касситеритовыми жилами с вольфрамитом, арсенопиритом, иногда шеелитом, наиболее широко развиты на нижних горизонтах рудных зон, вверх по восстанию которых количество турмалинитов уменьшается. В самых верхних горизонтах кварц-турмалиновые жилы образуют лишь редкие тонкие прожилки. Кварц-турмалиновые прожилки встречаются и на Оленджуларском участке. Таким образом, есть основание рассчитывать на увеличение запасов вольфрама с глубиной на Оленджуларском участке и рассматривать этот участок как наиболее перспективный на вольфрам из выявленных в Юстыдском прогибе.

Турмалиниты и турмалинизированные породы встречены и в рудных полях редкометальных месторождений, расположенных в экзокон-

Таблица 1. Среднее содержание редких элементов в околорудных породах минерализованных зон Юстыдского прогиба  
( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	Участок									
	Каракульский			Куруузекский			Тоштузекский			
	1	2	3	1	2	3	1	3	4	5
Ni	81	57	34	1000	247	33	100	61	31	18
Co	288	54	14	1000	303	13	130	46	16	5
V	12	62	85	390	116	104	190	220	101	101
Cr	25	55	60	452	318	156	157	388	83	58
Sc	14	17	9	57	22	15	29	17	13	12
Nb	49	58	12	54	24	27	59	41	40	10
Y	200	130	27	303	66	39	56	90	30	20
Yb	50	15	3	13	5	4	5	5	3	3
La	100	61	27	100	57	13	51	40	20	13
Zr	190	472	125	990	740	540	180	700	393	190
Li	6	-	51	37	10	83	49	74	81	57
Rb	56	-	130	6	3	192	101	118	152	196
Cs	-	-	-	3	1	11	4	6	7	7
Pb	529	954	42	17	15	59	2800	428	790	60
W	1000	15	4	1	19	1	500	7	1	1
Mo	12	10	3	1000	18	2	5	3	3	1
Sn	185	49	9	19	12	6	75	35	21	9
Bi	458	44	-	17	-	-	100	-	-	-
Количество проб	6	7	14	4	3	9	3	5	19	6

Примечание. 1 - турмалиниты с оруденением; 2 - турмалиниты околорудные; 3 - турмалиносодержащие алевролиты рудного поля; 4 - хлоритизированные и карбонатизированные алевролиты и сланцы; 5 - вмещающие алевролиты и сланцы.

также Талицкого массива: Верх-Слюдянском, Казанцевском, Токаревском. Кварцевые жилы с вольфрамитом Верх-Слюдянского месторождения залегают в ороговикованных и турмалинизированных песчаниках и алевролитах нижнего девона. Турмалин от мелких зерен

до вытянутых кристаллов пронизывает всю породу, местами переходящую в турмалинит, состоящий из мелких зерен кварца и мелких вытянутых кристаллов турмалина. Часто основную часть породы составляет спутанно-волокнистый агрегат турмалина. Вблизи прожилков кварца происходит их укрупнение. Турмалиниты по сравнению с ороговикованными алевролитами и песчаниками богаты редкими щелочами, лантаном, оловом, бериллием (табл. 2). В них также несколько выше, чем в роговиках, и содержание элементов группы железа: никеля, кобальта, ванадия.

На Казанцевском месторождении, кроме кварцевых жил с вольфрамитом и шеелитом, известен второй тип руд — линзы гидротермально измененных песчаников среди ороговикованных сланцев. Песчаники интенсивно грейзенизированы, состоят из зерен кварца, листочков мусковита, гидрослюд и незначительного количества хлорита; встречаются зерна апатита и циркона. В породе содержится много пирита, образующего скопления. В меньших количествах присутствуют пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит. Шеелит образует мелкую вкрапленность, приуроченную к тонким кварцевым прожилкам и наиболее окварцованным и пиритизированным участкам. В эндоконтакте рудных тел — эпидотизированные песчаники с гидрослюдами и флюоритом, часто переходящие в кварц-клиноцоизитовый метасоматит с флюоритом и хлоритом. Вмещающие эти рудные тела глинисто-серицитовые сланцы и алевролиты турмалинизированы, причем шестоватые кристаллы турмалина равномерно пронизывают всю породу. Околорудные турмалинизированные сланцы по сравнению с вмещающими ороговикованными песчаниками и алевролитами содержат больше иттрия, иттербия, лантана, лития, бериллия и вольфрама, а также никеля, ванадия и скандия (см. табл. 2).

Минерализация обусловлена гидротермальной проработкой трещинной зоны, вызвавшей образование метасоматитов с шеелитом и другими рудными минералами. Турмалинизация вмещающих сланцев, очевидно, предрудная. Сорудный метасоматоз проявился во флюоритизации, ослоденении, эпидотизации.

На Токаревском месторождении рудные тела представлены кварцевыми жилами с шеелитом и молибденитом и линзами окварцованных пиритизированных песчаников с шеелитом. Шеелит в мелких зернах приурочен, как и на Казанцевском месторождении, к залбандам кварцевых жилков и к участкам окварцевания и интенсивной пиритизации. В шликке из минерализованного песчаника установлены (г/т) пирротин (1760), магнетит (450), пирит (3300), халькопирит (2000), шеелит (300), в меньших количествах встречены апатит, флюорит, ильменит, циркон.

Вмещающие рудные тела кембро-ордовикские сланцы ороговикованы, биотитизированы, эпидотизированы, участками турмалинизированы. Турмалинизация развивается от мелких редких зерен в эпидотизированном песчанике до биотитовых роговиков, пронизанных многочисленными вытянутыми кристалликами турмалина, и, наконец, до образования кварц-турмалинового метасоматита, в котором содержание турмалина колеблется от 20 до 90%, остальное — кварц и

Таблица 2. Аксессуарные элементы турмалинизированных околорудных пород редкометалльных месторождений Талицкого района ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	I			II		III				IV	
	а	б	в	а	б	а	б	в	г	а	б
Ga	12	16	10	24	24	21	26	23	18	64	27
Ni	39	110	63	82	55	66	67	130	62	11	9
Co	12	17	18	15	10	24	42	28	17	6	1
V	39	145	104	135	110	109	180	170	119	28	13
Sc	-	28	16	29	21	23	32	34	23	26	13
Nb	50	25	36	29	34	34	50	34	19	16	15
Y	26	30	20	31	34	31	35	33	26	140	68
Yb	2	6	4	4	3	4	5	6	3	25	9
La	0	46	28	79	30	45	49	57	41	29	35
Zr	450	185	210	175	240	153	360	160	120	89	52
Li	42	74	66	-	68	57	25	89	40	-	98
Rb	92	70	85	-	42	68	13	77	38	42	156
Cs	14	11	12	98	17	7	5	5	10	3	7
Be	20	8	3	30	4	28	-	4	3	20	2
Pb	120	13	14	33	16	13	13	14	9	10	14
W	1000	10	2	96	120	1000	75	16	0	75	37
Mo	8	3	4	3	3	6	1	5	3	18	43
Sn	100	5	6	20	9	15	15	13	8	34	29
Bi	78	0	0	8	0	20	65	0	0	6	16
Количество пробо	2	2	6	2	1	3	1	1	2	2	4

Примечание. I - Казанцевское месторождение: а - минерализованные песчаники с шеелитом, б - околорудные турмалинизированные сланцы, в - вмещающие ороговикованные песчаники и алевролиты, II - Верх-Слюдяное месторождение: а - турмалиниты, б - роговики рудного поля. III - Токаревское месторождение: а - минерализованные песчаники с шеелитом, б - околорудные турмалиниты, в - биотитовые роговики рудного поля, г - вмещающие кварц-хлоритовые сланцы, IV - Мульчихинское месторождение: а - турмалиниты по аплитовидным гранитам, б - аплитовидные граниты.

рудные минералы (последние иногда составляют до 10% породы). Турмалин в мелких неправильных зернах, образующих скопления, плеохроирует от светло-желтого, почти бесцветного, до бутычно-зеленого.

В турмалините по сравнению с биотитовыми роговиками и вмещающими сланцами повышено аксессуарное содержание кобальта, ниобия, циркония, бериллия, вольфрама, висмута. В то же время содержание редких щелочей в них резко понижено, как это наблюдается в турмалинитах минерализованных зон Юстыдского прогиба.

Турмалинизация как околорудный метасоматоз отмечается также в рудных полях редкометальных месторождений, расположенных в гранитоидах. Примером может служить Мульчихинское месторождение, расположенное в гранит-порфирах и аплитовидных гранитах апикальной и приконтактной фаций Талицкого массива. Рудные зоны месторождения представляют собой сопряженную систему кварцевых жил с вольфрамитом и молибденитом, приуроченных к трещинам скала и разрыва, образующим перистый рисунок. До образования рудных кварцевых жил гранит-порфиры были грейзенизированы и турмалинизированы. При этом биотит замещается мусковитом, который развивается также по плагиоклазу и в интерстициях между зернами. Порода альбитизирована и окварцована, приобретает лейкократовый облик, в ней появляются зернышки флюорита. Местами образуется кварц-мусковитовый грейзен с молибденитом. При турмалинизации аплитовидных гранитов турмалин замещает все минералы породы, а сам позднее замещается хлоритом. Обычно в турмалините присутствует то или иное количество альбита, который в более позднюю стадию замещается хлоритом. Турмалин в довольно крупных зернах (плеохроизм от синеватых до бурых тонов) нередко зонален, центр зерна бурый, края — синеватых оттенков. Для турмалинита характерно наличие мелкой вкрапленности и розеток молибдена.

В сравнении с аплитовидными гранитами, по которым он образуется, турмалинит содержит больше галлия, кобальта, ванадия, скандия, иттрия, иттербия, циркония, бериллия, вольфрама (см. табл. 2). Рубидием же, геохимическая судьба которого тесно связана с калием, турмалиниты обеднены, как и калием.

Отложение молибденита в стадию турмалинизации — довольно характерное явление. Так, в Тоштузекском массиве известны турмалиновые жилы с вкрапленностью молибденита. В них также отмечается повышенное аксессуарное содержание иттрия, иттербия, лантана, циркония, вольфрама, бериллия.

В рудных полях редкометальных месторождений, расположенных в гранитоидах, отложению рудных кварцевых жил предшествует грейзенизация, которой в той или иной степени подвергались граниты, вмещающие рудные жилы. Грейзенизация представляет собой процесс кислотного выщелачивания, связанный с послемагматической деятельностью гранитов /Рундквист и др., 1971/. Грейзенизация достаточно четко контролируется трещиноватостью гранитов. Зональность выражается в постепенном переходе в ряду: биотитовый гранит — мусковит — биотитовый гранит — альбит-мусковитовый гранит — кварц + мусковит + альбит (или КПШ) — кварц + мусковит — кварц.

Отложение большей части рудных минералов связано с нейтрализацией грейзенизирующих растворов. Рудоотложение, таким образом, несколько отстает от грейзенизации. При этом большая часть концентраций связана с кварцевыми жилами. По литературным данным, процессы грейзенизации происходят в интервале температур 350–450°C /Иванова, 1976, Омельяненко, 1978; и др./. В кварц-мусковитовом грейзене Мульчихинского месторождения в кварце обнаружены первичные двухфазовые включения, температура гомогенизации которых 380, 395, 405, 410, 415, 425°C. В последнем присутствует рудный минерал. Температура гомогенизации первичных включений в кварце из жилы с вольфрамитом и молибденитом того же месторождения – от 250 до 390°C, а в кварце из жилы безрудной – от 180 до 255°C, при этом включений очень много. Приведенные результаты согласуются с данными Ф.Г. Рейфа и Е.Д. Бажеева /1982/, проводивших термобарогеохимические исследования включений в минералах магматического и гидротермального этапов на вольфрамовых месторождениях Забайкалья. Ф.Г. Рейф и Е.Д. Бажеев отмечают, что температурная граница между грейзеновой и кварц-вольфрамитовой стадиями проходит в области 400°C, а температурный интервал рудоотложения – 320–350°C.

При площадной грейзенизации с переходом от биотитовых гранитов к мусковитовым и грейзенам увеличивается содержание галлия, рубидия, цезия, вольфрама, молибдена, иногда бериллия и висмута (табл. 3). Идентичное прогрессивное накапливание лития, рубидия, цезия, вольфрама, молибдена и незначительное в отдельных участках – ниобия и тантала по мере увеличения интенсивности процесса грейзенизации отмечала также Г.Ф. Иванова /1976/ в метасоматитах вольфрамовых месторождений Монголии. По мере грейзенизации пород в них уменьшается содержание никеля, кобальта, хрома и лантана. Уменьшается в мусковитовых гранитах, затем несколько увеличивается в грейзене содержание ванадия, скандия, иттрия, циркония и олова. Наиболее отчетливо в грейзенах повышено содержание рудных элементов (вольфрама и молибдена) и редких щелочей. В мусковите из грейзена наиболее интенсивно концентрируются ниобий, бериллий, вольфрам. Молибден же, наоборот, содержится в мусковите в незначительных количествах (табл. 4).

Метасоматоз рудной стадии на кварцево-жильных вольфрамовых месторождениях часто проявляется в образовании мусковитовой оторочки в альбанде кварцевых жил, в которой кроме мусковита содержится кварц, и имеется мелкая вкрапленность рудных минералов. Мощность околожильных грейзенов обычно не превышает первых сантиметров, чаще 1–2 см, иногда меньше. Содержания редких элементов в мусковитовой оторочке жил Каракольского месторождения, залегающих в гранитах, существенно отличаются от содержания в площадных грейзенах рудного поля: так, ниобия, редких щелочей, вольфрама, бериллия в первой значительно меньше, а молибдена – больше. В мусковитовых оторочках кварцевых жил с вольфрамитом и шеелитом Казанцевского и Верх-Слюдянского месторождений, расположенных в экзоконтакте гранитного массива, повышено содер-

Таблица 3. Аксессуары элементы грейзенов и грейзенизированных гранитов редкометалльных месторождений Талицкого района ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	Мульчихинское				Казандинское			Каракольское				
	I	II	III	IV	I	II	III	I	II	III	IV	V
Ga	16	27	30	88	28	130	99	26	71	103	35	18
Ni	8	9	8	4	5	6	8	10	8	4	9	19
Co	1	1	1	3	1	3	3	3	4	4	4	5
V	9	13	13	7	4	8	78	24	39	106	26	46
Cr	13	14	10	1	10	8	1	20	12	1	18	15
Sc	8	13	12	24	5	10	35	9	9	19	9	11
Nb	12	15	24	63	26	26	-	21	72	-	15	20
Y	42	68	44	19	11	13	15	19	22	11	21	36
Yb	8	9	6	6	2	3	2	3	3	2	2	6
La	15	35	23	5	10	10	5	38	32	11	60	47
Zr	49	52	63	93	28	70	135	65	60	113	72	88
Rb	144	156	167	-	271	-	-	258	-	-	-	123
Cs	7	7	9	44	18	103	89	21	63	287	34	7
Be	3	2	3	11	14	5	27	5	10	29	4	3
Pb	25	14	95	63	21	16	8	29	26	8	44	32
W	1	37	16	700	9	95	130	16	15	200	5	5
Mo	4	43	-	86	5	>1000	13	4	165	14	600	4
Sn	6	29	43	139	6	20	43	6	10	28	7	8
Bi	4	16	210	41	7	7	13	0	0	2	0	<1
Количество проб	3	4	1	5	12	1	4	8	4	6	1	16

Примечание. Мульчихинское месторождение: I - гранит-порфиры, II - аплитовидные граниты, вмещающие рудные жилы, III - грейзен с молибденитом, IV - мусковит из грейзена. Казандинское и Каракольское месторождения: I - мусковитизированный гранит, II - грейзен, III - мусковит из грейзена, IV - кварц-мусковитовая оторочка кварцевой жилы, V - биотитовый гранит Талицкого массива.

Таблица 4. Редкие элементы в околожильном мусковитовом грейзене ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	Проба				Элемент	Проба			
	Д-536	Д-547	Д-548	Д-534		Д-536	Д-547	Д-548	Д-534
Ga	35	100	40	100	La	60	-	85	-
Ni	9	46	50	28					
Co	4	3	45	5	Cs	34	51	94	44
V	26	700	160	270	Pb	44	110	26	55
Cr	18	24	22	50	W	5	350	230	100
Sc	9	60	60	35	Mo	600	100	18	50
Nb	15		60	250	Sn	7	100	100	100
Y	21	25	27	19	Bi	-	300	-	300
Yb	2	6	5	3	Zr	72	120	220	86

**Примечание.** Д-536 - мусковитовый грейзен в зальбанде кварцевой жилы с молибденитом, Каракольское месторождение; Д-547 и Д-548 - то же, в зальбанде кварцевой жилы с вольфрамитом, Верх-Слюдянское месторождение; Д-534 - то же, Казанцевское месторождение.

жание элементов группы железа, особенно никеля, ванадия, скандия, обогащение которыми, вероятно, происходит за счет вмещающих пород. Здесь же повышено содержание вольфрама (0,01-0,035%), олова (0,01%) и редких щелочей, тогда как в оторочке кварцевых жил с молибденитом вольфрама около 0,0005%. Таким образом, мусковитовая оторочка кварцевой жилы обычно обогащена теми же рудными элементами, которые присутствуют в жиле, и в той или иной степени (иногда весьма значительно) - редкими щелочами.

Околорудные метасоматиты Урзарсайского штокверкового шеелитового месторождения А.А. Оболенский отнес к гумбеитам. Последние впервые описаны Д.С. Коржинским /1953/ как околожильные изменения вблизи кварцево-шеелитовых жил р. Гумбейки на Урале, где во вмещающих их кварцевых сиенитах образуется следующая ассоциация: кварц, ортоклаз, анкерит, пирит.

Рудное поле Урзарсайского месторождения сложено ороговикованными сланцами, песчаниками и алевролитами, которые рассечены многочисленными кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и кварц-карбонатными прожилками с вкрапленностью шеелита. По А.А. Оболенскому прожилки двух (3 и 4) стадий минерализации сопровождаются околожильной гумбеизацией. Карбонатно-кварцево-полевошпатовая порода образует оторочки и гнездообразные тела около прожилков. Наиболее интенсивно околорудный метасома-

Таблица 5. Среднее содержание редких элементов ( $n \cdot 10^{-4} \%$ ) в околорудных породах Урзарсайского месторождения

Элемент	1	2	3	Элемент	1	2	3
Ni	106	68	54	Zr	167	134	104
Co	18	14	13	Li	55	30	29
V	144	122	132	Rb	356	77	44
Cr	69	59	37	Cs	29	4	-
Sc	21	15	17	Pb	66	16	7
Nb	30	15	19	W	685	7	2
Y	28	22	20	Mo	37	5	3
Yb	3,4	2,4	2,1	Sn	9	7	3
La	28	29	15	Be	19,0	2,2	1,5
Количество проб	7	9	6				

Примечание. 1 - окварцованные, ослоденелые, флюоритизированные сланцы с кварц-флюоритовыми прожилками; 2 - кварц-биотитовые сланцы с прожилками кварца; 3 - кварц-хлоритовые сланцы вне рудного поля.

тоз проявляется в окварцевании, флюоритизации, ослоденении, а пострудный в хлоритизации и карбонатизации. Наиболее измененные (флюоритизированные и окварцованные) разности по сравнению с вмещающими породами несколько обогащены ниобием, иттрием, редкими щелочами, однако в значительно меньшей степени, чем околорудные породы других вольфрамовых месторождений. Повышается содержание рудных элементов - вольфрама, молибдена, олова, бериллия, а также элементов группы железа-никеля, ванадия и в меньшей степени кобальта, хрома, скандия (табл. 5). Предполагается, что Урзарсайский штокверк расположен над нескрытым гранитным куполом. По-видимому, поступающие из купола рудоносные растворы вместе с теплом выносили вольфрам, молибден и другие рудные элементы, а также фтор, ниобий, иттрий и редкие щелочи, а обогащение элементами группы железа происходило за счет их встречной миграции в зоне прогресса из вмещающих пород /Амшинский, 1983/.

1. Таким образом, для вольфрамовых месторождений Горного Алтая, расположенных в экзоконтактовой зоне гранитных массивов, характерным прерудным метасоматозом является турмалинизация, интенсивность которой возрастает с приближением рудных тел к контакту гранитного массива и в местах наибольшей трещиноватости пород. В турмалинитах часто повышено содержание рудных и редких элементов, но, как правило, они обеднены редкими щелочами,

за исключением Верх-Слюдянского месторождения, где редкие щелочи характерны для всего рудного поля.

2. Для рудных полей вольфрамовых месторождений, расположенных в гранитных массивах, характерно развитие процессов грейзенизации. При этом происходит обеднение породы элементами группы железа и лантаном и обогащение рудными элементами, редкими щелочами, фтором и другими элементами.

3. Сорудные околожильные мусковитовые грейзены, образующие оторочку около кварцевых жил в 1–3 см, характеризуются повышенным содержанием элементов рудных жил, редких щелочей, часто ниобия и других редких элементов.

4. Околорудные изменения Урзарсайского штокверка, наиболее удаленного от гранитного массива, выражены в интенсивном окварцевании и флюоритизации. Вероятно, фтор играл здесь решающую роль при переносе вольфрама. Однако содержание редких элементов, в том числе редких щелочей, хотя и повышено в сравнении с вмещающими породами, но незначительно относительно других месторождений. Этих элементов всегда становится меньше по мере удаления рудных тел от гранитов, и это еще раз подчеркивает, что перспективные запасы Урзарсайского месторождения могут быть увеличены за счет глубоких горизонтов.

#### Литература

Амшинский Н.Н. Структурный контроль комплексного медно-кобальт-вольфрамового оруденения в Юстыдском прогибе и вопросы его генезиса. – В кн.: Минералогия и петрография пород и руд главнейших рудных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983, с. 3–11.

Иванова Г.Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 258 с.

Казицын Ю.В. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 143 с.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 333–456.

Минерализованные зоны Комсомольского района /Е.А. Радкевич, П.Г. Коростелев, А.М. Кокорин, В.К. Рябов и др. М.: Наука, 1976. 116 с.

Омельяненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 216 с.

Рейф Ф.Г., Бажеев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 156 с.

Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлов И.Г. Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1971. 313 с.

В.Б. Дергачев, И.Н. Ладыгина

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МИКРОГРАНИТ-ПОРФИРЫ  
ОДНОГО ИЗ ВОЛЬФРАМОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В последнее десятилетие геологи уделяют много внимания своеобразным разновидностям редкометальных гранитов литий-фтористого геохимического типа. В Монгольской Народной Республике обнаружены субвулканические, часто порфировые разновидности таких гранитов, получивших наименование "онгонитов" /Коваленко, 1974, 1976/. В статье описаны микрогранит-порфиры одного из районов Западной Сибири, занимающие промежуточное положение между редкометальными литий-фтористыми гранитами и их субвулканическими аналогами — онгонитами. Наряду с высокими концентрациями лития и рубидия, в них также содержится много цезия и бериллия. Характеристике этого оригинального геохимического типа гранитоидов и посвящена настоящая статья.

Позднегерцинский гипабиссальный массив, с которым связаны дайки микрогранит-порфиров, залегает среди метаморфизованных девонских туфов кварцевых порфиров и занимает площадь около 100 км<sup>2</sup>. На 90% он сложен биотитовыми и мусковитсодержащими биотитовыми порфировидными гранитами главной интрузивной фации. Среди них, будучи связанными с ними постепенными переходами, встречаются небольшие поля двуслюдяных порфировидных гранитов, общая площадь которых составляет около 10%. В центральных частях таких полей размещаются крупно- и неравномернозернистые порфировидные мусковитовые граниты с мелкозернистой основной массой. Средние химические составы этих пород довольно близки по основным петрогенным компонентам и характеризуются преобладанием окисей калия над натрием (табл. 1). Мало отличаются они друг от друга и по содержанию редких щелочей (табл. 2), приближаясь к среднему для литий-фтористых гранитов — 0,0166% /Тихомирова, 1976/. При этом наиболее близки им двуслюдяные разности (0,0159%). Основным концентратом лития являются слюды. В биотитах из биотитовых гранитов лития содержится 0,1765% (среднее из 4 анализов) и из двуслюдяных — 0,2033% (среднее из 4 анализов); в мусковитах из двуслюдяных гранитов лития — 0,0967% (1 анализ), из мусковитовых гранитов — 0,0873% (среднее из 5 анализов).

Дайковая фация гранитов представлена (в порядке последовательности) аплитами и аплитопегматитами, гранит-порфирами, микрогранит-порфирами и микрогранитами. Дайки наиболее распространены в юго-восточной части массива, где они занимают область эндо- и экзоконтакта и образуют пояс протяженностью 7 км при ширине до 2 км, ориентированный в северо-восточном направлении (рис. 1). Примерно к центральной части пояса приурочено вольфрамовое

**Таблица 1.** Средние химические составы гранитов и вмещающих туфов одного из гранитных массивов (%)

Компонент	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	71,36	71,63	72,98	73,81
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,42	0,22	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,98	13,70	14,07	14,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	1,02	0,81	0,65
FeO	1,47	1,86	1,03	0,60
MnO	0,04	0,08	0,07	0,12
MgO	0,59	0,80	0,47	0,26
CaO	1,42	1,38	0,96	0,69
Na <sub>2</sub> O	3,63	3,23	3,30	3,73
K <sub>2</sub> O	4,11	4,59	4,67	4,39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,16	0,19	0,29
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,02	0,16	0,15	-
S	0,01	0,01	0,015	0,02
П.п.п.	1,27	0,86	1,01	0,85
Сумма...	99,74	99,00	99,94	99,89
Число проб	12	21	19	3

**Примечание.** 1 - метаморфизованные туфы кварцевых порфиров, 2 - биотитовые порфиroidные граниты, 3 - двуслюдяные граниты, 4 - мусковитовые граниты.

месторождение, кварцево-рудные жилы которого также преимущественно имеют северо-восточное простирание. Стрoение дайкового пояса неоднородное. Аплиты и микрограниты встречаются редко, и только в эндоконтакте массива. Аплиты слагают маломощные дайки, а интенсивно грейзенизированные микрограниты - небольшой изометричный штoк. Гранит-порфиры широко распространены непосредственно в эндо- и экзоконтактовой части массива в виде линейно вытянутых даек и, возможно, небольших штoков. Микрогранит-порфиры встречаются на всем протяжении дайкового пояса в виде узких линейно вытянутых тел. Кроме того, отдельные мелкие дайки микрогранит-порфиров встречаются и за пределами пояса в северо-восточной части гранитного массива.

Микрогранит-порфиры - светлоокрашенная порода с вкрапленниками кварца, полевых шпатов и реже светлой слюды. Вкраплен-

Таблица 2. Средние содержания аксессуарных элементов в гранитах и вмещающих их туфах ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Элемент	1	2	3	4
Галлий	22,0	27,0	39,0	59,0
Никель	26,0	17,0	10,0	6,0
Кобальт	6,2	5,5	2,4	1,5
Ванадий	23,1	42,9	27,0	21,4
Хром	29,7	26,6	17,0	8,6
Скандий	8,9	9,7	8,2	8,7
Ниобий	9,3	66,2	48,9	55,7
Иттрий	52,0	46,0	32,0	16,0
Иттербий	7,5	8,5	6,3	4,0
Лантан	42,0	79,0	33,0	29,0
Цирконий	84,2	188,7	119,0	76,8
Литий	82,2	136,8	159,4	113,0
Рубидий	157,0	272,0	365,0	411,0
Цезий	24,6	27,0	43,0	30,7
Бериллий	3,9	7,0	22,4	23,8
Свинец	28,0	46,0	52,0	58,0
Вольфрам	34,5	11,2	78,1	276,0
Молибден	3,0	8,0	48,0	42,0
Олово	6,6	10,0	8,4	9,0
Висмут	1,5	6,0	22,0	72,0
Число проб	24	32	26	15

Примечание. Обозначения те же, что и в табл. 1.

ники составляют 10–15%, размеры до 2–3 мм. Основная масса плотная неразличимозернистая, а в маломощных дайковых телах – стекловатая. Среди микрогранит–порфиров при опробовании шести даек были выделены редкометалльные разновидности с содержанием окиси лития более 0,1%. Одна из таких даек, № 1, находится в непосредственном экзо- и эндоконтакте гранитного массива (рис. 1,2). В составе вкрапленников микрогранит–порфиров под микроскопом видно преобладание кислого плагиоклаза, близкого по составу к альбиту. Основная масса представляет собой микрогранитовый со склонностью к микроаллотриоморфозернистому агрегат из переменных количеств кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и светлой слюды. Химические, пламенно–фотометрические, количественные спектральные анализы микрогранит–порфиров, отобранные из различных частей дайки на разных гипсометрических уровнях (рис. 2), приведены в табл. 3–6. Наиболее важная особенность этих редкометалльных микрогранит–порфиров – высокое среднее содержание окиси лития – 0,495% при колебаниях от 0,13 до 0,62% (по единичным определениям – до 0,75%). Уровень концентрации окиси лития в пяти пробах из семи определяется значениями порядка

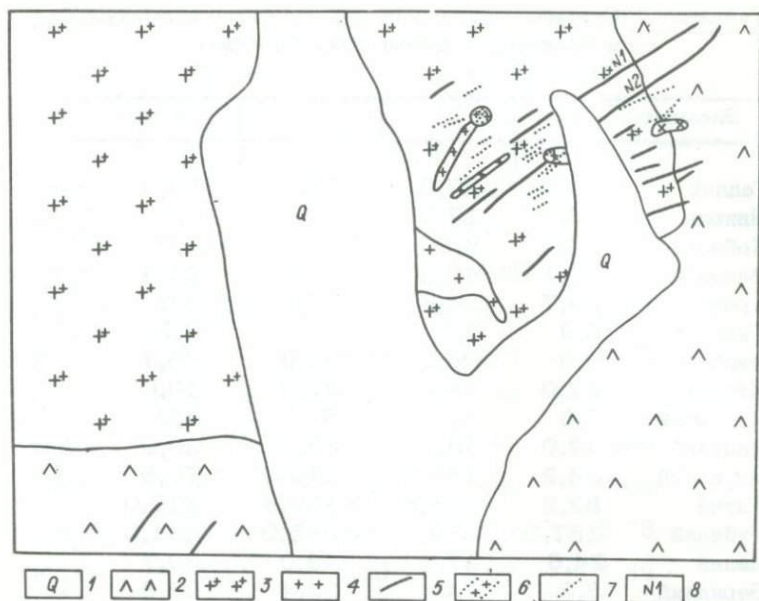


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района одного из вольфрамовых месторождений Западной Сибири.

1 - четвертичные отложения; 2 - туфы кварцевых порфиров; 3 - порфиroidные биотитовые граниты; 4 - гранит-порфиры; 5 - микрогранит-порфиры; 6 - грейзены по микрогранитам; 7 - кварц-вольфрамитовые жилы; 8 - номера даек микрогранит-порфиров.

0,5–0,6%. Окись рублидия в среднем составляет 0,12% при максимальном 0,14% (по единичным определениям до 0,16%); уровень ее концентрации в шести пробах из семи – 0,11–0,14%; окись цезия в среднем составляет 0,0649% при максимальном 0,09% (по единичным определениям – 0,11%). Кроме того, в микрогранит-порфирах дайки № 1 концентрации бериллия аномально высокие – больше/равно 0,01% (табл. 5); по приближенно количественному спектральному анализу его содержание колеблется от 0,023 до 0,078%.

К редкометальным разновидностям отнесена и дайка микрогранит-порфиров № 3, обнаруженная по свалам среди метаморфизованных туфов кварцевых порфиров примерно в 3 км от контакта с гранитным массивом. В составе вкрапленников этой дайки несколько преобладают фенокристаллы кварца, а кислый плагиоклаз резко преобладает над калиевым полевым шпатом. По сравнению с микрогранит-порфирами дайки № 1 в химическом составе их больше кремнезема и меньше глинозема (см. табл. 3) при преобладании окиси натрия над калием. Окиси лития в них 0,17% (см. табл. 4) при сравнительно невысоких концентрациях окисей рублидия (0,07%) и

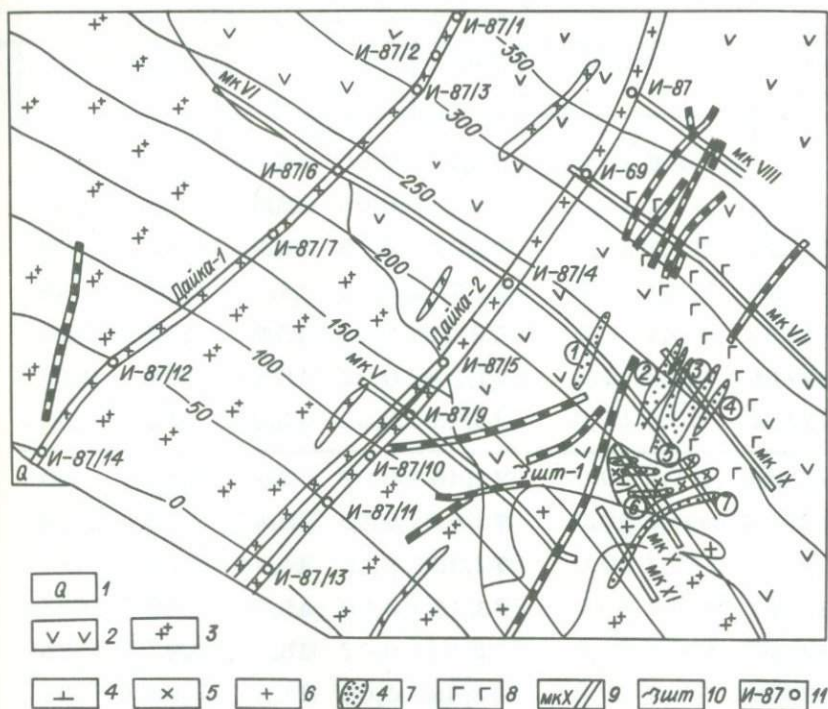


Рис. 2. Фрагмент геологического строения участка месторождения и схема опробования даек микрогранит-порфиров 1 и 2.

1 - аллювиальные отложения; 2 - метаморфизованные туфы кварцевых порфиров среднего девона; 3 - биотитовые порфиroidные граниты; 4 - пегматиты; 5 - аплиты; 6 - микрогранит-порфиры; 7 - прожилково-вкрапленные вольфрамо-молибденовые руды в окварцованных и грейзенизированных породах и номера рудных тел; 8 - грейзены и интенсивно грейзенизированные туфы; 9 - магистральная канава и ее номер; 10 - устье штольни и ее номер; 11 - места отбора пробы и ее номер (пробы И.Н. Ладыгиной).

очень низких - цезия (0,0005%). Бериллия в них также больше/равно 0,01% (см. табл. 5).

В сходной геологической обстановке с дайкой № 1 залегает и дайка микрогранит-порфиров № 2 (см. рис. 1, 2), но со значительно более низкими содержаниями редких щелочей. Под микроскопом в составе вкрапленников устанавливается резкое преобладание калиевых полевых шпатов. Анализы в этих микрогранит-порфирах даны в табл. 3-6.

Кроме описанных, микрогранит-порфиры встречаются в центральной части массива (Л-64/3) и среди метаморфизованных туфов при-

Таблица 3. Химические составы микрогранит-порфиров и грейзена

Номер пробы	Место взятия	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
И-87/1	Дайка 1	71,24	0,05	16,28	1,95	0,00
И-87/2	"	71,19	0,05	16,38	0,33	0,32
И-87/3	"	70,91	0,05	16,92	0,40	0,00
И-87/6	"	71,75	0,02	16,13	0,37	0,32
И-87/7	"	72,27	0,02	15,87	0,33	0,28
И-87/12	"	71,27	0,02	16,19	0,25	0,57
И-87/14	"	71,18	0,02	15,97	0,30	0,53
Среднее...		71,40	0,03	16,25	0,56	0,29
И-87	Дайка № 2	72,52	0,09	15,43	0,90	0,14
И-69	"	72,95	0,10	14,78	0,63	0,14
И-87/4	"	73,18	0,08	15,04	0,49	0,35
И-87/5	"	72,78	0,07	15,18	0,67	0,23
И-87/8	"	73,49	0,09	15,19	0,65	0,35
И-87/9	"	74,57	0,06	14,55	0,53	0,20
И-87/10	"	73,62	0,08	15,31	0,73	0,21
И-87/11	"	73,86	0,08	14,66	0,65	0,21
И-87/13	"	73,38	0,09	14,92	0,57	0,28
Среднее...		73,37	0,08	15,01	0,65	0,23
Л-79/1	Дайка № 3	73,08	0,03	15,16	0,48	0,14
Л-94/1	Дайка б/н	68,21	0,34	19,08	0,23	0,07
Л-64/4	" "	76,99	0,07	11,70	0,24	0,56
Л-127/2	Грейзен	79,31	0,15	10,89	1,95	0,57
	Дайка Амазонитовая*	70,78	-	16,78	0,27	0,26
	Дайка Бага-газ-рынская*	73,72	-	15,87	0,29	0,60
	То же	73,63	-	14,43	0,12	1,03
	Ары-Булакский массив*	71,42	-	17,17	-	0,58

\*МНР, онгониты (по В.И. Коваленко, Н.И. Коваленко).

по микрогранит-порфирам Западной Сибири и онгонитов МНР

MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	N.n.n	Сумма
0,12	0,08	0,45	4,66	3,09	0,89	0,01	1,95	100,77
0,08	0,08	0,45	4,50	3,87	0,66	0,01	1,57	99,49
0,03	0,04	0,66	4,60	4,06	0,26	0,01	1,41	99,35
0,11	0,10	0,27	4,81	3,29	0,73	0,02	1,71	99,63
0,11	0,10	0,27	4,54	3,29	0,77	0,01	1,64	99,50
0,10	0,10	0,55	4,77	3,06	0,78	0,01	1,82	99,49
0,12	0,15	0,70	4,59	3,36	0,80	0,01	2,09	99,82
0,10	0,09	0,48	4,64	3,43	0,70	0,01	1,74	99,72
0,07	0,14	0,47	3,47	4,75	0,45	0,01	1,40	99,84
0,06	0,04	0,79	4,22	4,49	0,28	0,03	1,04	99,55
0,07	0,20	0,83	4,11	4,15	0,37	0,04	1,22	100,13
0,08	0,15	0,77	3,78	4,39	0,37	0,10	1,32	99,89
0,07	0,10	0,55	4,05	4,25	0,39	0,01	1,15	100,33
0,07	0,20	0,49	3,56	4,54	0,33	0,01	1,13	100,24
0,05	0,10	0,41	4,11	4,49	0,19	0,01	0,97	100,28
0,09	0,30	0,55	2,81	5,41	0,29	0,08	1,13	100,12
0,08	0,20	0,55	4,05	4,83	0,34	0,02	1,03	100,34
0,07	0,16	0,60	3,80	4,59	0,33	0,03	1,15	100,08
0,06	0,14	0,69	5,14	3,28	0,37	0,01	1,17	99,75
0,05	0,04	1,10	10,28	0,48	0,009	0,01	0,48	100,38
0,02	0,19	1,10	3,88	4,19	0,13	-	0,79	99,86
0,07	0,28	0,28	0,35	3,49	0,43	0,04	1,86	99,59
0,18	0,20	0,34	5,24	3,31	0,07	-	0,94	-
0,05	0,25	0,90	4,12	3,58	0,10	-	0,89	-
0,05	0,13	1,12	4,77	3,70	0,09	-	1,01	-
0,02	0,05	0,67	4,13	4,42	0,17	-	0,17	-

Таблица 4. Содержания окислов редких щелочей (в %) и некоторые петрохимические отношения в микрогранит-порфирах

Номер пробы	Место взятия	Li <sub>2</sub> O	Rb <sub>2</sub> O	Cs <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O
					Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> O
И-87/1*	Дайка 1	0,6201	0,1219	0,0588	4,38	0,663
И-87/2*	"	0,3995	0,1420	0,0181	4,35	0,860
И-87/3*	"	0,1313	0,0869	0,0710	4,19	0,883
И-87/6*	"	0,5906	0,1078	0,0776	4,45	0,684
И-87/7*	"	0,6088	0,1271	0,0650	4,55	0,725
И-87/12*	"	0,5786	0,1207	0,0900	4,40	0,642
И-87/14	"	0,5375	0,1471	0,0740	4,46	0,732
Среднее...		0,4952	0,1212	0,0649	4,40	0,741
И-87	Дайка 2	0,0490	0,0704	0,0545	4,70	1,369
И-69	"	0,1007	0,0430	0,0090	4,94	1,064
И-87/4**	"	0,0744	0,0530	0,0082	4,87	1,009
И-87/5*	"	0,0862	0,0631	0,0061	4,79	1,161
И-87/9*	"	0,0534	0,0543	0,0181	5,13	1,275
И-87/10	"	0,0365	0,0545	0,0033	4,81	1,092
И-87/11**	"	0,0451	0,0599	0,0064	5,04	1,925
И-87/13	"	0,0451	0,0763	0,0166	4,92	1,192
Среднее...		0,0613	0,0595	0,0153	4,90	1,261
Л-79/1	Дайка 3	0,1689	0,0732	0,0005	4,82	0,638
Л-94/1	Дайка б/н	0,0017	0,0012	0,0018	3,58	0,047
Л-64/4	" "	0,0099	0,0683	0,0035	6,58	1,079

\* Среднее из 3 определений редких щелочей.

\*\* Среднее из 2 определений редких щелочей.

мерно в 3 км от контакта с гранитами (Л-94/1). Для первой из них характерны вкрапленники калиевого полевого шпата, преобладающие над кислым плагиоклазом; в составе вкрапленников второй наблюдается только кислый плагиоклаз. Химический состав даек существенно различен. Особенно они отличаются по щелочам, кремнезему и

алюминию от ранее описанных микрогранит-порфиров (см. табл. 3). Для них характерны очень низкие концентрации редких щелочей (см. табл. 4) и крайне неравномерные распределения аксессуарных элементов (см. табл. 5). В одной из даек (Л-94/1) обнаружены очень высокие содержания вольфрама - 0,17%.

Показательно, что в грейзенах, развитых по микрогранит-порфирам непосредственно на участке месторождения (также дайка без номера) сравнительно невысоки концентрации лития (0,0742%) и рубидия (0,0683%). Поэтому объяснить высокие концентрации редких щелочей процессами грейзенизации не представляется возможным. Химический состав грейзенов, развитых по микрогранит-порфирам, существенно отличается от неизмененных микрогранит-порфиров как по петрогенным окислам (см. табл. 3), так и по ряду отношений. Для них получаются довольно высокие значения отношения кремнезема к глинозему (7,28), окисей калия к натрию (13,96), а также рубидия к цезию (19,5) и очень низкие - окислов калия к литию, рубидию и цезию.

Определенный интерес представляет сопоставление наиболее изученных даек - 1 (редкометальной) и 2. Обе они залегают параллельно, находятся в непосредственной близости и в однотипной геологической обстановке (см. рис. 1, 2). Как указывалось, микроскоп позволяет выделить одну существенную особенность редкометалльных разновидностей - в составе их вкрапленников преобладает кислый плагиоклаз, в то время как в другой - калиевый полевой шпат. Светлая слюда вкрапленников в обеих дайках развивается чаще всего по биотиту или плагиоклазу. Рентгеноструктурным анализом (пробы И-87/1 и И-87/7 из дайки 1 и И-87 из дайки 2), выполненным И.Г. Косухиной, установлено, что плагиоклаз близок к альбиту, а слюда диоктаэдрическая мусковитового типа. В редкометалльных микрогранит-порфирах структура слюды и полевого шпата определяется как более совершенная.

Сопоставление химических составов микрогранит-порфиров из даек 1 и 2 показывает существенные их различия по основным петрохимическим компонентам (см. табл. 3). Интервалы содержаний кремнезема в дайках 1 и 2 соответственно составляют 70,91-72,27% при среднем содержании 71,4 и 72,52 - 74,57% (среднее 73,37), глинозема - 15,87 - 16,93 (16,25%) и 14,55 - 15,43 (15,01%), окиси натрия - 2,81 - 4,22 (3,43%) и 4,5 - 4,81 (4,59%), окиси калия 3,06 - 4,06 (3,43%) и 4,15 - 5,41 (4,59%), границы содержаний этих окислов резкие, без "перекрывтий". Имеются также отчетливые различия в содержаниях окисей титана, марганца, магния, фосфора.

Показателями их различия будут являться отношения кремнезема к глинозему и окисей калия к натрию (см. табл. 4). Так, в дайке 1 редкометалльных микрогранит-порфиров отношения кремнезема к глинозему (в вес.%) колеблются от 4,19 до 4,55 при среднем 4,40, в другой дайке - от 4,70 до 5,13 (средние - 4,90), отношения щелочей соответственно 0,663-0,883 (0,741) и 1,009-1,925 (1,261). В микрогранит-порфирах дайки 2 средние

Таблица 5. Аксессуарные элементы микрогранит-порфиров (по

Номер дайки и пробы	Гал- лий	Ни- кель	Кобальт	Вана- дий	Хром	Скан- дий	Цирко- ний	Ниобий
Дайка 1								
И-87/1	22	4,8	1,0	1,8	10	0,0	30	60
И-87/2	42	5,7	1,0	110,0	6	0,0	40	52
И-87/3	29	4,8	1,0	1,8	10	0,0	38	48
И-87/6	22	4,8	1,0	1,8	21	0,0	30	60
И-87/7	46	8,5	1,0	200,0	15	0,0	75	95
И-87/12	46	6,5	1,0	4,2	12	0,0	70	50
И-87/14	24	5,0	20,0	3,4	11	0,0	28	40
Среднее	33	5,7	3,7	46,1	12	0,0	44	58
Дайка 2								
И-87	24	4,8	1	1,5	10	5,5	38	29
И-69	50	6,7	1	6,2	16	2,0	70	48
И-87/4	85	0,0	5,0	160,0	6	1,0	26	8
И-87/5	38	14,0	1,0	14,0	23	6,0	179	140
И-87/8	26	0,0	10,0	2,9	6	1,0	14	1
И-87/9	48	20,0	1,0	22,0	40	7,5	260	260
И-87/10	32	6,5	1,0	6,5	13	1,3	52	20
И-87/11	38	8,0	1,0	7,2	12	3,0	87	36
И-87/13	55	8,5	1,0	9,0	21	3,0	70	44
Среднее	44	7,6	2,4	25,5	16	3,4	87	64
Дайка 3								
Л-79/1	34	8,0	1,7	5,0	10	1,9	40	48
Дайка б/н								
Л-94/1	13	6,0	1,0	4,2	22	0,0	100	23
Л-64/4	42	7,5	2,1	15,0	12	19,0	44	25

содержания окисей лития 0,0613%, рубидия - 0,0593% и цезия - 0,0153%. Отношения окиси лития к рубидию в дайке 1 - 1,51-5,09 (среднее - 4,04), в дайке 2 - 0,59-2,34 (среднее - 1,1), калия к рубидию соответственно 23,7-46,7 (29,2) и 44,6-123 (85,4), что свидетельствует о неравномерности распределения этих компонентов при существенном различии даек между собой.

Сравниваемые дайки также существенно различаются по аксессуарным элементам (см. табл. 5): редкометалльные разновидности значительно богаче бериллием (по спектральному анализу его содержание колеблется от 0,023 до 0,078%) и висмутом, в то время как обычные микрогранит-порфиры обогащены скандием, цирконием, лантаном, иттрием, иттербием, молибденом, сурьмой и вольфрамом. По аксессуарным минералам (см. табл. 6) существенных различий не установлено.

результатам количественного спектрального анализа ( $n \cdot 10^{-4}\%$ )

Лан- тан	Иттрий	Ит- тер- бий	Берил- лий	Оло- во	Молиб- ден	Сви- нец	Вис- мут	Сурь- ма	Вольф- рам
0	5,5	0,55	100	2,8	1,4	750	85	0	21
0	1,3	1,60	100	1,0	7,2	18	1,5	0	33
0	8,0	0,85	100	2,4	1,8	36	40	0	22
0	8,0	0,75	100	1,8	2,1	6	43	0	28
0	5,2	2,90	100	1,0	9,5	6,5	16	36	31
0	9,5	1,40	100	1,0	4,4	120	26	0	38
0	3,0	0,40	100	20,0	14,0	100	2,5	70	65
0	5,9	1,21	100	4,3	5,9	148	30,6	15	34
0	14,0	1,90	44	3,4	2,0	11	4,5	0	33
8	8,2	1,20	80	1,0	1,0	6,5	1	85	32
0	2,6	2,90	3,4	5,0	4,6	8,5	1,7	110	16
13	26,0	2,90	12	1,0	9,0	6,5	0	140	28
0	1,7	2,30	4,8	10,0	5,5	550	0	36	92
25	22,0	2,80	100	1,0	140,0	6,5	12	200	55
42	8,2	1,30	10	1,0	5,7	160	1	75	38
7	15,0	1,80	12	1,0	12,0	15	1,8	140	110
10	15,0	2,30	11	1,0	14,0	0	2	100	36
12	12,5	2,16	30,8	2,7	21,5	85	2,6	98	49
0	6,5	0,90	100	6,2	4,4	14	75	0	120
0	8,0	2,00	3	2,3	3,2	6,5	0	0	1700
0	18,0	4,20	60	9,5	1,5	28	4	70	0

Редкометалльные разновидности микрогранит-порфиров близки к описанным В.И. Коваленко и Н.И. Коваленко /1976/ онгонитам. Этим термином обозначили субвулканические, часто порфировые разновидности редкометалльных литий-фтористых гранитов /Коваленко, Кузьмин и др., 1974/. По содержанию петрогенных окислов описываемые нами микрогранит-порфиры приближаются к Бага-Газрынским дайкам (см. табл. 3), в которых 0,03-0,05% окиси лития и 0,03-0,11% рубидия. По соотношениям редких щелочей к Амазонитовой дайке онгонитов ближе всего микрогранит-порфиры дайки 1. Примечательной особенностью редкометалльных микрогранит-порфиров Западной Сибири по сравнению с онгонитами МНР является несколько пониженный уровень концентрации рубидия и резко повышенный - цезия. По этим показателям они близки литий-фтористым гранитам и их субэффузивным аналогам - онгонитам.

Таблица 6. Акцессорные минералы микрогранит-порфиров\* (в %)

Минерал	Дайка 1				Дайка 2			
	И-87/1	И-87/3	И-87/7	И-87	И-87/5	И-87/8	И-87/9	И-87/10
Золото	0	0	Е.э.	0	0	0	0	0
Магнетит	Мл.	1	2	Е.э.	7	4	Мл.	1
Ильменит	0	0	0	2	Е.э.	0	0	0
Анастас	0	0	0	0	0	Мл.	0	0
Брукит	0	0	0	0	0	0	0	0
Лейкоксен	0	0	0	0	0	0	0	0
Лимонит	0	0	Е.э.	3	Е.э.	Мл.	3	9
Молибденит	Е.э.	Мл.	"	Мл.	Мл.	"	Мл.	Мл.
Пирит	Мл.	"	1	"	"	"	"	"
Халькопирит	0	Е.э.	0	Е.э.	"	Е.э.	Е.э.	0
Висмутин	Е.э.	0	0	0	0	0	0	0
Киноварь	0	0	0	0	Е.э.	0	0	0
Пирротин	0	0	0	0	"	0	0	1
Арсенопирит	0	Е.э.	0	Е.э.	0	0	0	0
Галенит	0	0	0	0	0	Мл.	0	0
Ковеллин	0	0	0	0	0	0	0	0
Турмалин	20	6	3	3	Е.э.	13	Е.э.	Мл.
Гр. эпидота	Мл.	Мл.	20	2	0	0	"	0
Гранат	Е.э.	Е.э.	Е.э.	Е.э.	0,3	Мл.	"	Е.э.
Хлорит	0	"	4	Мл.	0	0	Мл.	"
Сфен	0	0	Е.э.	0	0	0	0	0
Оранжевый	0	0	0	Е.э.	0	0	0	0
Циркон	Е.э.	Е.э.	Мл.	"	0	Е.э.	Мл.	Е.э.
Флюорит	"	"	0	1	Е.э.	Мл.	Е.э.	0
Вольфрамит	Мл.	10	6	Мл.	41	4	9	Мл.
Шеелит	"	Мл.	1	"	17	Мл.	0	"
Апатит	0	32	18	51	9	4	58	14
Торбернит	0	Е.э.	Е.э.	0	0	Е.э.	0	0
Ксенотим	0	0	0	0	0	"	0	0
Малахит	0	0	0	0	0	0	Е.э.	Е.э.
Бисмутит	0	Мл.	0	0	0	0	0	"
Ярозит	0	0	0	0	Мл.	0	0	0

\* Определения И.Н. Ладыгиной (Е.э. - единичные знаки, Мл. - мало).

#### Литература

Коваленко В.И., Коваленко Н.И. Онгониты (топазсодержащие кварцевые кератофиры) - субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.

А.П. Пономарева, В.А. Злобин,  
Ю.Г. Шипицын

МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА  
ПРИ ЭКЗОКОНТАКТОВЫХ ПРОЦЕССАХ  
В СВЯЗИ С РЕДКОМЕТАЛЬНЫМИ  
ЩЕЛОЧНЫМИ ГРАНИТАМИ

Вопросы изменения химизма осадков под влиянием кристаллизующейся магмы до сих пор остаются малоизученными. Причин этому много и главная - редкость эталонных объектов, на которых можно было бы в условиях хорошей обнаженности и геологической изученности идентифицировать и сопоставить по составу осадочно-метаморфические породы, находящиеся на различных и довольно больших расстояниях от контакта. Условие эталонного объекта в значительной степени удовлетворяет редкометальный Верхнеэспинский интрузив в Западном Тарбагатае (Восточный Казахстан), изучавшийся в течение длительного времени большим числом исследователей /Габбро-гранитные..., 1977; Леонтьев и др., 1972; Луговской и др., 1972; Минеев, 1968; Негрей, Леонтьев, 1971/. Нами для этого интрузива сделана попытка восполнить пробел в знаниях по изучению состава вмещающих пород и характера контактовых процессов. С этой целью проанализирована 131 проба метасадочных пород из различных частей контактового ореола на породообразующие и некоторые редкие элементы - U, Th, Nb, Zr, Y, Sr, Rb. Химические анализы выполнены в комплексной тематической экспедиции НТГУ. Радиоактивные элементы определяли в лаборатории ядерно-физических методов ИГиГ СО АН СССР на спектрометрической установке с улучшенными характеристиками по опубликованным методикам /Бобров, Гофман, 1971/. Пороги чувствительности (г/т): U (по Ra) - 0,4, Th - 0,3. Определения Nb, Zr, Y, Sr, Rb производились в той же лаборатории с помощью рентгенорадиометрического метода. Для регистрации излучения применялся германиевый детектор с разрешением 260 эв и многоканальный амплитудный анализатор NTA-512B. Использовались при этом двадцатимиллиграммовые навески проб. Источником возбуждения служил кадмий-109 активностью 5 мКюри. Применение источника малой активности стало возможным благодаря малому расстоянию "источник - проба - детектор". Чувствительность методики составляет  $4 \cdot 10^{-4}\%$  при длительности измерения 500 с. О точности анализа можно судить по результатам определения эле-

Таблица 1. Результаты анализа стандартных образцов горных пород (вес. %)

Стандарт	Nb	Zr	Y	Sr	Rb
СТ-1А	0,038±0,003	0,072±0,011	0,0069±0,0008	0,002±0,0003	0,11±0,01
СТ-1А	0,041±0,003	0,083±0,005	0,0071±0,0005	0,0022±0,0004	0,108±0,01
СГД-1А	0,0008±0,0001	0,024±0,002	0,003±0,0008	0,23±0,02	0,0073±0,0004
СТ-1А	0,0008±0,0001	0,013±0,001	0,003	0,027±0,003	0,016±0,0002
ВСР-1	0,001	0,013	0,0031	0,023	0,013
ВСР-1	0,00135	0,019	0,0073	0,033	0,0046
ВСР-1	0,001±0,0002	0,017±0,004	0,0069±0,0014	0,03±0,008	0,0067±0,001

Примечание. Верхняя строка - паспортное значение, нижняя - значение, определенное нами.

ментов в стандартных образцах горных пород (табл. 1). Подробно методика описана в работе /Шишицын и др., 1980/.

Интрузив представлен двумя штоками - Большим и Малым - площадью соответственно 3 и 1,5 км<sup>2</sup> (рис. 1). Они сложены преимущественно рибекитовыми гранитами, подчиненное значение имеют эгирин- и астрофиллит-рибекитовые граниты. Исследованиями последних лет /Габбро-гранитные..., 1977; Негрей, Леонтьев, 1981/ доказано магматическое происхождение рибекитовых гранитов, среди них выделены, по крайней мере, 2 фазы - крупно- и мелкозернистых гранитов с рвуши-ми взаимоотношениями. Кроме того, показано, что щелочные граниты эспинского типа находятся в возрастной "вилке" между формированием ранних и поздних даек щелочных гранит-порфиров.

Граниты обеих фаз близки по составу. Лейкократовая их часть состоит из кварца, микроклина и альбита, представленного как магматической, так и постмагматической разновидностями. Содержится до 6-8% рибекита. Эгирин присутствует в реликтах от замещения рибекитом. Астрофиллит как магматический минерал редок. Очень богат комплекс аксессуарных минералов. Он включает силикаты, фтор-карбонаты, фториды, фосфаты, титанаты и титаносиликаты, минералы

циркония, тория, ниобия, редких земель, бора, бария, лития, бериллия — всего более 50 минералов. Характерно обилие циркона, флюорита и практически полное отсутствие магнетита.

Геохимия щелочных гранитов детально рассмотрена в работе Д.А. Минеева /1968/. В них отмечена аномально проявленная редкометально-редкоземельная минерализация. Кларки концентраций Nb, Zr, Ta и редких земель увеличены в несколько раз, а в зонах интенсивного проявления щелочного метасоматоза эти элементы достигают высоких концентраций. Характерна резко угнетенная роль халько- и сидерофильных элементов: Ti, Mn, Cr, V, Ba и др.

По строению, уровню эрозионного среза и минералогическому составу Верхнеэспинский интрузив является типичным представителем керөгетас-эспинского комплекса, достаточно широко развитым в Восточном Казахстане, однако он обладает и специфическими особенностями — проявлением редкометальной минерализации и фенитовым ореолом. Последний развивается по песчанико-сланцевым отложениям коконьской свиты ( $C_{12} - V_1 KK$ ), вмещающей интрузив. Отложения свиты изучались нами по двум разрезам: в северном экзоконтакте Большого штока (I-I, длиной 1300 м) и между Большим и Малым штоками (II-II, длиной 400 м). Оба разреза (см. рис. 1) пройдены вдоль простираания ороговикованных пород на участках, где макро- и микроскопическими наблюдениями процессы фенитизации не установлены. По первому разрезу отобрано 48, по второму — 24 пробы (рис. 2 и 3).

Вмещающие породы представлены только переслаивающимися ороговикованными углисто-глинистыми, алевролитистыми, песчанистыми и в меньшей мере гравийными отложениями от темно-серого до черного цветов. Обломочный материал метапесчаников и метаалевролитов составляет от 1 до 50-60%. Он обладает слабой степенью окатанности и сложен преимущественно плагиоклазом, в меньшей степени эффузивными породами кислого, среднего, основного состава, кварцитами и сланцами. Ограниченно развиты обломки кварца, исключительно редок калишпат. Иногда обломки эффузивных пород достигают размеров гравия, а обломки сланцев — 5-7 см. В последнем случае породы приобретают облик осадочной брекчии. Цемент в осадочных породах был первоначально, по-видимому, углисто-глинисто-кремнистым. Осадки метаморфизованы в фации амфиболовых роговиков с повсеместным сохранением реликтовых обломочных структур. Главные минералы — плагиоклаз, биотит, серицит, кварц, в некоторых случаях, обычно на удалении от контакта, присутствует амфибол. В интервале до 20 м от контакта, а также в провесе кровли между Большим и Малым штоками практически повсеместно в различных прослоях имеются кордиерит, гранат, андалузит. Плагиоклаз в обломках часто пятнисто альбитизирован, нормативный его состав — альбит или олигоклаз. Акцессорные минералы — флюорит, апатит. Флюорит встречается в непосредственном контакте в виде многочисленных рассеянных мелких зерен, а чаще в мелких прожилках. Маломощные (несколько миллиметров) прожилки разного состава чрезвычайно характерны для роговиков, но осо-

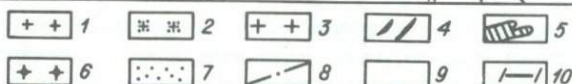
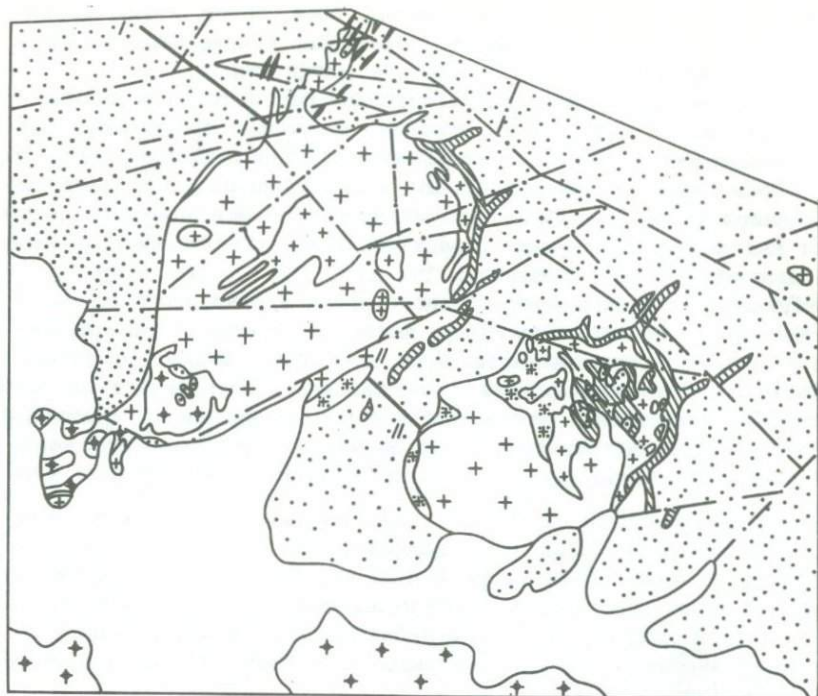


Рис. 1. Геологическая карта Верхнеэспинских интрузивов (по В.Л. Белову и Л.М. Семивраговой).

1–4 – щелочные граниты керегетас–эспинского комплекса: 1 – мелкозернистые, 2 – пегматоидные, 3 – средне–равномернозернистые, 4 – ранние дайки гранит–порфиров; 5 – метасоматиты; 6 – граносиениты и граниты жарминской серии; 7 – песчанико–сланцевые отложения коконьской свиты –С<sub>1</sub>t<sub>2</sub>–v<sub>1</sub>kk; 8 – разломы; 9 – рыхлые отложения; 10 – линии разрезов.

бенно часты в интервале до 200 м от контакта. Прожилки преимущественно кварцевые, реже альбитовые, калишпатовые, кварц–калишпатовые. В интервале до 20 м от контакта в прожилках чрезвычайно распространен флюорит, изредка циркон. Прожилки с флюоритом являются более поздними по отношению к кварцевым, кварц–альбитовым и др.

В непосредственном контакте с гранитами во вмещающих породах большей частью исчезают обломочные структуры, появляются порфиробласты альбита, микроклина, кварца, а также обильно представлен циркон или флюорит, иногда в незначительных количествах встречается рудный минерал. На контакте часто наблюдается маломощная лейкократовая оторочка кварц–альбитового или кварц–микроклин–альбитового состава с очень небольшим количест–

вом биотита. Такие приконтактовые породы широко распространены, по характеру цветного минерала мы называем их биотитовыми метасоматитами.

В северном и северо-восточном экзоконтактах обоих штоков прослеживается ореол фенитов, иногда прерывающийся. Ширина ореола фенитов от 1 до 10–15 м. Кроме зоны, развивающейся вдоль контакта, они образуют метасоматические жилы, секущие вмещающие породы и удаляющиеся от контакта на расстояние 50–70 м. Мощность жил достигает 20 м. Часто они располагаются на продолжении апофиз лейкократовых гранитов. Фениты развиваются также по ксенолитам в гранитах. По структурно-минералогическим особенностям устанавливаются фениты трех типов: микрозернистые темно-серые роговикоподобные (1), светлые, преимущественно жильные, с крупным рибекитом (2) и лейкократовые мелкозернистые (3).

Темно-серые мелкозернистые фениты (1) располагаются на контактах с гранитами или жильными фенитами (2). Их мощность от 1 до 10–15 м. Они представляют собой кварц-микроклин-альбитовые, кварц-альбитовые или альбитовые породы с различным содержанием цветного минерала – биотита и рибекита. Микроклин и кварц – более поздние по отношению к альбиту минералы. Они встречаются в основной массе, образуют порфиробласты (в случае кварца иногда ситовидного строения) и прожилки. Биотит присутствует в большинстве случаев, но не всегда. Рибекит встречается в двух генерациях – мелких, секущих биотит, и крупных идиоморфных зернах. Акцессорные минералы – преимущественно циркон и флюорит.

Светлые фениты с крупным рибекитом (2) преимущественно образуют жилы в роговиках и фенитах первого типа, а также развиваются по ксенолитам в среднезернистых гранитах. Реже, чем предыдущие, они встречаются на контактах с гранитами. Фениты (2) имеют большей частью полосчатое строение, обусловленное чередованием меланократовых и лейкократовых полос шириной 1–20 см. В жилах, секущих слоистость, эта полосчатость располагается параллельно слоистости вмещающих пород, а к зальбандам примыкает, как правило, с изгибом. Центральные части жил иногда имеют также массивное строение. Светлые фениты (2) обладают резким контактом с темно-серыми (1), встречаются в последних в виде отдельных прожилков, но по минералогическому составу существенно от них не отличаются. В фенитах (2), как правило, отсутствует биотит, по рибекиту часто развиваются эгирин и арфедсонит. Очень богата в них акцессорная минерализация, детально описанная Д.А. Минеевым /1968/. Лейкократовые и меланократовые прослойки полосчатых разностей различаются по содержанию рибекита, варьирующему от 5 до 40%. Лейкократовые минералы в светлых фенитах (2) те же, что и в темно-серых (1). В участках развития светлых фенитов много пегматоидных кварц-полевошпатовых жилок и обособлений, а также чисто кварцевых прожилков различной мощности. Близ выклинивания светлые фениты иногда окварцованы.

Лейкократовые мелкозернистые фениты (3) развиты локально и проявлены на границе между двумя первыми типами, между ри-

Таблица 2. Содержания породообразующих и редких элементов по

Группа породы	1		2		3	
n	71		48		15	
компоненты	X	S	X	S	X	S
SiO <sub>2</sub>	66,72	5,5	67,81	5,3	65,27	4,6
TiO <sub>2</sub>	0,62	0,2	0,56	0,1	0,56	0,7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,97	2,7	15,39	2,6	16,88	2,8
ΣFeO	4,04	1,4	3,83	1,3	3,86	1,3
MgO	1,14	0,6	1,08	0,7	1,16	0,6
CaO	2,47	1,1	2,53	1,2	1,98	1,1
Na <sub>2</sub> O	4,47	1,3	4,53	1,4	5,00	1,5
K <sub>2</sub> O	2,75	1,4	2,56	1,3	3,30	1,8
П.п.п.	1,40		1,26		1,68	
ΣK <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	7,20		7,18		8,30	
F	79		79		77	
f	39		41		44	
Nb	7,90	4,8	6,5	4,5	8,53	6,1
Zr	211,9	69,5	223,3	75,8	263,6	68,6
V	34,6	53,8	41,3	62,8	45,6	79,0
Sr	470,0	196,7	469,6	222,2	461,7	268,4
Rb	33,4	44,1	35,6	51,4	82,3	70,4
U	3,37	1,5	3,42	1,6	4,29	2,2
Th	6,82	4,8	6,97	5,8	10,28	7,6
K/Rb	1244		1347		901	
Rb/Sr	0,092		0,102		0,255	
Th/U	2,1		2,1		2,4	

Примечание. 1 - состав пород коконьской свиты по разрезам I + II; 2-5 - состав пород по разрезу I-I: 2 - общая выборка, 3 - в интервале 0-100 м от контакта, 4 - от 100 до 450 м, 5 - от 450 до 1300 м; 6-9 - состав пород по разрезу II-II: 6 - общая выборка, 7 - в интервале 0-180 м от контакта с Большим штоком, 8 - от 180 до 260 м, 9 - от 200 до 420 м; 10 - биотитовые метасоматиты; 11-13 - фениты: 11 - общая выборка, 12 - микрозернистые темно-серые фениты, 13 - светлые фениты

группам пород

4		5		6	
17		16		23	
X	S	X	S	X	S
69,88	4,8	67,99	5,5	64,44	5,3
0,54	0,1	0,59	0,5	0,74	0,1
14,51	2,6	14,85	2,4	17,24	2,5
3,44	0,8	4,21	1,0	4,49	1,4
0,96	0,9	1,14	0,1	1,26	0,5
2,54	1,0	3,04	1,7	2,34	1,0
4,54	1,4	4,35	1,4	4,14	1,2
2,09	1,0	2,38	1,5	3,13	1,6
1,14		0,99		1,70	0,8
6,60		6,73		7,27	
80		80		77	5,4
41		41		33	
6,58	3,7	4,4	2,3	10,5	4,4
213,0	46,2	194,5	95,2	188,0	48,7
38,0	43,6	41,0	67,1	21,0	23,7
405,0	162,5	556,7	172,5	470,0	133,1
10	0,9	17	15,9	30	23,3
3,24	0,9	3,01	1,4	3,26	1,3
7,03	6,0	4,54	1,8	6,49	1,7
1699		1394		964	
0,026		0,031		0,069	
2,4		1,7		2,1	

с крупным рибекитом;  $F = \Sigma FeO / (MgO + \Sigma FeO)$  вес. %;  $f = Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$  вес. %; содержания U, Th, Nb, Zr, V, Sr, Rb (г/т), остальные (вес. %); X - среднее; S - стандартное отклонение; n - число проб для породообразующих элементов; для редких элементов число проб согласно табл. 3 и рис. 2, кроме Sr, для которого исключена из подсчета проба 41. Привязку в отдельных разрезах см. на рис. 2 и 3. Проба 49 (рибекитовый метасоматит), как и другие рибекитовые породы, не участвовала в подсчете средних по разрезу и составу свиты в целом.

Окончание табл. 2

Группа породы	7		8		9	
	10		4		9	
	X	S	X	S	X	S
SiO <sub>2</sub>	63,60	4,5	69,33	6,1	63,19	5,0
TiO <sub>2</sub>	0,71	0,1	0,67	0,1	0,80	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,52	1,8	14,53	3,0	18,12	2,2
ΣFeO	4,97	1,4	3,81	1,6	4,25	1,3
MgO	1,33	0,5	1,06	0,8	1,27	0,4
CaO	2,57	0,7	2,76	2,0	1,90	0,4
Na <sub>2</sub> O	4,26	0,9	3,43	1,5	4,33	1,4
K <sub>2</sub> O	2,88	1,4	2,40	1,3	3,72	1,9
П.д.п.	1,63	0,7	1,60	0,1	1,82	1,0
ΣK <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	7,14		5,83		8,05	
F	80	3,2	73	11,2	77	2,9
f	30		19		42	
Nb	13,1	5,4	9,5	1,0	8,4	2,1
Zr	179,4	42,8	146,0	35,4	219,0	45,0
V	27,2	34,1	13,5	4,5	17,0	8,3
Sr	477,0	122	353,0	95,5	521,0	137,7
Rb	27,0	20,0	24,0	9,4	35,0	32,0
U	3,56	1,5	2,17	0,06	3,41	1,2
Th	6,27	1,5	4,53	1,4	7,42	1,4
K/Rb	1025		789		974	
Rb/Sr	0,068		0,058		0,075	
Th/U	1,9		2,1		2,4	

бекитовыми гранитами и фенитами первого или второго типа, в прожилках малой мощности, располагающихся на выклинивании жил светлых фенитов (2) или в виде самостоятельных прожилков в фенитах 1 типа. Фениты (3) замещают также многочисленные ксенолиты в мелкозернистых рибекитовых гранитах. Ширина зон третьей разновидности фенитов невелика и обычно не превышает 0,2 м. Рассматриваемые породы имеют светлую, почти чисто белую окраску, сложены преимущественно альбитом с примесью кварца, мик-

10		11		12	13
11		25		10	15
X	S	X	S	X	X
64,47	6,4	65,75	6,4	65,80	65,71
0,57	0,2	0,63	0,4	0,54	0,69
15,87	2,1	13,36	2,6	14,18	12,86
4,32	1,3	4,87	1,5	4,18	5,32
1,33	0,7	0,86	0,6	0,93	0,82
2,0	0,8	1,98	1,5	2,16	1,86
5,68	0,8	6,60	1,7	6,86	6,43
3,95	1,9	2,91	2,1	2,85	2,95
1,26		1,02		1,37	0,80
9,67		9,50		9,70	9,40
78	8,2	86	7,1	83	88
31	13,5	57	17,5	49	65

роклина, рибекита. В замещенных ксенолитах среди гранитов в большом количестве и в крупных зернах встречаются акцессорные минералы.

Все породы проанализированы на породообразующие компоненты, а роговики вдоль обоих разрезов — дополнительно на U, Th, Nb, Zr, Rb, Sr, Y (табл. 2 и 3). Метаосадки по данным 71 анализа (см. табл. 2) (исключены фениты и приконтактные разности)

Таблица 3. Содержания редких элементов в роговиках коконьской свиты (г/т)

Проба	Nb	Zr	V	Sr	Rb	U	Th	K/Rb	Rb/Sr	Th/U
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	5	208	320	367	93	8,5	14,5	142	0,253	1,7
2	8	223	21	176	108	3,3	6,9	456	0,614	2,1
3	17	392	6,4	338	263			95	0,778	
4	2	215	23	326	58	3,4	5,6	548	0,178	1,6
5	24	406	59	506	4			3300	0,008	
6	6	254	4	203	147	3,1	6,5	340	0,724	2,1
7	5	216	28	342	100			322	0,292	
8	3	263	14	315	77	3,6	6,4	448	0,244	1,8
9	9	267	14	567	11	3,3	5,6	882	0,019	1,7
10	8	237	15	433	57			170	0,131	
11	10	209	16	533	10	8,3	30,4	2290	0,019	3,7
12	5	278	89	591	10	3,6	9,2	3280	0,017	2,6
13	2	196	33	169	55	3,8	9,5	749	0,325	2,5
14	9	227	13	941	71	1,9	8,1	390	0,075	4,3
15	15	363	28	1118	170			110	0,152	
16	5	122	19	177	10	2,2	6,4	1780	0,056	2,9
17	2,0	273	55	409	10	4,0	7,0	1750	0,024	1,8
18	6	149	190	143	14	2,9	3,9	1843	0,098	2,0
19	5	194	16	268	10	3,5	6,4	1600	0,037	1,8
20	5	274	72	410	10	3,2	28,5	2180	0,024	8,9
21	13	251	17	257	10	2,9	5,8	640	0,039	2,0
22	12	210	15	763	10	4,8	5,8	1770	0,013	1,2
23	2	210	36	405	10	2,6	6,4	430	0,025	2,5
24	5	257	24	234	10	2,2	4,3	1112	0,043	2,0
25	15	168	3	489	10			400	0,020	
26	8	177	17	468	10	3,1	5,4	1770	0,021	1,7
27	5	192	4	456	10	5,2	5,2	2280	0,022	1,0
28	3	258	58	346	10	2,4	10,9	3820	0,029	4,5
29	8	237	22	570	10	3,3	4,9	2000	0,018	1,5
30	8	170	39	494	10	3,9	3,8	1640	0,020	1,0
31	5	242	28	367	10	3,4	4,0	1680	0,027	1,2
32	5	238	22,5	629	10			2200	0,016	1,7
33	1	168	19,4	193	25	7,5	3,8	1332	0,130	0,7
34	3	486	52	742	10	2,5	5,5	1200	0,020	2,2
35	5	221	28	326	10	2,2	6,0	970	0,030	2,7
36	5	216	269	478	11			2436	0,023	
37	5	215	11	625	10	3,2	6,3	1600	0,016	2,0
38	5	199	15	621	10	3,1	6,4	1005	0,016	2,1
39	1	163	16	510	10	1,7	3,8	1330	0,020	2,2
40	10	130	24	842	22	2,0	3,8	573	0,026	1,9
41	5	303	100	596	769	2,7	3,9	519	0,011	1,4
42	5	121	11	505	10	2,0	3,1	1860	0,019	1,5
43	5	128	16	240	10	3,6		1810	0,042	0,7

Окончание табл. 3.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
44	1	113	17	496	12	2,2	4,2	2575	0,024	1,9
45	5	144	20	871	33	3,6	2,1	936	0,038	0,6
46	5	138	16	847	12	2,3	3,2	1275	0,014	1,4
47	5	173	8	498	10	3,5	8,8	1490	0,020	2,5
50	17	190	6,5	525	10			1470	0,019	
51	12	154	17	412	18	2,9	5,4	961	0,044	1,9
52	27	194	18	432	47	4,3	9,3	717	0,110	2,1
53	10	127	13	472	10	3,8	6,6	7	0,021	1,7
54	10	178	17	635	19	2,0	5,6	784	0,030	2,8
55	10	154	27,5	574	15	2,5	4,8	800	0,026	1,9
56	10	142	15	590	10	3,0	6,0	1480	0,017	2,0
57	10	274	123	332	39			1000	0,117	
58	14	218	23	248	56			112	0,220	
59	11	163	12	546	60	6,4	6,2	603	0,057	1,0
60	8	112	20	345	10	2,1	3,0	400	0,029	1,4
61	10	188	13	450	32			728	0,071	
62	10	164	11	392	26	2,2	5,7	881	0,066	2,6
63	10	123	10	225	26	2,2	4,9	1150	0,068	2,2
64	10	245	10	686	24	1,7	4,9	1342	0,035	2,9
65	10	197	17	495	19	3,0	9,0	1300	0,038	3,0
66	10	195	18	542	10	2,2	6,7	220	0,018	3,0
67	10	212	14	312	78	2,5	8,2	626	0,250	3,3
68	7	292	32	713	41	5,4	8,0	600	0,058	1,5
69	5	149	5	362	10	4,1	6,3	520	0,028	1,5
70	6	261	24	542	89	4,1	9,1	588	0,164	2,2
71	9	202	15	514	8	4,3	7,2	2600	0,016	1,7

Примечание. Местоположение проб см. на рис. 2, 3.

близки среднему составу граувакк /Сидоренко, Розен, 1977/, но отличаются от них повышенным содержанием щелочей (в сумме на 2-4%). На диаграмме А.А. Предовского /1970/ они попадают преимущественно в поле граувакк - субграувакк, в небольшой степени аркозов или глинистых пород; часть из них попадает в поле сиенитов, что также отражает повышенное содержание щелочей в осадках. Количество отдельных окислов в породах очень различно (см. рис. 2 и 3), что связано большей частью с неоднородностью первичных пород. Сравнительно монотонны и низки количества радиоактивных элементов (см. табл. 3). Средние содержания (см. табл. 2) составляют (г/т): U -  $3,4 \pm 0,2$ , Th -  $6,8 \pm 0,6$ , Th - U отношение - 2,1. Содержания Y, Nb, Zr приближаются к кларковым. Необычно высоки содержания Sr и низки - Rb. По количеству Rb и Sr, а также отношениям Rb/Sr и K/Rb (см. табл. 3) с учетом нормально-кларковых содержаний

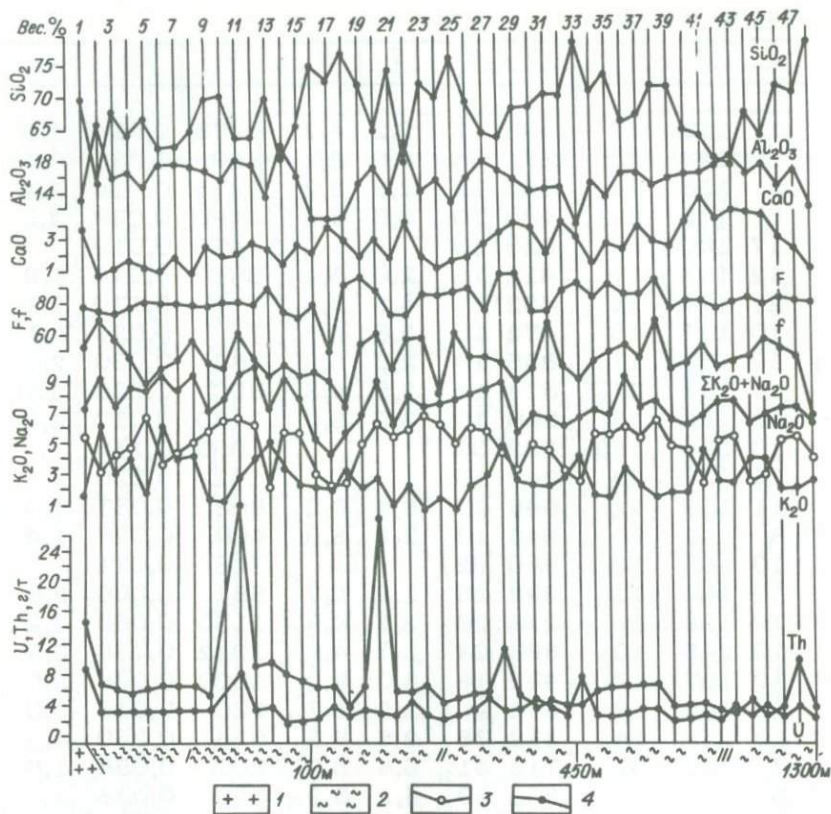


Рис. 2. Изменение состава осадочно-метаморфических толщ вдоль разреза 1 - 1.

1 - щелочные граниты; 2 - роговики по песчанико-сланцевым отложениям коконьской свиты: I - в 0-100 м от контакта, II - в 100-450 м, III - в 450-1300 м; 3 - линия  $K_2O$ ; 4 - все другие компоненты; 1-48 - номера проб.

Zr отложения коконьской свиты имеют аналоги только в образованиях нижней коры /Тарни Дж., 1980/.

В распределении элементов по отношению к интрузиву устанавливается зональность. В разрезе, пройденном в северо-западной части Большого штока (см. рис. 2), по химическому составу пород выделяются 3 зоны: на расстоянии 100 м от контакта, в интервале 100-450 м и 450-1300 м от контакта. Средние содержания всех компонентов в породах этих зон различны (см. табл. 2, рис. 2), кроме среднего содержания FeO и MgO. При этом количества  $SiO_2$ , CaO убывают при приближении к контакту, а  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , П.п.л., U, Th, Rb, Nb возрастают. Выборки по зонам

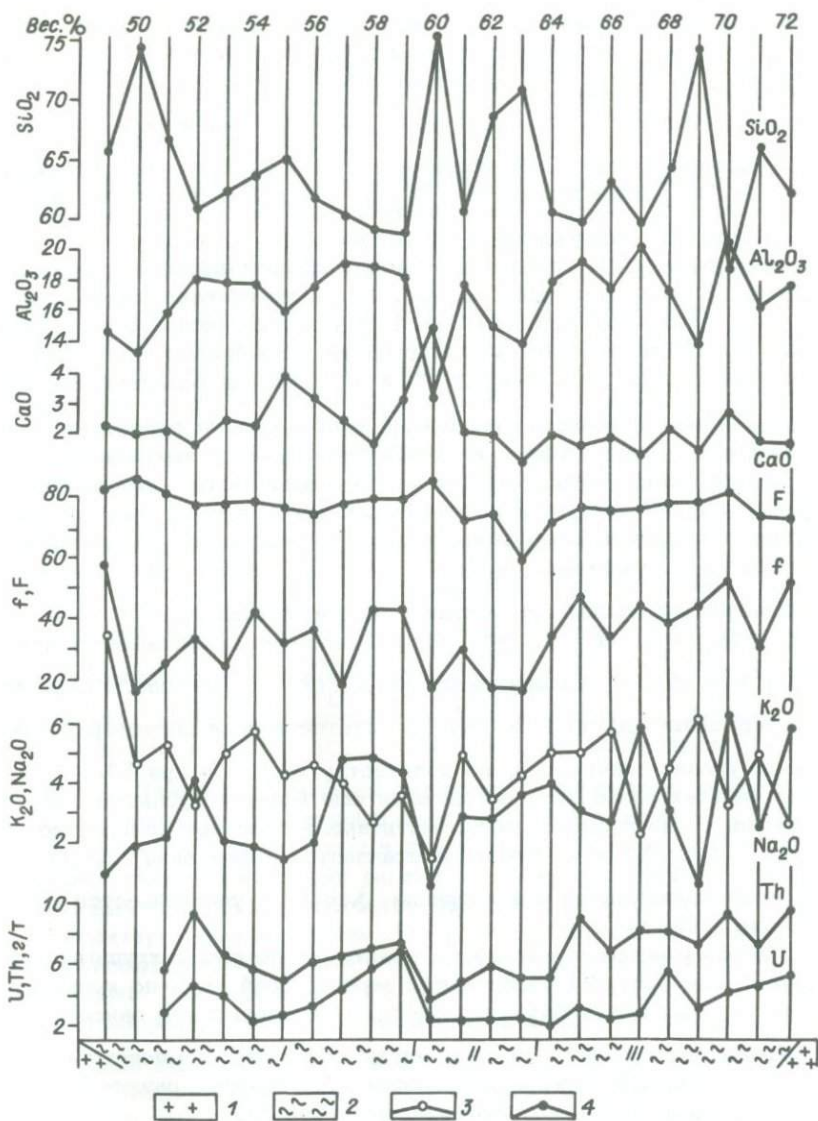


Рис. 3. Изменение состава осадочно-метаморфических толщ вдоль разреза II-II. Обозначения 1-4 - те же, что на рис. 2.

I - роговики в 0-180 м от контакта с Большим штоком; II - в 180-260 м; III - в 260-420 м. Интервал отбора проб 20 м.

сравнивали между собой по критерию Ван-дер-Вардена /Лакин, 1980/. Согласно этому критерию, с 1%-ным уровнем значимости 1-я зона отличается от 2-й и 3-й по содержанию  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\Sigma\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ , П.п.п., U, Th, Rb, 1-я зона отличается от 3-й по содержанию Nb, с 5% уровнем значимости 1-я зона отличается от 2-й и 3-й по количеству  $\text{K}_2\text{O}$ . Зоны 2 и 3 значимо различаются лишь по содержанию U, Th и Sr.

В разрезе I-II, пройденном между обоими штоками, также выделяются 3 зоны (см. табл. 2, рис. 3): 2 приконтактные и промежуточная (шириной около 80 м). Ввиду малых численностей в выборках значимые различия между средней и крайними зонами имеются лишь по  $\Sigma\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ , U и f (степень окисленности железа). Однако тенденции, отмеченные в предыдущем разрезе для всех компонентов, кроме MgO и FeO, отчетливо проявились и здесь.

В биотитовых метасоматитах закономерности изменения химического состава, установленные для роговиков по мере их приближения к контакту, прослеживаются, а по некоторым компонентам усиливаются. Содержания  $\text{SiO}_2$  и CaO здесь такие же, как в роговиках, удаленных от контакта на расстояние до 100 м, а  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\Sigma\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  — существенно выше (более чем на 1%), концентрация же  $\text{Al}_2\text{O}_3$  понижена. Различия по содержанию  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  статистически достоверны при 1%-ном уровне значимости, по количеству  $\text{K}_2\text{O}$  — при 5%.

В фенитах различия с роговиками еще более углубляются. В сравнении с биотитовыми метасоматитами возрастает количество  $\text{Na}_2\text{O}$  (на 1%) и f. Меньшим становится содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , несколько уменьшается концентрация MgO и увеличивается содержание FeO.

Микрозернистые темно-серые фениты и светлые с крупным рибекитом (см. табл. 2) различаются между собой лишь по количеству  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (в первых больше), FeO и степени его окисленности (больше во вторых). По содержанию остальных компонентов, в том числе щелочей, они не отличаются. Достоверные различия при 1%-ном уровне значимости установлены лишь для f.

Расчет коэффициентов корреляции показывает, что в роговиках, удаленных от контакта на расстояние более 100 м, устанавливаются следующие высокосignификантные связи: отрицательные — между  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$ ; CaO и  $\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ ; положительные — между  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , MgO, FeO (изредка  $\text{Na}_2\text{O}$ ); FeO и MgO (редко  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO); Zr и Rb; Rb и  $\text{K}_2\text{O}$ ; U и Th (в половине случаев). В прилегающих к контакту роговиках и метасоматитах всех типов перечисленные связи в основном

сохраняются, исчезает только отрицательная связь  $\text{CaO}$  с  $\text{Na}_2\text{O}$ , вместо нее появляется в части выборок отрицательная связь  $\text{CaO}$  с  $\text{K}_2\text{O}$ , кроме того, в большинстве случаев устанавливается отрицательная зависимость  $\text{SiO}_2$  с  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Изложенные результаты показывают, что метасоматические преобразования рамы в экзоконтактных ореолах имеют площадное развитие и не ограничиваются участками, где развиты типичные фениты. Так, привнос во вмещающие породы  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и рубидия устанавливается на расстояние до 100 м от контакта, а  $\text{U}$  и  $\text{Th}$  — до 450 м. Вполне вероятно, что привнос щелочей осуществлялся во всем изученном интервале, о чем свидетельствует альбитизация плагиоклаза на значительном удалении от контакта. В пользу такого предположения говорит также повсеместно повышенное содержание щелочей, особенно натрия в метаосадочных породах. По этому признаку аналогов изученной толще в других районах мира нами не найдено. Кроме того, по крайней мере, о перераспределении щелочей свидетельствует значимая обратная корреляция между  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , установленная во всех выборках и не связанная с содержаниями каких-либо других компонентов. Обратные связи  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  видны и на графиках (рис. 2, 3), на которых максимумы содержаний одного соответствуют минимумам другого. Интервалы повышенных содержаний  $\text{K}_2\text{O}$  или  $\text{Na}_2\text{O}$  составляют от 10 до 350 м. Такой пилообразный характер распределения щелочей, непосредственно не отражающий постепенного убывания их содержаний от контакта с интрузивом в глубь рамы, свидетельствует, что главными путями циркуляции растворов служила слоистость или зоны повышенной трещиноватости, параллельные слоистости.

Характерно распределение  $\text{U}$  и  $\text{Th}$ , на отдельных интервалах обнаруживаются аномальные их концентрации (на кларковом уровне), резко выделяющиеся на фоне монотонно низких содержаний и коррелирующиеся с повышенными концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$ .

Абсолютные значения аномальных содержаний  $\text{U}$  и  $\text{Th}$  и частота их встречаемости уменьшается при удалении от контакта.

Фениты, как описано выше, развиты локально в контактовом ореоле, что особенно касается жильных тел. При процессе фенитизации, приводящем к смене минеральных парагенезисов, не происходит качественно новых химических преобразований, а лишь усиливаются тенденции, характерные для приконтактных роговиков, — увеличение содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $f$ . Концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  здесь меньше, чем в прилегающих роговиках и даже тех, которые находятся на максимальном удалении от контакта; вместе с тем минимально и содержание  $\text{SiO}_2$ , с которым глинозем находится в обратной корреляции. Здесь, несомненно, имел место вынос  $\text{Al}$  и,

возможно, с этим процессом связан рост содержаний  $Al_2O_3$  в роговиках в интервале до 100 м от контакта. Содержания  $K_2O$  в целом в фенитах не возрастают, но резко усиливается контрастность его распределения, которая особенно интенсивно выражена в светлых полосчатых фенитах с крупным рибекитом, где в отдельных образцах содержание изменяется от 0,7 до 10%.

Вещество при метасоматозе перемешалось преимущественно инфльтрационным путем вдоль контакта, плоскостей сланцеватости или зон трещиноватости, в меньшей мере — путем диффузии. К продуктам преобладающе диффузионного метасоматоза можно отнести биотит-альбитовые породы, развитые на контакте с интрузивом в местах отсутствия фенитов. В них обнаруживаются повышенные в сравнении с прилегающими роговиками количества щелочей и наиболее высокое среди всех выделенных типов пород содержание  $K_2O$ . Таким метасоматитам в эндоконтакте соответствуют фации биотитовых гранитов /Габбро-гранитные..., 1977/, что свидетельствует о преобладающей роли в этом случае диффузионных процессов на контакте.

Процесс метасоматоза имел многостадийный характер. Выделяются, по крайней мере, 3 стадии. В первую из них на широком удалении от контакта осуществлялся привнос щелочей, U и Th. Возможно, что привнос Na несколько опережал по времени привнос K, с чем, вероятно, связаны перераспределение щелочей и их обратная корреляция. Конечный продукт этой стадии — биотит-альбитовые метасоматиты, встречающиеся в непосредственном контакте с интрузивом и обогащенные элементами редкометальной группы. По-видимому, накопление этих элементов связано с диффузионным характером взаимодействия магмы и рамы.

Во вторую стадию образовались экзоконтактные микрозернистые темные фениты. Они образовывались при продолжающемся привносе Na и возросшем окислительном потенциале. В эту стадию отлагается часть редкометальной минерализации.

С третьей стадией связано формирование секущих жил светлых фенитов с крупным рибекитом, которое происходит при максимально высоком окислительном потенциале и сопровождается отложением главной массы редкометальной минерализации.

По широкому развитию флюорита в фенитах можно заключить, что флюид имел галоидный состав, изменяющийся во времени с ходом кристаллизации расплава. В первую стадию он был, вероятно, водно-хлоридный, во вторую и третью, характеризующиеся широким развитием F-содержащих минералов, — водно-фторидный. Первая стадия осуществлялась в магматический этап и, может быть, даже в какой-то мере предшествовала формированию интрузива. Вторая стадия приходилась на поздне-магматический этап, ибо приводила к возникновению во вмещающих породах того же минерального парагенезиса, который кристаллизовался из магмы, третья стадия связана с высокотемпературным постмагматическим этапом. Она в значительной степени наложилась и на гранитоиды, приведя в

них к кристаллизации новых минералов — эгирина, арфведсонита и богатой редкометальной минерализации. От первой стадии к третьей процесс становится все более локальным, пространственно приближающимся к интрузиву. По-видимому, по мере остывания интрузива и изменения характера флюида уменьшилась миграционная подвижность вещества.

В вопросе о происхождении флюидов мы согласны с мнением Е.В. Негрей и А.Н. Леонтьева /1981/ о том, что они не связаны с дифференциацией расплавов, поскольку проявились узколокально, при генерации или перемещении порции расплава, сформировавшего только Верхнеэспинский интрузив керегетас-эспинского комплекса.

### Литература

Бобров В.А., Гофман А.М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов (методологические разработки). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1971. 68 с.

Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1977. 245 с.

Лакин Г.Ф. Биометрия. М.: Высшая школа, 1980. 292 с.

Леонтьев А.Н., Бескин С.М., Казарин В.Н., Ларин В.Н. О геологической позиции редкометальных щелочных гранитов Чингиз-Тарбагатай в связи с обоснованием их магматического генезиса. — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 131-137.

Луговской Г.П., Матиас В.В., Тимофеев И.Н., Фельдман Л.Г. Строение массивов редкометальных гранитов и особенности их генезиса. — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М.: Недра, 1972, с. 131-161.

Минеев Д.А. Геохимия апогранитов и редкометальных метасоматов Северо-Западного Тарбагатай. М.: Наука, 1968. 185 с.

Негрей В.В., Леонтьев А.Н. Геологическое строение и петрология Эспинского массива рудоносных щелочных гранитов. — В кн.: Петрология и петрохимия рудоносных магматических формаций. М.: Наука, 1981, с. 184-217.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, Кольский филиал АН СССР, 1970. 114 с.

Сидоренко А.В., Розен О.М. Терригенные отложения раннего докембрия и формирование континентальной коры. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия. Апатиты, 1977, с. 83-97.

Тарни Дж. Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М., 1980, с. 407-420.

Шипицын Ю.Г., Пономарчук В.А., Пялигин А.О., Сотников В.И. Многокомпонентный нейтронно-активационный и рентгенорадиометрический анализ сфена. — В кн.: Спектрометрические методы анализа в геохимии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 33-47.

ПОВЕДЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ  
В МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ  
КАЗСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
В ГОРНОЙ ШОРИИ

Выявление особенностей миграции элементов представляет большое научное и практическое значение как для больших территорий, так и для отдельных месторождений. Однако этому вопросу уделяется недостаточно внимания. Так, например, несмотря на то, что Казское железорудное месторождение изучается с 30-х годов и о нем написаны хорошие монографии /Дербигов, Рудкевич, 1971; Сиянков, 1975/, поведение элементов в рудах и вмещающих породах не освещено. Собранный нами большой геологический и аналитический материал позволяет установить изменения концентрации элементов в метасоматитах и окружающих их породах для эксплуатируемой части Казского железорудного месторождения.

Основу Казского железорудного месторождения образуют терригенно-карбонатно-вулканогенные отложения, выделенные в рифейскую сухаринскую свиту /Железорудные..., 1981/, прорванную габбро-диорит-плагиогранитовыми массивами Казского комплекса /Кононов, 1970/ и вмещающую тела магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд с оторочками известковых скарнов. Руды, интрузивы и вмещающие их породы с резким несогласием перекрывают ордовикской флишовой толщей, в конгломератах которой обнаружены обломки вулканитов, осадочных пород, габбро, диоритов, маргитов и гематитов /Сиянков, 1975/. Железорудные тела и окружающие их метасоматиты образуют полосу, вытянутую на 6 км при ширине до 1 км. В геологическом строении полосы наблюдается отчетливая зональность /Кононов, 1970/. Неизмененные (слабый региональный метаморфизм начала фации зеленых сланцев мы не учитываем) вмещающие породы к середине рудно-скарновой зоны постепенно переходят в альбитизированные породы, альбититы, известковые скарны (гранат-пироксеновые, гранатовые и магнетит-гранатовые) и руды (магнетитовые и сульфидно-магнетитовые). Скарны и руды метаморфизованы гранитами тельбесского комплекса, что было отмечено еще Л.Е. Барановской /1961/, и по ним, как и по вмещающим их породам, развились полосы и пятна эпидозитов и гранатовых скарнов, а также прожилки с амфиболом и пиритом /Кононов, Абузов, Веселов, 1970/. Таким образом, мы имеем две группы метасоматитов. Первая группа представлена рядом альбититы - сульфидно-магнетитовые руды и вторая группа - эпидозиты - пиритовые руды.

В ряду терригенно-карбонатно-вулканогенные и габбро-диорит-плагиогранитовые породы - альбитизированные породы - альбититы -

**Таблица 1.** Среднее содержание главных пороодо- и рудообразующих элементов во вмещающих породах и метасоматитах ряда альбититы - сульфидно-магнетитовые руды

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	40,15	53,15	56,91	39,25	37,37	25,33	6,12	6,5
TiO <sub>2</sub>	0,59	1,07	0,65	0,91	0,34	0,41	0,13	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,27	15,81	16,85	9,68	8,73	8,20	2,14	1,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	2,84	1,77	8,35	14,08	28,35	56,55	33,22
FeO	4,92	7,42	3,09	10,78	4,65	14,53	28,48	32,98
MnO	0,16	0,14	0,09	0,37	0,55	0,26	0,12	0,11
MgO	3,46	3,24	2,58	4,60	1,16	0,64	0,34	0,66
CaO	18,97	7,08	8,38	23,65	28,91	19,70	3,14	3,48
Na <sub>2</sub> O	2,22	3,74	4,14	0,33	0,13	0,12	0,13	0,13
K <sub>2</sub> O	2,00	2,17	3,64	0,41	0,22	0,17	0,12	0,12
S	0,83	0,82	0,72	0,62	0,47	0,89	0,97	3,57

Количество  
во проб

23      8      3      3      3      3      5      3

**Примечание.** 1 - вмещающие порфириды, песчаники, известняки, сланцы, габбро, диориты, плаггиограниты; 2 - альбитизированные вмещающие породы; 3 - альбититы; 4 - гранат-пироксеновые скарны; 5 - гранатовые скарны; 6 - магнетит-гранатовые скарны; 7 - магнетитовые руды; 8 - сульфидно-магнетитовые руды.

гранат-пироксеновые скарны - гранатовые скарны - магнетит-гранатовые скарны - магнетитовые руды - сульфидно-магнетитовые руды отчетливо обособляются три группы элементов, содержание которых одинаково изменяется в породах и рудах (табл. 1), и четыре группы второстепенных элементов (табл. 2).

Среди главных пороодо- и рудообразующих элементов первую группу составляют кремний, алюминий, натрий и калий. Наибольшая концентрация их приходится на альбититы, а наименьшая - на сульфидно-магнетитовые руды. Минимальные содержания элементов второй группы - магния и кальция, установлены в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах, но максимум магния зафиксирован в гранат-пироксеновых скарнах, а кальция - в гранатовых скарнах. Альбититы беднее всех железом и марганцем. Магнетитовые руды обогащены окисью, а сульфидно-магнетитовые руды - закисью железа. Гранатовые скарны - основные носители двуокиси марганца. Метасоматиты, обогащенные тем или иным компонентом постепенно изменяются, превращаясь в метасоматиты, обедненные им.

Таблица 2. Среднее содержание второстепенных пороодо- и рудообразующих элементов во вмещающих породах и метасоматитах ряда альбитит-сульфидно-магнетитовые руды

Элемент	1	2	3	4	5	6
V	0,008	0,002	0,002	0,005	0,002	0,001
Co	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Zn	0,014	0,004	0,46	0,069	0,024	0,139
Cu	0,012	0,008	0,026	0,026	0,033	0,041
Pb	0,005	0,001	0,006	0,005	0,003	0,015
Cd	0,001	0,005	0,003	0,002	0,001	0,001
Zr	0,023	0,151	0,034	0,032	0,003	0,004
Sr	0,039	0,001	0,008	0,006	0,007	0,021
As	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Bi	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,007
Sn	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Mo	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002
Ga	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001

Количество  
проб

175    58    64    65    115    21

Примечание. 1 - вмещающие порфириды, песчаники, известняки, сланцы, габбро, диориты, плагиограниты; 2 - альбититы; 3 - гранат-пироксеновые скарны; 4 - гранатовые скарны; 5 - магнетитовые руды; 6 - сульфидно-магнетитовые руды.

Концентрация ванадия, никеля, кобальта и циркония, наиболее высокая во вмещающих породах, постепенно снижается к сульфидно-магнетитовым рудам. Почти противоположную тенденцию имеют элементы второй группы - свинец, медь и цинк. Максимум содержания их характерен для сульфидно-магнетитовых руд, а минимум - для альбититов. Наиболее богаты стронцием и висмутом (третья группа элементов) вмещающие породы, несколько беднее ими - сульфидно-магнетитовые руды, самые обедненные альбититы. Почти одинаковую небольшую концентрацию элементов четвертой группы (олово, молибден, галлий и германий) имеют вмещающие породы и сульфидно-магнетитовые руды, тогда как альбититы и скарны имеют их меньше всего. Несколько обособленное положение от выделенных групп элементов имеет кадмий. Максимум содержания его зафиксирован в альбитите, а минимум - в сульфидно-магнетитовой руде.

**Таблица 3.** Среднее содержание главных пороодо- и рудообразующих элементов во вмещающих породах и метасоматитах ряда эпидозиты - пиритовые руды

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	36,35	36,45	37,92	36,96	34,42	8,63
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,59	0,59	0,47	0,34	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,81	14,05	14,53	12,34	9,87	2,29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,49	10,15	10,79	10,63	} 20,86	} 47,79
FeO	10,31	8,17	5,22	3,36		
MnO	0,18	0,27	0,30	0,20	0,26	0,06
MgO	2,71	2,61	2,54	3,07	4,59	0,65
CaO	14,77	20,57	24,62	27,34	14,46	3,31
Na <sub>2</sub> O	1,88	0,58	0,16	0,15	0,21	0,23
K <sub>2</sub> O	1,51	0,41	0,09	0,09	0,46	0,50
S	1,06	1,07	1,09	0,62	10,37	26,77
Количество проб	49	9	3	3	3	4

**Примечание.** 1 - вмещающие породы, в том числе метасоматиты ряда альбитит - сульфидно-магнетитовая руда; 2 - эпидотизированные породы; 3 - эпидозиты; 4 - гранатовые скарны; 5 - пирит-актинолитовые породы; 6 - пиритовые руды.

В ряду вмещающие породы - эпидотизированные породы - эпидозиты - гранатовые скарны - пирит - актинолитовые породы - пиритовые руды хорошо выделены три группы главных петро- и рудообразующих элементов (табл. 3) и три группы второстепенных элементов (табл. 4). В первую группу главных пороодо- и рудообразующих элементов отнесены кремний, алюминий и марганец. Максимальное их содержание в эпидозитах постепенно снижается до минимального в пиритовых рудах. Элементы второй группы - натрий, калий и железо - обнаруживают тенденцию, противоположную тенденции, свойственной первой группе. Наименьшее содержание их установлено в гранатовых скарнах, а наибольшее - в пиритовых рудах. Пониженная концентрация магния и кальция наблюдается в пиритовых рудах, повышенная магния - в пирит-актинолитовых породах, а кальция - в гранатовых скарнах.

В первую группу второстепенных элементов отнесены ванадий, кобальт, никель, свинец, стронций и молибден. Содержание их постепенно уменьшается от эпидозитов к пиритовым рудам. Характер поведения второй группы элементов (цинк, медь, мышьяк) противо-

**Таблица 4.** Средние содержания второстепенных породо- и рудообразующих элементов во вмещающих породах и метасоматитах ряда эпидозиты - пиритовые руды

Элемент	1	2	3	4	5
V	0,008	0,008	0,003	0,002	0,001
Co	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001	следы
Zn	0,014	0,045	0,045	0,66	0,106
Cu	0,012	0,014	0,022	0,033	0,041
Pb	0,005	0,018	0,012	0,003	0,001
Zr	0,023	0,003	0,004	0,003	0,003
Sr	0,039	0,046	0,017	0,001	0,001
As	0,003	0,02	0,023	0,12	0,16
Mo	0,002	0,004	0,002	0,001	0,002
Sn	0,001	0,002	0,002	0,002	0,004
Ga	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Количество проб	49	31	53	27	34

**Примечание.** 1 - вмещающие породы; 2 - эпидозиты; 3 - гранатовые скарны; 4 - пирит-актинолитовые породы; 5 - пиритовые руды.

положен характеру поведения элементов первой группы. Повышенное содержание их наблюдается в пиритовых рудах и пирит-актинолитовых породах, а пониженное - в эпидозитах. В третью группу входят олово и галлий. Концентрация их остается практически постоянной во всех породах и в рудах.

Сравнение поведения химических элементов в двух рядах метасоматитов раскрывает как их сходство, так и различие. Одинаковый характер изменения имеют главные петро- и рудогенные окислы: кремнезем, глинозем, окисное и закисное железо, магнезия, известь, а также второстепенные элементы, например, ванадий, кобальт, никель, цинк, медь, стронций. Различную тенденцию обнаруживают щелочи, марганец и свинец. Так, если в ряду альбититы - сульфидно-магнетитовые руды более поздние метасоматические образования обедняются щелочами, марганцем и обогащаются свинцом, то в ряду эпидозиты - пиритовые руды наблюдается противоположное поведение - поздние метасоматиты имеют максимальную концентрацию щелочей, но минимальную - свинца.

Интересные данные получены и при сопоставлении составов минералогически одинаковых образований. Так, в обоих рядах метасоматитов присутствуют минералы группы эпидота. В альбитизированных породах и альбититах это клиноцоизит с 7% железа ( $N_g = 1,714 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,694 \pm 0,002$ ), а в эпидотизированных породах и в эпидозитах - эпидот с 35% железа ( $N_g = 1,754 \pm 0,002$ ,  $N_p = 1,728 \pm 0,002$ ). В обоих же рядах метасомати-

тов присутствуют гранатовые скарны, но в ряду альбитит – сульфидно-магнетитовые руды – это андрадит-гроссуляр с 10–70% андрадитовой молекулы (параметры элементарной ячейки от  $11,857 \pm 0,003$  до  $11,977 \pm 0,002 \text{ \AA}$ ), а в ряду эпидозит-пиритовые руды – это андрадит со 100% андрадитовой молекулы (параметры элементарной ячейки от  $12,025 \pm 0,002 \text{ \AA}$  до  $12,039 \pm 0,001 \text{ \AA}$ ). Характерно, что гранаты в одном и том же ряду, но в разных минеральных ассоциациях имеют различный состав. Так гранаты известковых скарнов в ряду альбитит – сульфидно-магнетитовые руды имеют разное количество андрадитовой молекулы. Гранат из гранат-пироксеновых скарнов имеет 10–20% андрадитовой молекулы (параметры элементарной ячейки  $11,870$ – $11,874 \text{ \AA}$ ), в гранатовых скарнах – 40–55% андрадитовой молекулы (параметры элементарной ячейки  $11,901$ – $11,946 \text{ \AA}$ ), а в магнетит-гранатовых скарнах – 60–75% андрадитовой молекулы (параметры элементарной ячейки  $11,951$ – $11,977 \text{ \AA}$ ).

Приведенные материалы позволяют рекомендовать при поисковых работах на железные руды шире использовать геохимические методы анализа с целью выявления поведения элементов в продуктах метасоматических преобразований. Нуждается в уточнении утверждение о тесной связи железооруденения с натровыми метасоматитами. Из приведенных данных видно, что в ряду альбититы – сульфидно-магнетитовые руды резко понижается концентрация окиси натрия, равно как и сумма щелочей, а в ряду эпидозит – пиритовые руды наблюдается противоположная картина.

## Литература

Барановская Л.Е. Метаморфизм скарнов и руд Казского месторождения в Горной Шории. – В кн.: Труды Восточного научно-исследовательского горнорудного института и горного факультета Сибирского металлургического института. Вып. 1. Сталинск: Кемеровское изд-во, 1961, с. 153–162.

Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактно-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1965. 291 с.

Дербиков И.В., Руткевич И.С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. Новосибирск: изд. СНИИГТИМС, 1971. 91 с.

Железорудные месторождения Сибири / Калугин А.С., Калугина Т.С., Иванов В.И. и др. Новосибирск: Наука, 1981. 338 с.

Кононов А.Н. Зональность и петрохимические черты формирования метасоматических пород и вероятный источник железа на Казском месторождении Горной Шории. – В кн.: Труды Восточного научно-исследовательского горнорудного института и горного факультета Сибирского металлургического института. Вып. 10. Красноярск: Красноярское изд-во, 1970, с. 226–235.

Кононов А.Н. Казский габбро-плагиогранитовый комплекс (Горная Шория). — В кн.: Труды Восточного научно-исследовательского горнорудного института и горного факультета Сибирского металлургического института. Вып. 11. Красноярск: Красноярское изд-во, 1972, с. 160-165.

Кононов А.Н., Абузов В.А., Веселов А.И. Новые данные о геологическом строении и структуре Казского железорудного месторождения. — В кн.: Труды Восточного научно-исследовательского горнорудного института и горного факультета Сибирского металлургического института. Вып. 10. Красноярск: Красноярское изд-во, 1970, с. 236-238.

Сняжков В.И. Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Казского рудного поля (Горная Шория). Новосибирск: Наука, 1975. 195 с.

---

С.С. Долгушин, А.П. Павлов

## ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА НА ЯРЫШКОЛЬСКОМ МАГНЕТИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Ярышкольское магнетитовое месторождение (открыто в 1976 г., названо по одноименной горе) располагается в высокогорной части Западного Саяна в области его сочленения с Горным Алтаем. С открытием Ярышкольского месторождения в Западном Саяне определился новый железорудный район, объединяющий ряд месторождений (в том числе Волковское), перспективных рудопроявлений и крупных магнитных аномалий, близких по характеру минерализации Ярышкольскому месторождению, но, за исключением Волковского, слабо изученных. С изучением Ярышкольского месторождения с его хорошей обнаженностью и достаточной представительностью всех типов рудной минерализации, порознь известных и на других объектах, могут быть решены многие проблемы, в том числе касающиеся причин образования богатых руд и их пространственного размещения.

Ярышкольское месторождение располагается в поле развития осадочных пород нижнесилурийского возраста, представленных песчаниками и алевролитами с единичными прослоями известняков. Осадочные отложения прорываются породами плутоно-вулканического комплекса, по-видимому, девонского возраста, образующими сплошное поле размером 1,0х3,5 км, к западному окончанию которого и приурочено Ярышкольское месторождение. Вулканогенная составляющая этого комплекса представлена грубообломочными породами прижерловых и жерловых фаций — лавобрекчиями кислого и среднего состава, грубообломочными туфами, интрузивные — кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, альбитит-порфирами, анде-

зитовыми порфиритами, слагающими мелкие штоки и дайки, нередко выходящие за пределы поля сплошного развития пород этого комплекса. В качестве важной особенности интрузивных и вулканогенных пород отметим широкое развитие среди них магнетитсодержащих разновидностей с первично магматогенным магнетитом — рудных порфиров и порфиритов.

Рудная минерализация представлена тремя пространственно разобщенными типами: 1 — рудными порфиритами, 2 — магнетитовыми жилами и 3 — оруденелыми альбитофирами, из которых промышленными являются только последние. Коротко остановимся на характеристике выделенных типов.

Первый тип минерализации представлен первично-магматической вкрапленностью магнетита в порфиритах, залегающих в виде даек как внутри поля развития вулканогенно-интрузивных пород, так и за его пределами среди песчаников и алевролитов. Порфириты из разных участков месторождения по составу и структурным особенностям близки между собой и различаются в основном по содержанию магнетита, количество которого колеблется от 5–10 до 15–20%, а в отдельных случаях — до 30–40%. Порфириты с повышенным (более 10%) содержанием магнетита мы относим к группе рудных порфиров. Наиболее распространены порфириты с содержанием магнетита около 15–20%. В таблице приведены данные химических анализов рудных порфиров, из которых видно, что их характеризует высокое (20–30%) содержание окислов железа и их состав, при пересчете на породу с содержанием этих окислов условно 8%, свойственных основной массе порфиров участка, наиболее близко отвечает породам средне-основного состава.

Рудные порфириты Ярышкольского месторождения представляют собой мелкозернистые породы от темно-серого до почти черного цвета (в зависимости от содержания магнетита) с ярко выраженной порфировой структурой, обусловленной однообразно ориентированными таблитчатыми или лейстовидными выделениями плагиоклаза (олигоклаз-альбита) на фоне мелкозернистой магнетитсодержащей основной массы (рис. 1, а, б). В основной массе магнетит присутствует в виде сыпи мелких кристалликов размером в сотые доли миллиметра. Находясь в основной массе, магнетит никогда не замещает и не корродирует порфировые выделения плагиоклаза. В участках, где магнетита много, он выполняет роль цемента по отношению к вкрапленникам плагиоклаза, обуславливая сидеронитовую структуру. По микротвердости, составу микропримесей магнетит рудных порфиров аналогичен магнетиту рудных зон и жил, только с более высоким содержанием титана /Мазуров, Васильева, Единцев, 1980/.

Вторичные изменения рудных порфиров связаны в основном с их биотитизацией и в меньшей степени — с хлоритизацией, отражающих, вероятно, региональный метаморфизм пород. Биотит в виде мельчайших чешуек развивается по основной массе в промежутках между зернами магнетита. Из-за мелкозернистости биоти-

## Химический состав пород Ярьшкольского месторождения

Но- мер	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO
1	73,88	0,10	14,27	0,37	0,50	0,01	1,00
2	75,46	0,07	14,03	0,10	0,83	0,01	0,72
3	77,47	0,12	10,87	0,57	1,33	0,03	1,65
4	77,88	0,11	12,96	0,10	0,65	0,01	0,57
5	68,05	0,52	13,48	2,40	3,53	0,02	н/о
6	69,80	1,00	12,96	3,33	2,16	н/о	1,00
7	69,82	0,62	14,46	3,89*		0,01	н/о
8	63,38	1,21	12,18	4,06	5,55	сл.	0,43
9	62,35	0,72	14,13	3,60	4,58	сл.	0,80
10	42,18	1,63	12,82	30,87*		сл.	0,72
11	46,49	1,47	13,45	13,72	9,38	сл.	0,86
12	46,90	1,47	13,06	11,46	9,02	сл.	0,72
13	52,15	1,24	13,48	10,99	8,15	сл.	0,43
14	45,94	0,70	15,71	11,99	8,83	0,03	0,36
15	47,79	2,82	13,58	14,06	8,07	сл.	1,29
16	47,16	0,68	15,47	14,17	8,36	0,01	0,50
17	60,76	1,40	17,42	1,00	3,43	сл.	3,02
18	55,70	0,72	19,86	1,09	4,90	сл.	3,73

Примечание. 1-5 - интрузивные альбитит-порфиры: 1 - дайка кварцевого альбитит-порфира, рвущая алевролиты; 2 - кварцевый альбитит-порфир в 10 см от контакта, прорывающей его дайку рудного порфирита; 3 - кварцевый альбитит-порфир наиболее крупного штока центральной части поля развития пород плутоно-вулканического комплекса; 4 - дайка кварцевого альбитит-порфира, рвущая известняки; 5 - дайка альбитит-порфира в пределах Главной рудной зоны. 6-9 - промежутки шириной 4-5 см между магнетитовыми обособлениями в рудах гириандовидной текстуры Главной рудной зоны: 6-7 - альбитофиры белого цвета, слабо биотитизированные; 8-9 - альбитофиры серо-зеленого цвета, биотитизированные и хлоритизированные. 10-16 - рудные порфиры: 10, 13 - дайки рудных порфиритов в рудной зоне; 11-12 - дайка рудного порфирита мощностью 2,0 м среди алевролитов (11 - из центра дайки, 12 - из ее эндоконтакта); 14-16 - дайки рудных порфиритов в известняках на г. Ярьшкол, 15 - дайка рудного порфирита мощностью 30 см среди кварцевых альбитит-порфиров; 17 - алевролит из контакта с дайкой рудного порфирита; 18 - алевролит в 300 м от рудной зоны. (Анализы выполнены в хим. лаборатории СНИИГТИМСа).

\* Железо общее.

та и хлорита оценить их количество трудно, но, по-видимому, оно такое же, как в алевролитах района месторождения, и составляет в отдельных случаях 10-15%. В коренном залегании дайки рудных

MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Σ
0,26	8,56	0,21	0,15	н/о	0,01	0,86	100,18
0,41	6,87	0,31	0,04	сл.	0,07	0,65	99,57
0,57	5,53	0,50	0,06	сл.	0,03	1,61	100,34
0,31	5,86	0,66	0,04	н/о	0,09	0,72	99,86
3,26	5,02	1,14	0,18	н/о	0,11	2,15	99,96
0,62	6,74	0,96	0,07	0,05	0,18	1,17	100,04
0,46	6,47	2,35	0,16	н/о	0,07	0,72	99,03
3,94	3,23	2,53	0,19	0,11	0,20	2,75	99,76
3,62	4,11	2,83	0,26	0,10	0,08	2,79	99,95
3,83	2,70	3,07	0,19	0,52	0,36	1,30	100,19
4,35	5,19	2,68	0,18	0,01	0,20	1,62	99,60
7,04	3,84	3,25	0,18	0,07	0,15	2,47	99,63
4,14	3,84	2,26	0,14	0,35	0,19	2,90	100,23
5,85	5,86	2,38	0,13	н/о	0,09	2,57	100,44
3,47	4,58	1,54	0,56	0,10	0,05	2,27	100,18
3,57	6,74	1,14	0,22	0,10	0,07	2,02	100,21
2,90	5,53	2,53	0,15	0,05	0,19	1,56	99,84
4,35	4,89	3,19	0,18	н/о	0,05	1,72	100,38

порфиритов наблюдались среди алевролитов (мощность даек 2,0 м при протяженности 100 м) и кварцевых альбитит-порфиров. В обоих случаях распределение магнетита по дайкам равномерное, магнетит не выходит за пределы даек и какого-либо обогащения им вмещающих пород нет. Контакты даек четкие, интрузивного типа, аналогичные контактам даек альбитит-порфиров. Отсутствие признаков метасоматического отложения магнетита при равновесных соотношениях с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза, залегание рудных порфиритов в виде даек среди практически не измененных пород и четкие контакты даек свидетельствуют о магматической природе магнетита, выступающего в данном случае в роли породообразующего минерала.

Рудные порфиры, являясь магматическими породами, представляют собой продукт кристаллизации магмы, сильно обогащенной рудным веществом - по существу рудной магмы. В генетическом ряду интрузивная порода - руда, рудные порфиры являются естественным звеном между крайними членами этого ряда, и их наличие прямо свидетельствует об обособлении и концентрации рудного вещества в процессе дифференциации силикатной магмы рудоносного комплекса.

На современном срезе рудные порфиры развиты незначительно, составляют не более 5% площади всех магматических пород, а их разновидности с очень высоким содержанием магнетита - и того меньше. Однако обширная магнитная аномалия Ярьшкольского месторождения не может быть объяснена только рудами и наблюдаемыми



**Рис. 1.** Рудный порфирит из дайки в известняках (а) и алевролитах (б) в 300 м от рудной зоны. Сидеронитовая структура.

а - лейсты и порфиновые вкрапленники, представленные альбитизированным плагиоклазом (белое), основная масса скрытотонкозернистая с большим содержанием магнетита (черное). Анализ 14.

б - лейсты альбитизированного плагиоклаза (белое), цементируемые кварц-полевошпат-магнетитовой массой. Анализ 11.

на поверхности рудными порфиритами. Результаты математического моделирования аномалий показывают, что для компенсации магнитного поля необходимо допустить значительное увеличение с глубиной объема рудных порфиритов.

Второй тип минерализации представлен магнетитовыми жилами мощностью 0,3–0,5, в единичных случаях – до 1–2 м, пространственными как на месторождении, так и на значительном – до 3,5–4,0 км – удалении от него и залегающими в породах вулканоплутонического комплекса и во вмещающих их алеволитах и песчаниках. Магнетитовые жилы образуют как бы ореол вокруг месторождения, совпадающий с ареолом даек альбитит–порфиров вулканоплутонического комплекса. Их пространственные связи настолько тесны, что обычно магнетитовые жилы встречаются совместно с дайками альбитит–порфиров, а нередко и размещаются внутри их. Жилы имеют мономинеральный магнетитовый состав, однородную массивную текстуру и мелкозернистую структуру. По структурным особенностям и составу микропримесей магнетит жил аналогичен магнетиту главных рудных тел из рудных зон. Контакты магнетитовых жил интрузивного типа – всегда резкие, без каких-либо следов метасоматических изменений вмещающих пород. Особенно хорошо это видно в случаях прорыва магнетитовыми жилами белых альбитит–порфиров, испытавших лишь слабую перекристаллизацию (в основном грануляцию) в приконтактной полосе шириной всего от 0,1 до 1,0 см. В приконтактных частях многих жил отмечаются мелкие ксенолиты – осколки остроугольной формы вмещающих пород, взвешенные в магнетитовой массе и растащенные по ней так, что иногда можно удаленные друг от друга на 1–2 см осколки по подобию границ составить в единый обломок. Это свидетельствует о том, что рудная жидкость имела достаточную плотность, чтобы удержать в себе во взвешенном состоянии и транспортировать обломки вмещающих пород.

По одноактному заполнению трещин, отраженному в однородной массивной текстуре рудной массы, ее высокой плотности, слабому, или даже очень слабому проявлению метаморфизма на границе с вмещающими породами, обусловившими очень резкие контакты, магнетитовые жилы напоминают дайки, как их, очевидно, и следует определять, – это магнетитовые дайки инъекционного типа, связанные тесными пространственно–временными отношениями с дайками альбитит–порфиров и кварцевых порфиров. Несмотря на исключительно высокое содержание железа, магнетитовые дайки вследствие небольшой мощности (до 2 м), значительной разобщенности друг от друга и от главных рудных тел как самостоятельный тип руд промышленного значения не имеют. В то же время их обнаружение представляет значительный практический интерес, поскольку именно в их образовании виден один из важнейших этапов дифференциации и пространственного разделения рудного вещества при рудно–магматическом процессе.

Третий (промышленный) тип минерализации представлен оруденелыми альбитофирами, концентрирующимися в рудные зоны. Всего на Ярышкольском месторождении известны три сбли-

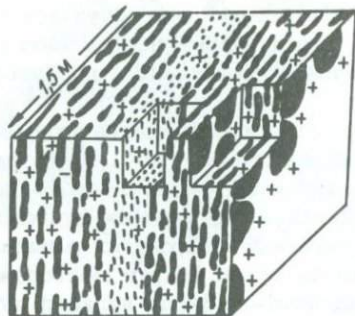


Рис. 2. Магнетитовая руда с прерывисто-полосчатой (гирляндовидной) текстурой, обусловленной диско- или лепешковидными обособлениями толщиной 4–5 см в альбитофире. В центре – полоска с мелкими каплевидными и стержневидными обособлениями магнетита. Черное – магнетит, белое с крестиками – альбитофир.



Рис. 3. Пламевидные обособления магнетита (черное) в альбитофире (белое с крестиками).

женные (до 20 м) субпараллельные зоны общей мощностью около 80 м при простирании большей из них (в пределах ее прослеженной части) около 500 м. Рудная минерализация представлена в основном двумя близкими между собой типами – рудами с линзовидно-полосчатой и гирляндовидной текстурами. Остановимся на характеристике только последних, поскольку именно они, вероятно, в наибольшей степени отражают существо дифференциации рудного вещества в рудно-магматическом процессе.

Гирляндовидная текстура (рис. 2, 3) широко распространена в рудах Главной рудной зоны, представляет собой разновидность линзовидно-полосчатой текстуры с полностью разобшенными рудными линзами в пределах одной полоски. Ее своеобразие связано с тем, что каждая магнетитовая линзочка имеет форму сильно уплощенного диска (или лепешки) с тупыми закругленными краями, отстоящего от смежного с ним диска в плоскости их залегания на 10–15 см. Более всего эти магнетитовые обособления напоминают диски-лепешки железа в металлургических шлаках, отражающих явления ликвации в жидком шлаке на железо и силикатную жидкость. Все диски-лепешки параллельны, однообразно ориентированы согласно с общим простиранием зоны и заметно удлинены в направлении ее падения. В среднем длина диска-лепешки 0,5–1,0 м, толщина 4–5 см. Расстояние между дисками, т.е. мощность нерудных промежутков, примерно в 2 раза больше толщины дисков и равна 8–10 см, в связи с чем в рудной зоне в общем 1/3 ее объема приходится на руду, а 2/3 на междрудные промежутки. Границы дисков всегда резкие, четкие, без признаков каких-либо постепенных переходов к вмещающим породам и без каких-либо изменений

последних у границ с ними. Дiskoобразные обособления сложены мелкозернистым мономинеральным агрегатом магнетита массивной текстуры, лишь иногда содержащего мелкие гнезда анкерита.

Межрудные (междисковые) промежутки представлены мелкозернистым альбитофиром фельзитовой или микрофельзитовой структуры белого или почти белого цвета в одних случаях и белого с зеленоватым оттенком или даже зеленовато-серого (в зависимости от степени хлоритизации) — в других. Для альбитофиров рудной зоны характерно наличие мелких гнезд железистого карбоната (анкерита) обычно в ассоциации с магнетитом. Магнетит, кроме того, присутствует в альбитофире в виде прекрасно ограненных кристалликов размером до 1 мм, четко выделяющихся на фоне однородной мелкозернистой кварц-полевощпатовой массы. Общее содержание магнетита в межрудных промежутках не превышает 3–5%. Вторичные изменения альбитофиров межрудных (межмагнетитовых) промежутков выражены слабо и представлены умеренно развитой биотитизацией и хлоритизацией. При этом первично белый цвет альбитофиров меняется при проявлении хлоритизации на зеленовато-серый, что в связи с неравномерным ее развитием в масштабе всей рудной зоны приводит к наличию в межрудных промежутках альбитофиров двух цветов — белого и зеленовато-серого. По своим структурно-текстурным особенностям и химическому составу альбитофиры межрудных промежутков, особенно их разновидности белого цвета, близки к дайковым альбит-порфирам. Некоторое отличие их от последних связано с метасоматическими процессами, выразившимися в грануляции порфировых вкрапленников и исчезновении порфировой структуры. В химическом составе эти отличия выражаются в повышенном содержании калия в разновидностях белого цвета и магния в хлоритизированных разновидностях зеленовато-серого цвета, что видно в приводимой таблице при сопоставлении химических анализов альбитофиров межрудных промежутков как между собой, так и с дайковыми альбитит-порфирами.

В центральной части рудной зоны в рудах с гирляндовидной текстурой есть хорошо выдержанная по падению (на протяжении 30 м в скальном обнажении) полоса шириной около 0,5 м с мелкими обособлениями магнетита в форме удлинённых капель и округлых или чуть сплюснутых стерженьков диаметром 0,3–0,5 см, однообразно ориентированных в направлении падения рудной зоны. Каплевидные и стержневидные обособления магнетита распределены в этой полосе более или менее равномерно. Однако в нескольких местах отмечается их сгущение вплоть до слияния и образования более крупных обособлений, аналогичных обособлениям магнетита в соседних прерывистых полосках. Совершенно очевидно, что руды с гирляндовидной и стержневой текстурами являются однотипными образованиями, различающимися только размерами магнетитовых обособлений и степенью их уплощенности, усиливающейся с увеличением их размера. Каплевидная и резко удлинённая стержневидная форма магнетитовых обособлений обусловлена, вероятно, их участием в общем течении расплава (или его отдельных струй) и удлинением в направлении этого течения.

Рудные обособления всегда имеют резкие границы без каких-либо признаков постепенного перехода к вмещающим их альбитофирам и сложены только магнетитом практически без примеси других минералов (лишь иногда встречаются мелкие гнезда анкерита). Магнетит рудных обособлений представлен изометричными полигональными зернами, в которых после травления кислотой хорошо видна зонарность, и мушкетовитом — по-видимому агрегатной псевдоморфозой по пластинчатому гематиту, хотя реликтов последнего не видно. Количественно мушкетовит несколько преобладает.

Заканчивая краткую характеристику руд Главной рудной зоны, отметим, что их основную особенность составляют весьма специфическая гирилядовидная текстура, мономинеральный состав магнетитовых обособлений при исключительно резких границах с вмещающими альбитофирами и очень слабое метасоматическое изменение альбитофиров, не только вмещающих в целом всю рудную зону, но и находящихся внутри нее в межрудных промежутках — полосках, ширина которых не превышает всего 4–5 см.

Конечно, изложенных материалов недостаточно для всестороннего анализа, однако некоторые важные выводы, касающиеся в первую очередь генезиса руд, степени дифференциации рудного вещества и его пространственного разделения, они вполне позволяют сделать.

Во-первых, нельзя не обратить внимания на достаточно широкое проявление на Ярышкольском месторождении рудных порфириров, свидетельствующих о высокой концентрации рудного вещества в расплаве и возможности его отщепления в виде рудной магмы. В этом отношении Ярышкольское месторождение близко напоминает Анзасское и Холзунское месторождения с широко распространенными на них рудными порфирами /Долгушин, 1974; Дьмкин и др., 1978/. Во-вторых, широкое развитие мономинеральных магнетитовых жил с резкими контактами, не сопровождающимися метасоматическими изменениями вмещающих пород, прямо свидетельствует о возможности их образования из рудной (магнетитовой) магмы. В-третьих, строение рудных зон, состав руд и их структурно-текстурные особенности и взаимоотношения с вмещающими альбитофирами также свидетельствуют об образовании руд промышленного типа из магнетитового расплава. Основные текстурные особенности этих руд — четко ограниченные от вмещающих пород магнетитовые обособления каплевидной или лепешковидной формы среди альбитофиров практически без признаков метасоматоза или гидротермальной проработки вмещающих пород не могут быть поняты в связи с традиционными представлениями о магнетитовых рудах как вторичных существенно метасоматических образованиях. По-видимому, наиболее удовлетворяющими фактическому материалу являются представления о них как продуктах ликвационного расщепления магнетитового и фельзитового (альбитофирового) расплава. В свете представлений о магматической природе Ярышкольского месторождения три вышеописанных типа рудной минерализации соответствуют разной степени обособления в расплаве и пространственно-

го разделения рудного вещества. Первой, начальной стадии обособления рудного вещества отвечают рудные порфиры, когда отмечается повышение концентрации в расплаве магнетита, выступающего наряду с силикатами в качестве породообразующего минерала.

Второй, средней, стадии отвечают руды промышленного типа с каплевидными и лепешковидными обособлениями магнетита, резко отграниченными от вмещающих их альбитофиров, но не испытавших существенного перемещения относительно альбитофирового субстрата.

Третьей, высшей, стадии обособления рудного вещества с пространственным разделением отликвировавшихся фаз отвечают магнетитовые жилы, образование которых связано с интрузией существенно магнетитового расплава (ликвата) на значительное расстояние от магматического очага. По существу — это магнетитовые дайки. Второй компонент продукта ликвации — альбитофиры, в этом случае также перемещающиеся в пространстве и образующие многочисленные дайки в общем ареале с магнетитовыми жилами (дайками).

### Литература

Долгушин С.С. Рудные порфиры Анзасского магнетитового месторождения Западного Саяна. — В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1974, с. 96-102.

Дымкин А.М., Павлов А.Л., Калугин И.А., Долгушин С.С. О ликвации рудно-силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве. — В кн.: Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1979, с. 4-11.

Мазуров М.П., Васильева А.И., Единцев Е.С. Строение, минеральный состав и черты генезиса железных руд Ярышкольского месторождения (Западный Саян). — К кн.: Рудная зональность и физикохимия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980, с. 95-104.

---

Н.С. Лидин

МОРФОЛОГИЯ И СОСТАВ

ТАРЫННАХСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ

(АЛДАНСКИЙ ШИТ)

Тарыннахское месторождение железистых кварцитов, входящее в состав Чаро-Токкинского железорудного района в западной части Алданского шита, относится к наиболее крупным месторожде-

Классификация железисто-кремнистых пород месторождения Тарынах

Химические типы железисто-кремнистых пород	Коэффициенты по Н.П. Семенову					
	О	F	A	C	M	FM
Окисно-железистые (среднее из 11)	2,1	90,4	0,8	1,8	7,0	97,4
Заокисно-окисно-железистые (среднее из 32)	1,5	83,9	2,1	2,4	7,8	91,9
Окисно-заокисно-железистые (среднее из 33)	1,3	83,6	2,8	3,9	9,1	92,9
Заокисно-железистые (среднее из 9)	1,2	82,6	3,2	2,2	11,8	94,4

Примечание. Кв - кварц, Маг - магнетит, Гем - гематит, Муш - мушкетовит, Рог - роговая обманка, Кум - куммингтонит, Бт - биотит, Кар - карбонат, Гр - гранат, Тал - тальк, Пир - пирит, Гип - гиперстен, Сал - салит, Хл - хлорит, Ак - актинолит, Гас - гастингсит, Хал - халькопирит, Ап - апатит, Хол - холмквистит, Мик - микроклин, Эп - эпидот, Сф - сфен, Цир - циркон, Пирф -

Группы железисто-кремнистых пород	Минеральные типы железисто-кремнистых пород		
	Фашии регионального метаморфизма <sup>2)</sup>		
	эпидот-амфиболитовая	амфиболитовая, низкотемпературная	амфиболитовая, высокотемпературная
Железно-слюдково-магнетитовые (бессиликатовые <sup>1)</sup> , богатые)	Гематит-магнетитовые Кв+Маг+Гем+Муш+Рог		
Магнетитовые кварциты (бессиликатовые, богатые)	Магнетитовые Кв+Маг+Кум+Бт+Рог+Кар		
Силикатно-магнетитовые кварциты (средние)	Куммингтонит-магнетитовые Кв+Маг+Кум+Грт+Бт+Рог+Тал+Пир+Кар	Куммингтонит-роговообманково-магнетитовые Кв+Маг+Рог+Кум+Бт+Кар	Роговообманково-пироксен-магнетитовые Кв+Маг+Гип+Сал+Рог+Бт
Магнетитово-силикатные кварциты (бедные)	Магнетит-кумингтонитовые Кв+Кум+Маг+Грт+Бт+Рог+Тал+Пир+Кар	Магнетит-кумингтонит-роговообманковые Кв+Рог+Кум+Маг+Бт+Кар	Магнетит-роговообманково-пироксеновые Кв+Маг+Гип+Рог+Сал+Бт
Железистые сланцы (силикатные; непромышленные)	Куммингтонит-магнетитосодержащие Кв+Маг+Грт+Бт	Куммингтонит-роговообманковые, магнетитосодержащие Кум+Рог+Кв+Маг+Грт+Бт	Роговообманково-пироксеновые, магнетитосодержащие Гип+Рог+Кв+Маг+Грт+Кум

пирофиллит, Пирр - пирротин, Гдрг - гидрогематит.

1) Кварц согласно А.Г. Бетехтину /1956/ включен в группу окислов.

2) фашии метаморфизма приведены по А.А. Глаголеву /1982/.

## Минеральные типы железисто-кремнистых пород

гранитизация и связан- ный с ней высокотемпе- ратурный диафторез	катаклаз, милиони- тизация и связан- ный с ними низко- температурный диафторез	гипергенез
Гематит-магнети- товые, перекристалли- зованные $Kв+Маг+$ $Гем+Ак+Муш+Роg+$ $Гас+Хл+Пир+Хал$	Гематит-магне- титовые (богатые руды) $Маг+Гем+Кв+$ $Хл+Кар+Тал+Пир+$ Хал	Магнетит-марти- товые, мартитовые $Маг+Мар+Гидр+Кв+Хл+$ $Му+Бт+Роg$
Магнетитовые, пе- рекристаллизованные $Кв+Маг+Гем+Муш+$ $Бт+Роg+Гас+Пир+Ап$	Магнетитовые (богатые руды) $Маг+Кв+Х+Кар+$ $Тал+Пир+Хал$	
Биотит-роговооб- манково-магнетитовые $Кв+Маг+Роg+Гас+Бт+$ $Хол+Мик+Хл+Эп+Сф+$ Цир+Ап	Куммингтонит- магнетитовые (бо- гатые руды) $Маг+$ $Кум+Пирф+Тал+$ $Ант+Кар+Хл+Пир+$ $Пирф+Хал$	
Магнетит-биотит- роговообманковые $Кв+Маг+Роg+Гас+Бт+$ $Хол+Мик+Хл+Эп+Сф+$ Цир+Ап	Карбонат-гальк- хлорит-магнетитовые $Маг+Кар+Тал+Хл+$ $Пир+Кум+Пирф$ (бо- гатые руды)	
Биотит-рогово- обманково-актино- литовые, магнетит- содержащие $Ак+Бт+$ $Роg+Гас+Кв+Кум+$ $Эп+Хл$	Хлоритовые маг- нетитсодержащие $Хл+Кв+Ак+Эп+Пир+$ Пир	

ниям железа в Сибири, наиболее интенсивно изучаемое с 1970 г.

Накопился значительный материал по характеристике вещественного состава железистых кварцитов и вмещающих их пород, структуре месторождения и прогнозной оценке /Сафонов, Стогний, 1977; Кассандров, Горелов и др., 1977; Кассандров, 1980; Кудрявцев, Ахметов и др., 1979; Глаголев, 1979; Кулаковский, Наумова, 1979; Калугин, Лапухов и др., 1983; Лидин, 1983; Калугин, Лапухов, Третьяков, 1983/.

Описание вещественного состава месторождения предыдущими исследователями в основном сделано на качественном уровне. Достаточно детально и полно описаны минералы и породы железистых кварцитов и вмещающих их толщ в целом по месторождению, но не всегда достаточное внимание уделяется выявлению пространственных закономерностей распределения тех или иных разновидностей руд, железа или элементов-примесей в рудных телах (рудных зонах), что имеет первостепенное значение при крупномасштабном прогнозе оруденения на месторождении. Такой же качественный подход проявился и в создании классификаций железисто-кремнистых пород Тарьннахского месторождения.

Настоящая статья посвящена характеристике минеральных типов железистых кварцитов Тарьннахского месторождения, выделенных по химическому составу и степени метаморфизма, выявлению условий их локализации и закономерностей пространственного распределения железа и элементов-примесей в рудных пачках и рудных залежах. Также рассматривается вопрос о фациальной зональности железорудения. На этой основе построена новая классификация железисто-кремнистых пород (см. таблицу).

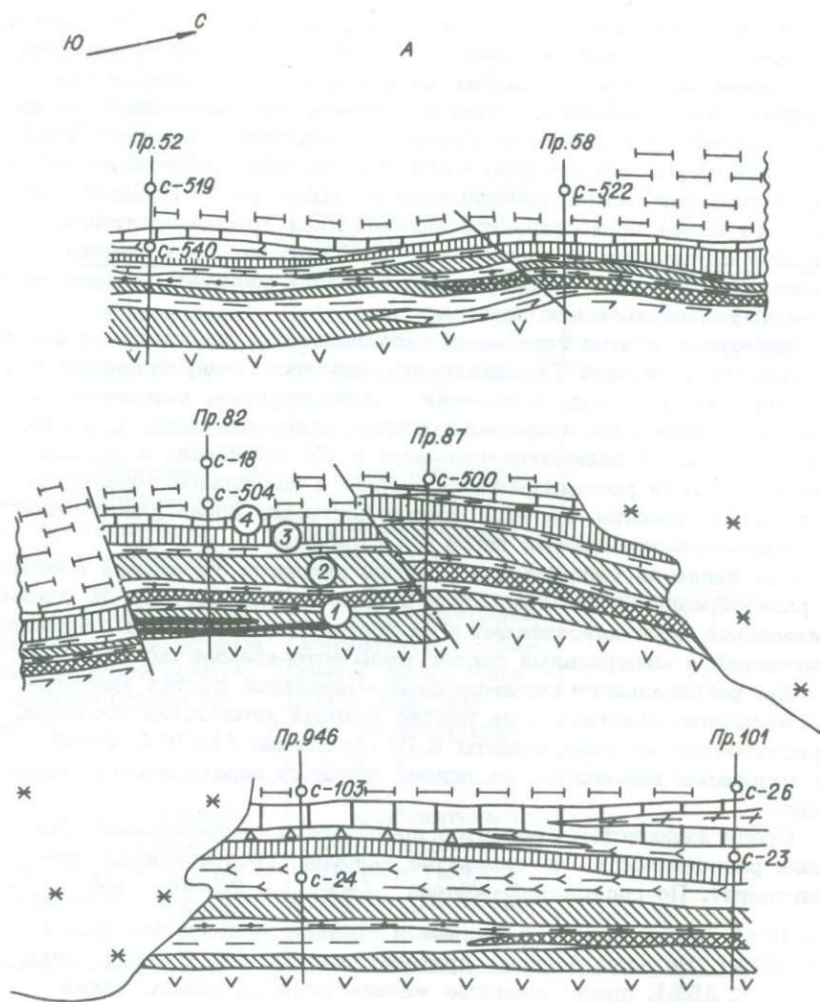
Как видно из таблицы, железистые кварциты Тарьннаха довольно разнообразны по минеральному и химическому составу. В основу приведенной нами классификации их положено два главных признака: химический и минеральный состав железисто-кремнистых пород и степень регионального метаморфизма. Первичный состав железистых кварцитов оценивался на основе анализа химических составов, пересчитанных на коэффициенты Н.П. Семеновко /1976/. Фации метаморфизма выделялись на основе изучения парагенезисов минералов.

Среди железистых кварцитов преобладают силикатно-магнетитовые разновидности (из силикатов наиболее распространен куммингтонит). По содержанию железа ( $Fe_{\text{общ}} = 25-46$ ,  $Fe_{\text{маг}} = 15-30\%$ ) они относятся к бедным и средним железистым рудам (82-87%). На долю богатых приходится около 3%. Бедные руды ( $Fe_{\text{общ}} < 25\%$ ), представленные железистыми сланцами, также играют второстепенную роль, составляя 10-15% от общих запасов руд.

Ниже приводится характеристика вещественного состава наиболее распространенных типов руд и закономерностей их локализации (рисунок).

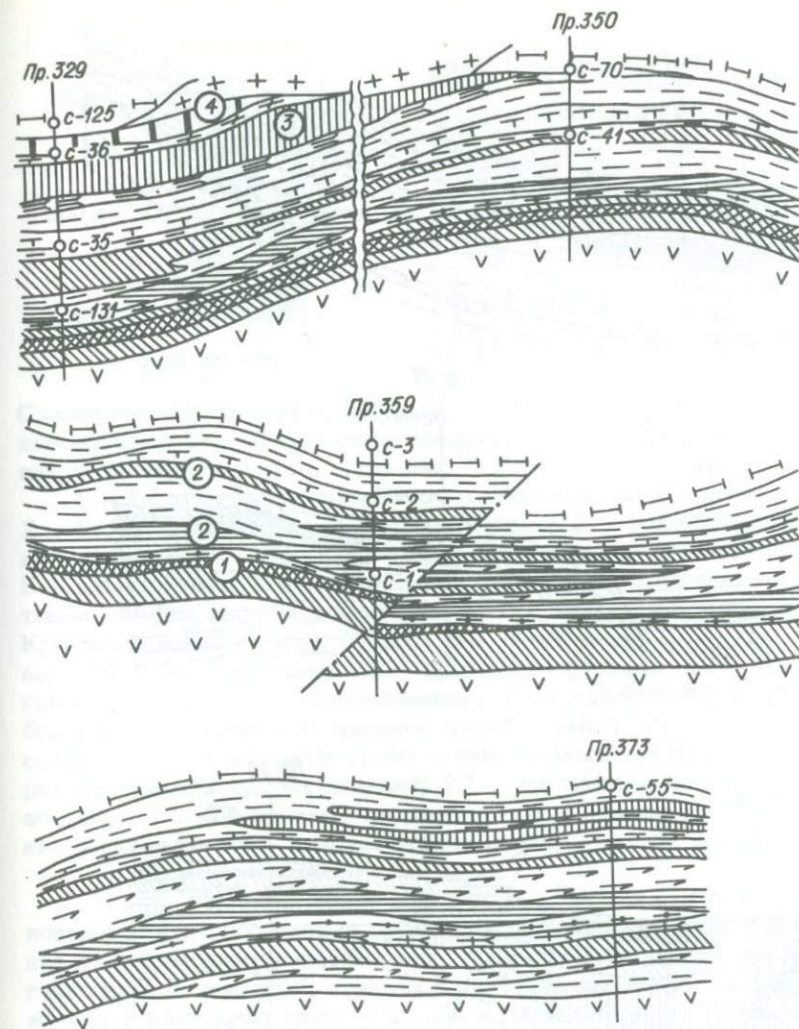
Гематит-магнетитовые кварциты распространены незначительно. Пространственно они не обособляются в крупные тела, а встречаются в виде маломощных (не более 3 м) прослоев и линз среди полей бессиликатовых железистых кварцитов, обычно в их центральных частях. Гематит представлен железной слюдой.

Магнетитовые (без силикатов) кварциты составляют примерно 10% от всех железистых кварцитов месторождения. Они приурочены к подошве рудных залежей. Мощность пластов магнетитовых кварцитов не превышает 30-40 м, протяженность - до 4 км.



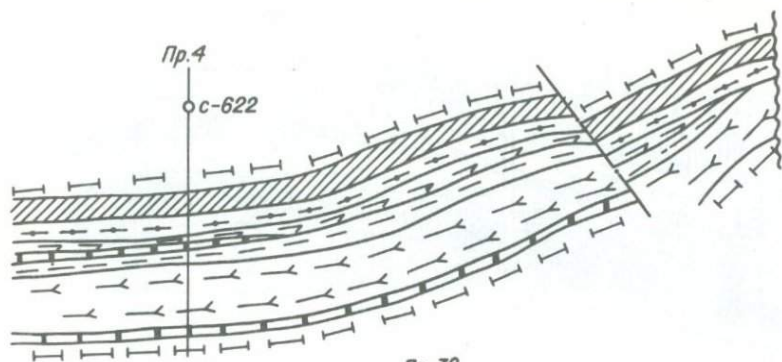
Силикатово-магнетитовые кварциты представлены куммингтонит-магнетитовыми, роговообманково-магнетитовыми и пироксен-куммингтонит-магнетитовыми разновидностями.

Куммингтонит-магнетитовые кварциты наиболее широко распространены на месторождении. Они прослеживаются почти на всем протяжении месторождения (до 20 км), слагая большую часть второй рудной залежи (первая и вторая рудные пачки). Пачки куммингтонит-магнетитовых кварцитов пространственно сближены и не всегда четко отделяются друг от друга гранатсодержащими апопелитовыми породами (сланцевые кристаллические сланцы с силиманитом, андалузитом, ставролитом, кордиеритом). От третьей рудной пачки, сложенной преимущественно биотит-роговообманково-

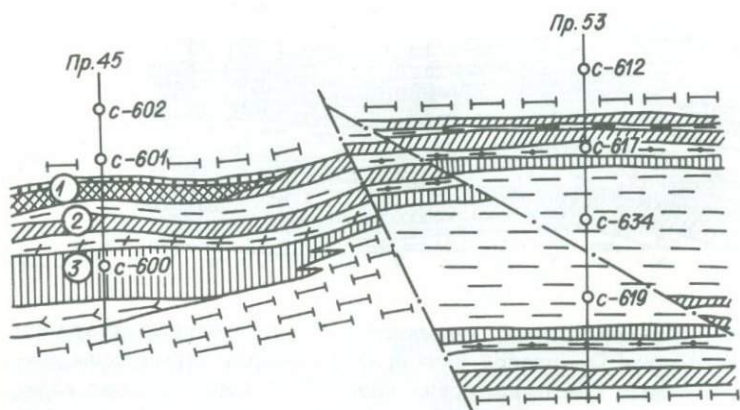
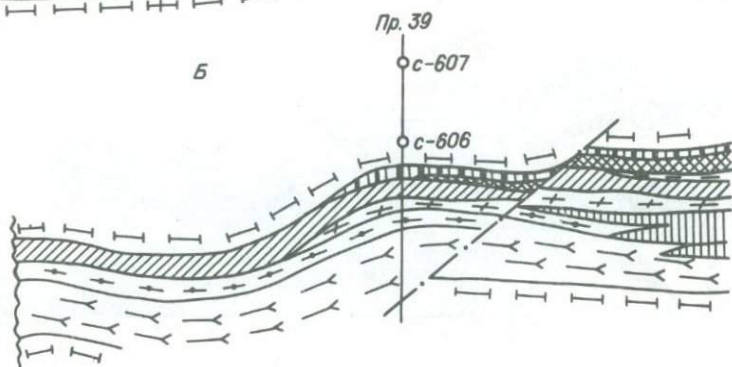


магнетитовыми кварцитами, куммингтонит-магнетитовые кварциты четко отделяются межрудной пачкой обогащенных турмалином амфибол-биотитовых кристаллических сланцев. Мощность пачек куммингтонит-магнетитовых кварцитов варьирует в широких пределах — от первых десятков метров до 150 м.

В первой рудной залежи Тарьнахского месторождения куммингтонит-магнетитовые кварциты распространены незначительно, в основном на флангах. В третьей рудной залежи, метаморфизованной более интенсивно, чем вторая, — высокая степень метаморфизма амфиболитовой фации против эпидот-амфиболитовой фации второй залежи, собственно куммингтонит-магнетитовые кварциты распространены незначительно, главным образом в висячем боку залежи.

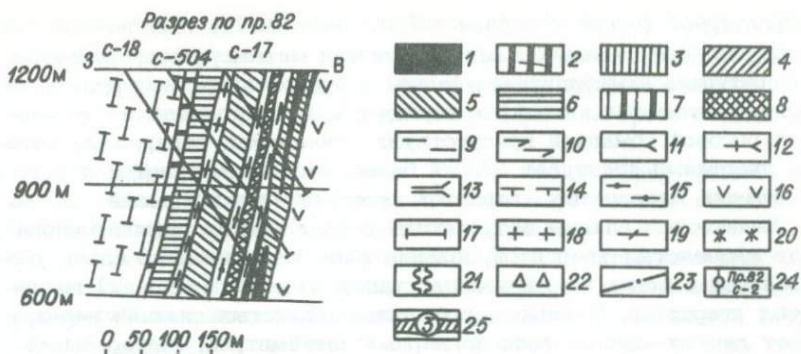


Б



В них в заметных количествах присутствует роговая обманка, биотит и пироксен.

Биотит-роговообманково-магнетитовые кварциты по распространенности занимают второе место после куммингтонит-магнетитовых. Они характерны для всячего бока второй рудной залежи (третья рудная пачка), почти нацело слагают первую рудную залежь и частично в ассоциации с куммингтонитом, отчасти пироксеном, входят в состав третьей рудной залежи. Их распространение



Схематический геологический план второй (А) и третьей (Б) рудных залежей Тарыннаохского железорудного месторождения (составлен по материалам А.М. Сафонова, Л.Е. Саленкова и др.).

1 - богатые магнетитовые руды. Железистые кварциты (2-8): 2 - биотит-роговообманково-магнетитовые; 3 - роговообманково-магнетитовые; 4 - роговообманково-куммингтонит-магнетитовые; 5 - куммингтонит-магнетитовые; 6 - гранат-куммингтонит-магнетитовые; 7 - пироксен-куммингтонит-магнетитовые; 8 - магнетитовые. Кристаллические сланцы (9-15): 9 - биотитовые; 10 - мусковитовые; 11 - мусковитовые; 12 - куммингтонитовые; 13 - биотит-роговообманковые; 14 - турмалиновые; 15 - гранатовые; 16 - амфиболиты; 17 - гнейсы (слодяные, амфиболовые); 18 - граниты гнейсовидные; 19 - мигматиты; 20 - синиты (мезозойские); 21 - разрыв сплошности рудных залежей; 22 - эруптивные брекчи (мезозойские); 23 - разрывные нарушения; 24 - номера разведочных линий и скважин; 25 - номера рудных пачек.

контролируется процессами гранитизации, но максимальное проявление их, обусловившее образование типичных лейкократовых гранитов гнейсовидной текстуры, привело к значительному перераспределению железа в зоне гранитизации и даже к частичному уничтожению пластов железистых кварцитов. Это хорошо видно на примере второй рудной залежи, где роговообманково-магнетитовые кварциты распространены в южной и центральной частях ее, тогда как в северной части (севернее разведочного профиля 340), где наиболее интенсивно прошел процесс гранитизации, третья рудная пачка, сложенная роговообманково-магнетитовыми кварцитами, отсутствует. На южном фланге залежи характер выклинивания третьей рудной пачки факультативный. Роговая обманка - сине-зеленой окраски, относится к гастингситу. Очень характерно, особенно для непосредственных контактов железистых кварцитов с гнейсами, присутствие в роговообманково-магнетитовых кварцитах примеси биотита, окрашенного в буровато-зеленоватый цвет, вплоть до образования биотит-магнетитовых кварцитов. Биотит более поздний, чем роговая обманка, так как замещает последнюю. Из вторичных минералов присутствует холмквистит

с характерной фиолетовой окраской по Nm (по Np — светло-желтая).

В зоне относительно высокой степени метаморфизма (высокотемпературная амфиболитовая фация) в пределах третьей рудной залежи в железистых кварцитах наряду с куммингтонитом и синезеленой роговой обманкой присутствует гиперстен, содержание которого участками достигает 25% и более. Мощность пластов пироксенсодержащих железистых кварцитов невелика — не превышает 10 м.

Железистые сланцы встречаются в виде маломощных прослоев среди железистых кварцитов, причем количество этих прослоев увеличивается в зонах выклинивания рудных залежей (и пачек) железистых кварцитов. Мощность прослоев железистых сланцев варьирует от первых миллиметров до первых сантиметров. Минеральный состав: кварц, магнетит, куммингтонит, обыкновенная роговая обманка, биотит, актинолит, гранат, силлиманит, ставролит, андалузит и др. глиноземистые минералы. Кварца содержится незначительное количество — не более 20–30, магнетита — не выше 15–20%. Гранат встречается в виде порфиробластовых выделений.

Богатые руды, содержащие более 60% магнетита, по минеральному составу можно подразделить на несколько разновидностей: гематит-магнетитовые, магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые, тальк-хлорит-магнетитовые, карбонат-хлорит-магнетитовые. Они слагают линзовидные тела мощностью не более 25 м. По генезису богатые руды неодинаковы. В гематит-магнетитовых, куммингтонит-магнетитовых и магнетитовых рудах обогащение магнетитом связано с первичными (фациальными) условиями накопления железистых осадков. Они приурочены к центральным частям пластов соответствующих по составу, но более бедных вмещающих их железистых кварцитов, обнаруживают признаки динамометермального метаморфизма (ориентированное расположение вытянутых зерен и их агрегатов). Образование тальк-хлорит-магнетитовых и хлорит-карбонат-магнетитовых руд связано с вторичными факторами — динамометаморфизмом и метасоматозом. Это подтверждается локализацией их в контактах даек, гранитных штоков и разрывных нарушениях. Рудные тела часто имеют секущие контакты, характерны катаклаз и милонитизация; структура магнетита гранобластовая без признаков четко выраженной ориентировки. Механизм их образования, вероятно, мог проходить по схеме Г.В. Тохтуева /1967/ — будинаж с выносом кварца и замещением его магнетитом.

Как показали пересчеты химических анализов (см. таблицу), железистых кварцитов (87 анализов) по методу Н.П. Семеновко /1967/, можно выделить четыре химических типа: окисно-железистый (железнослюдково-магнетитовые и магнетитовые кварциты), закисно-окисно-железистый (куммингтонит-магнетитовые, куммингтонит-роговообманково-магнетитовые, роговообманково-пироксен-магнетитовые кварциты), окисно-закисно-железистый (магнетит-куммингтонитовые, магнетит-куммингтонит-роговообманковые, магнетит-роговообманково-пироксеновые кварциты), закисно-железистый (железистые сланцы).

Анализ распределения коэффициентов Н.П. Семеновко выявил следующие закономерности:

1. Коэффициент окисления (O) в первой и второй рудных залежах близок, тогда как в третьей рудной залежи он заметно ниже, чем в первой и второй рудных залежах, что, вероятно, связано с более интенсивным региональным метаморфизмом третьей рудной залежи.

2. Коэффициент железистости (F) закономерно уменьшается, а магнезиальности (M) возрастает по мере замены окисных фаций железистых кварцитов закисными фациями.

3. Коэффициент глиноземистости (A) по простиранию рудных пластов (пачек) слабо меняется, но выявляется закономерное увеличение глиноземистости железистых кварцитов по мощности второй рудной залежи – в направлении от лежащего к висячему боку она увеличивается. В третьей рудной залежи наблюдается обратная тенденция в распределении глиноземистости – более глиноземистыми оказываются железистые кварциты висячего бока залежи по сравнению с лежащим боком.

4. Коэффициент известковистости (C) растет в направлении от первой к третьей рудной залежи и в пределах второй рудной залежи – от первой к третьей рудной пачкам.

Анализ распределения железа в продольной вертикальной проекции второй рудной залежи выявил следующие закономерности:

1) аномалии концентраций железа (магнетитового) во второй рудной залежи носят продольный (пластовый) характер, а длинные оси их располагаются на протяжении всей залежи на одной глубине (200–300 м от поверхности). Вертикальная мощность "полосы" аномалий – 150–200 м. Вероятно, такое пластовое расположение аномалий связано с первичным пластовым обогащением залежи железом. Этот уровень отвечает первой рудной пачке второй рудной залежи. Из этой закономерности можно сделать практический вывод – значительного понижения содержания железа (магнетитового) ниже уровня первой рудной пачки на глубину до 200–300 м происходить не будет. Исключение представляет аномалия между разведочными профилями 82–87, где более всего сконцентрированы богатые руды. Эта аномалия имеет столбообразный характер, и ее происхождение обусловлено не первичными условиями осадконакопления, а связано с вторичными процессами – тектонической проработкой пород и последующим преобразованием метасоматическими процессами;

2) от центральной части залежи (разведочные профили 82–343) к флангам содержание железа снижается;

3) сопоставление распределений содержания железа общего и магнетитового показало, что в приповерхностной части рудной залежи наблюдается значительный дефицит железа магнетитового по сравнению с железом общим, что связано с окислением магнетитовых руд в приповерхностной части месторождения.

Изучение распределений железа в поперечных разрезах второй рудной залежи показало, что в разрезах с нормальной стратиграфической последовательностью напластования, не осложненных тектоникой или приповерхностным окислением руд, наиболее обогащенны-

ми железом оказываются нижние части рудных пачек и залежей в целом. Вторичные процессы значительно усложняют эту закономерность.

Изучение элементов-примесей в железистых кварцитах по данным спектрального полуколичественного анализа (около 600 проб) и статистическая обработка их с помощью ЭВМ позволили сделать следующие выводы:

а) четко проявляется тенденция увеличения содержаний циркония, лития, бериллия и некоторых других элементов в направлении от лежачего к висячему боку рудных залежей, что связано со степенью гранитизации пород, которая в висячем боку залежи более интенсивная, чем в лежачем;

б) накопление в железистых кварцитах кобальта, никеля, марганца, ванадия и других сидерофильных элементов связано с первичными процессами осадконакопления. Содержание этих элементов-примесей повышается от висячего к лежачему боку рудных залежей. Куммингтонит-магнетитовые кварциты первой и второй рудных пачек второй рудной залежи значительно обогащены указанными элементами по сравнению с третьей рудной пачкой этой же залежи, сложенной биотит-роговообманковыми железистыми кварцитами. Магнетитовые кварциты обеднены этими примесями, хотя степень гранитизации их высокая, что может указывать на то, что первичный состав железистых осадков, за счет которых образовались бескислотные железистые кварциты, был иной (окислы, гидроокислы железа), нежели тот (железистые карбонаты), за счет которых образовались куммингтонит-магнетитовые кварциты. По содержанию сидерофильных и калькофильных элементов первая и вторая железистые пачки второй рудной залежи не отличаются друг от друга, тогда как по содержанию литофильных элементов (цирконий, ниобий и др.) их различия более существенны;

в) халькофильные элементы - медь, свинец, цинк, серебро, олово, висмут и др. распространены очень неравномерно по сравнению с лито- и сидерофильными элементами, что видно по коэффициентам вариации, и эти элементы наиболее характерны для первой и второй рудных залежей, третья рудная залежь обеднена ими;

г) пироксен-магнетитовые кварциты третьей рудной залежи почти по всем проанализированным нами элементам-примесям (Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Mn, Ti и др., всего 25 элементов), за исключением ниобия и иттрия, имеют незначительные различия с куммингтонит-магнетитовыми кварцитами второй рудной залежи, что наводит на мысль о том, что степень регионального метаморфизма существенно не влияет на состав и содержание элементов-примесей;

д) роговообманково-магнетитовые кварциты первой рудной залежи и куммингтонит-магнетитовые кварциты второй рудной залежи по содержанию большей части элементов-примесей близки, за исключением незначительного числа лито- и халькофильных элементов, что свидетельствует о близости состава первичных железисто-кремнистых осадков, за счет которых образовались железистые кварциты.

Приведенный материал позволяет сделать выводы относительно первичной (аутигенной) зональности, впервые описанной для Тарыннахского месторождения Э.Г. Кассандровым /1980/. По нашим данным в подоше рудных залежей преобладали окисные железистые фации (гетит-гематит-магнетитовые). Далее вверх по разрезу они сменяются карбонатной фацией магнезиально-железистого состава (сидерит, брейнерит, железистый доломит). При метаморфизме этих осадочных пород образуется магнетит и куммингтонит. Последний характерен для условий метаморфизма, когда окислитель представлен водным флюидом. Магнезиально-карбонатная железистая фация является преобладающей для Тарыннахского месторождения. В кровле рудных залежей преобладала силикатная железистая фация, представленная апопелитовыми глиноземистыми породами с лептохлоритом, миннесотаитом и др. Метаморфизм этих осадков привел к образованию железистых сланцев с магнетитом, куммингтонитом, роговой обманкой, гранатом и высокоглиноземистыми минералами (силлиманит, ставролит, андалузит). Обычно в природе встречаются не чистые окисные, карбонатные и силикатные железистые осадки, а смешанного состава. Последующий метаморфизм приводит в этом случае к образованию железистых кварцитов с разнообразными минералами железа. Отмеченная фациальная зональность находится в соответствии со схемой фациальной зональности Н.М. Страхова /1947/.

#### Литература

- Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М., 1956. 535 с.
- Глаголев А.А. Петрографическая характеристика железистых кварцитов и других метаморфических пород Чаро-Токкинского железорудного района (западная часть Алданского щита). - В кн.: Железисто-кремнистые формации докембрия. М.: Наука, 1979, с. 39-73.
- Кассандров Э.Г. Некоторые вопросы генезиса железистых кварцитов Чаро-Токкинского района. - В кн.: Генезис и перспективная оценка главнейших топов железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: 1980, с. 17-25.
- Калугин И.А., Лапухов А.С., Третьяков Г.А. Метаморфизм руд, структура и глубинный прогноз Тарыннахского месторождения железистых кварцитов. - В кн.: Геология рудных месторождений зоны БАМ. Новосибирск: Наука, 1983, с. 14-28.
- Кудрявцев В.А., Ахметов Р.Н., Кулаковский А.Л., Наумова Э.Н. Железистые кварциты западной части Алданской железорудной провинции. - В кн.: Железисто-кремнистые формации докембрия. М.: Наука, 1979, с. 26-38.
- Кулаковский А.Л., Наумова Э.Н. Богатые руды Тарыннахского железорудного месторождения. - В кн.: Железисто-кремнистые формации докембрия. М.: Наука, 1979, с. 74-81.
- Лидин Н.С. К петрографии околотрузивных брекчий на Тарыннахском месторождении железистых кварцитов (западная часть Алданского щита). - В кн.: Минералогия и петрография пород и руд

главнейших рудных районов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983, с. 120-124.

Сафонов А.М., Стогний В.В. Структура рудных полей и месторождений Ималыкского железорудного района. — В кн.: Формации железистых кварцитов Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1977, с. 115-121.

Семененко Н.П. Изофизические и изохимические ряды как критерий для восстановления литогенеза метаморфических пород. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, с. 47-61.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. — Труды ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, сер. геол., № 2, 1947. 276 с.

Тохтуев Г.В. Структура, будинаж и их роль в локализации оруденения. Киев: Наукова думка, 1967. 215 с.

---

Г.Ф. Горелов, Н.И. Шабалина

МОРФОЛОГИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ  
И ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ МАГНЕТИТОВ  
ГОРКИТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ  
(АЛДАНСКИЙ ШИТ)

В пределах Чаро-Токкинского железорудного района, примыкающего к зоне трассы БАМ, наиболее крупными являются Тарыгнахское и Горкитское месторождения. В геологическом отношении они составляют единую рудную зону субмеридионального направления, прослеженную на расстоянии более 40 км. В настоящее время вопросы геологии и минералогии руд Тарыгнахского месторождения освещены в многочисленных публикациях. Горкитское месторождение в литературе охарактеризовано слабо. В данной статье приводятся новые данные по химическому составу, составу микропримесей магнетита Горкитского месторождения и марганцевоносности околорудных пород Горкитского и Тарыгнахского месторождений.

Горкитское месторождение приурочено к метаморфическим породам борсалинской серии архея, сформированной в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Характер и глубина регионального метаморфизма предопределили степень однородности вещественного состава железистых кварцитов.

На месторождении выделяются куммингтонит-магнетитовые, роговообманково-магнетитовые, актинолит-магнетитовые, биотит-роговообманково-магнетитовые, гранат-магнетитовые, биотит-гранат-магнетитовые, гиперстен-магнетитовые, гранат-гиперстен-магнети-

товые, мартит-магнетитовые разновидности кварцитов. Наиболее распространены амфибол-магнетитовые кварциты, составляющие более 70%. Другие типы кварцитов образуют среди них маломощные прослои. Петрографический состав магнетитовых кварцитов изучен А.А. Глаголевым /1979/.

Магнетит — главный рудный минерал железистых кварцитов как Тарыннахского, так и Горкитского месторождений. Э.Н. Наумова и Д.М. Ефремов /1979/ в пределах Тарыннахского месторождения выделили три генерации магнетита, отражающие стадии метаморфического процесса. Эти генерации аналогичны таковым железистых кварцитов других железорудных районов, например Костомукшского месторождения Карелии /Чернов и др., 1970/, Украинского шита /Стебновская, Ярошук, 1975/ и др. По мнению всех исследователей, магнетит первой генерации ассоциирует с кварцем, второй генерации — с железистыми силикатами. Ю.М. Стебновская и М.А. Ярошук установили, что на месторождениях Украинского шита магнетит второй генерации наблюдается в рудах, соответствующих и зеленосланцевой, и гранулитовой фациям. Магнетит третьей генерации, чаще всего развитый в виде порфириобластов и секущих прожилков, образован в стадию регрессивного метаморфизма в результате перекристаллизации ранее образованного магнетита.

На Горкитском месторождении преобладает магнетит второй генерации, слагающий рудные залежи. При микроскопических исследованиях выделено несколько морфологических разновидностей магнетита, отличающихся размерами зерен, степенью их индивидуализации, характером сростания с нерудными минералами.

Рассмотрим особенности этого магнетита, характерного для наиболее распространенных минеральных типов железистых кварцитов.

Куммингтонит-магнетитовые кварциты, сформированные в эпидот-амфиболитовую фацию метаморфизма, в пределах Горкитского месторождения чаще всего изменены, при этом куммингтонит замещается зеленой, а в зонах гранитизации — сине-зеленой роговой обманкой, магнетит перекристаллизовывается. В полосчатых куммингтонит-магнетитовых кварцитах (скв. 1527) магнетит образует полосы из зерен размером от 0,1 до 1 мм, расположенные между волокнистыми агрегатами куммингтонита. В керне скв. 1511 видно, как куммингтонит образует крупные шестоватые и призматические кристаллы, а магнетит создает полосчато-ленточные агрегаты.

В других разновидностях железистых кварцитов аналогичного состава куммингтонит и магнетит образуют субграфические сростки. Куммингтонит характеризуется призматической формой кристаллов; магнетит чаще всего представлен зернами изометричной формы. В одних случаях кварциты имеют мелкозернистое строение, в других — более крупнозернистое. По скважине 1511 в ассоциации с ними прослеживаются карбонатсодержащие куммингтонит-магнетитовые кварциты, отличающиеся большей крупностью зерен минералов и своеобразными лучистыми кристаллами куммингтонита.

Магнетит в них образует крупные зерна размером 0,5–0,9 мм, иногда до 1,5 мм. Карбонат присутствует в количестве 5–10%. Эти кварциты сходны с карбонат–куммингтонит–магнетитовыми кварцитами Украинского щита, описанными Ю.М. Стебновской и М.А. Ярошук.

Таким образом, в куммингтонит–магнетитовых кварцитах магнетит различается по своим морфологическим особенностям, размерам, текстурным особенностям. Форма зерен магнетита часто зависит от морфологии зерен куммингтонита: с волокнистыми агрегатами куммингтонита ассоциируют и удлиненные агрегаты магнетита, с хорошо выраженными идиобластовыми зернами и кристаллами его связаны изометричные зерна и иногда октаэдрические кристаллы магнетита.

Роговообманково–магнетитовые кварциты чаще всего с реликтами куммингтонита, замещаемого зеленой роговой обманкой, широко развиты на месторождении. В них магнетит в основном развит в виде изометричных зерен, иногда октаэдрических кристаллов и их полиэдрических сростков. Характерны субграфические сростания магнетита с роговой обманкой. Зерна магнетита, как правило, мелкие и не превышают 0,1 мм (скважины 1579, 1581, 1582). По текстурным особенностям роговообманково–магнетитовые кварциты являются в одних случаях ритмично–полосчатыми (магнетит и роговая обманка группируются в слойки, чередующиеся с прослоями кварца), в других – равномерно–вкрапленными, в которых кварцевые слойки содержат равномерные выделения магнетита. Выделяются разновидности полосчатых роговообманково–магнетитовых кварцитов, в которых магнетит распределен равномерно, а роговая обманка образует обособления, ориентированные по полосчатости.

В пределах Горкитского месторождения получили широкое развитие гранитизированные разновидности роговообманково–магнетитовых кварцитов (скв. 1513, 1518). В этих кварцитах роговая обманка представлена сине–зеленой разновидностью, в некоторых участках – кросситом. В них всегда содержится биотит (до 10–15%), карбонат (от 5 до 20%). Магнетитовые кварциты характеризуются всегда четко выраженными изометричными зернами магнетита размером 0,05–0,6 мм, как правило, в сростках с роговой обманкой. Магнетит присутствует обычно в виде зерен с неровной зубчатой огранкой. Аналогичные ограничения имеют и зерна кварца. Такие взаимообусловленные границы минералов свидетельствуют об одновременной их кристаллизации /Пирогов, 1975/.

Актинолит–магнетитовые кварциты встречаются на месторождении ограниченно. По морфологии зерен магнетита они сходны с куммингтонит–магнетитовыми кварцитами. В кварцитах, описанных по скв. 1514, актинолит образует волокнистые агрегаты, ориентированные по полосчатости, а магнетит в виде удлиненных полосок располагается между волокнами актинолита.

В диафорированных разновидностях амфибол–магнетитовых кварцитов (скв. 1505, 1509) морфология зерен магнетита отличается своеобразием. Если магнетит нацело мартитизируется, то мартит, как правило, образует полосчатые лентовидные агрегаты, резко

обособленные от кварцевых. В слабо диафорированных кварцитах магнетит образует мелкие зерна размером 0,01–0,05 мм и их сростки. Форма зерен чаще изометричная. Если они находятся в сростках с амфиболом, то последний окаймляет магнетит. В новообразованных карбонате и хлорите магнетит присутствует в виде включений. Зерна магнетита в этих случаях принимают субокруглую форму. Интенсивно хлоритизированные руды превращаются в магнетитсодержащие хлоритовые сланцы.

Гранат–магнетитовые, биотит–гранат–магнетитовые кварциты развиты ограниченно и в основном в пределах Западной рудной залежи. Их характеризует невысокое содержание магнетита, варьирующее от 15 до 20%. Магнетит в них образует зерна неправильной формы. Биотит по отношению к гранату является ксеноморфным. Размеры зерен магнетита 0,01–0,6 мм.

Гиперстен–магнетитовые, гиперстен–гранат–магнетитовые кварциты, также развитые в пределах Западной рудной залежи, характеризуются очень тесными сростками магнетита и граната. Размеры зерен этих минералов соизмеримы и варьируют от 0,01 до 0,5 мм. Магнетит–гранатовые сростки образуют прожилки по трещинкам спайности в крупных зернах гиперстена. Гранат–магнетитовые прожилки иногда имеют выдержанное направление, и кварцит приобретает полосчатое строение. В гиперстен–магнетитовых кварцитах магнетит в более крупных зернах развит в основном на стыках зерен гиперстена, а более мелкие его зерна размерами 0,002–0,008 мм в виде пойкилобластовых включений рассеяны внутри кристаллов гиперстена; иногда они ориентированы по двум системам трещин спайности.

Нами изучен химический состав 13 монофракций магнетита из амфибол–магнетитовых кварцитов (табл. 1). Для сравнения приведены химические анализы монофракций магнетита Тарыннахского месторождения (анализы 10–13). Все магнетиты характеризуются невысоким содержанием изоморфных компонентов–примесей. Содержание  $P_2O_5$  в них составляет сотые доли; сера обнаружена только в одной пробе (0,03%). Пересчет химических анализов на минералы (табл. 2) характеризует близость составов магнетитов. При этом магнетитовая составляющая в них 78, 76–99,19%. На гематитовую молекулу приходятся первые проценты, исключение представляют магнетиты Тарыннахского месторождения, в которых количество гематитового минерала повышается до 8,50% (анализ 11) и 20,77% (анализ 10). В магнетитах присутствует незначительное количество титана. Максимальное содержание ильменитовой молекулы (0,98%) обнаружено в магнетите Тарыннахского месторождения. Марганец для руд не характерен. Однако в пределах обоих месторождений встречаются рудовмещающие породы с высоким содержанием окиси марганца. В табл. 3 приведены химические анализы марганецсодержащих кристаллических сланцев. Наибольшее количество марганца ( $MnO - 9,90\%$ ) имеет магнетит–спессартин–куммингтонитовый сланец (анализ 4889). Из приведенных данных

Таблица 1. Химические анализы монофракций магнетита, вес. %

Окисел	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	2,99	1,16	2,43	1,14	0,71	3,49
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,10	0,06	0,15	0,12	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,13	0,20	0,10	0,11	0,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	66,38	67,24	66,85	68,11	67,92	65,79
FeO	29,65	30,82	29,22	30,11	30,91	29,41
MnO	0,05	0,01	0,08	0,02	0,03	0,11
MgO	0,18	0,15	0,21	0,05	н/о	0,25
CaO	0,29	0,14	0,29	0,14	0,14	0,32
Na <sub>2</sub> O	0,13	0,11	0,12	0,11	0,11	0,13
K <sub>2</sub> O	0,09	0,09	0,06	0,09	0,09	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
S вал.	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
H <sub>2</sub> O	0,03	0,04	0,03	0,05	н/о	0,04
П.п.п.	0,05	0,16	0,11	н/о	0,04	0,09
Сумма	100,00	100,17	99,68	100,08	100,19	100,01

Примечание. Магнетиты: 1 - из роговообманково-магнетитового титового кварцита, скв. 1509, гл. 480 м; 3 - из роговообманковорованного роговообманково-магнетитового кварцита, скв. 1522, 1522, гл. 259 м; 6 - из амфибол-магнетитового кварцита, скв. 1509, гл. 204 м; 8 - из роговообманково-магнетитового кварцита, магнетитового кварцита, скв. 1563, гл. 240 м; 10 - из роговооб- 11 - из гранитизированного роговообманково-магнетитового титового кварцита, скв. 619, гл. 117 м; 13 - из амфибол-зы выполнены аналитиками М.И. Сотниковой, Л.А. Богомоловой,

Таблица 2. Химический состав магнетитов в миналах

Минал	1	2	3	4	5	6
Шпинель	0,25	0,32	0,60	0,23	Нет	0,60
Магнезио-феррит	0,83	0,60	0,70	0,05	"	0,90
Якобит	0,17	0,02	0,25	0,07	0,09	0,37
Ильменит	0,11	0,28	0,14	0,44	0,35	0,04
Магнетит	98,55	97,75	97,30	98,11	99,19	97,82
Гематит	Нет	1,03	1,01	Нет	Нет	Нет
FeO (остат.)	0,09	Нет	Нет	1,10	0,37	0,27

Примечание. Номера анализов соответствуют номерам анализов,

7	8	9	10	11	12	13
2,67	1,89	0,34	0,80	0,52	2,69	1,60
0,06	0,11	0,09	0,18	0,33	0,02	0,09
0,41	0,07	н/о	0,19	0,10	0,13	0,33
66,97	67,52	69,30	75,63	71,27	66,00	66,33
29,12	29,57	30,11	22,45	27,35	29,99	30,46
0,06	0,01	0,02	н/о	н/о	0,12	0,03
0,19	н/о	н/о	н/о	0,05	0,20	0,14
0,23	0,14	0,14	0,14	0,14	0,35	0,22
0,12	0,16	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12
0,06	0,09	0,06	0,10	0,08	0,06	0,13
0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04
н/о	н/о	н/о	н/о	0,03	н/о	н/о
0,02	н/о	0,06	0,05	0,02	0,05	0,04
0,08	0,35	0,04	0,19	0,21	0,17	0,15
100,01	99,93	100,28	99,85	100,22	99,92	99,68

кварцита, скв. 1509, гл. 385 м; 2 - из роговообманково-магнетитового кварцита, скв. 1536, гл. 267 м; 4 - из гранитизи- гл. 222 м; 5 - из роговообманково-магнетитового кварцита, скв. 1520, гл. 235 м; 7 - из силикатно-магнетитового кварцита, скв. 1516, гл. 191 м; 9 - из гранитизированного роговообманково-манково-мартит-магнетитового кварцита, скв. 612, гл. 205 м; кварцита, скв. 612, гл. 117 м; 12 - из роговообманково-магнетитового кварцита, скв. 603, гл. 144 м. (Химические анали- В.С. Марининой в 1982 г.)

7	8	9	10	11	12	13
0,94	Нет	Нет	Нет	0,16	0,37	0,73
0,30	"	"	"	Нет	0,83	0,39
0,16	0,02	0,07	"	"	0,41	0,09
0,14	0,33	0,25	0,47	0,98	0,04	0,23
96,96	98,09	97,78	78,76	90,36	97,25	97,46
1,50	1,56	1,90	20,77	8,50	Нет	Нет
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	1,10	1,10

указанным в табл. 1.

Таблица 3. Химические анализы марганецсодержащих кристаллических сланцев, вес. %

Окисел	1133	5059	3053	4849	4873	4889
SiO <sub>2</sub>	44,56	48,26	42,90	41,03	48,33	50,26
TiO <sub>2</sub>	0,12	9,35	0,28	0,45	0,37	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,50	8,05	10,28	9,60	10,64	9,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,17	7,30	10,21	5,88	6,90	4,20
FeO	28,28	22,97	17,72	28,01	19,71	17,97
MnO	1,63	1,75	8,70	3,24	6,00	9,90
MgO	5,57	2,91	2,34	4,43	2,78	1,65
CaO	1,62	1,42	5,10	2,14	3,35	4,85
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,07	0,13	0,15	0,17	0,26
K <sub>2</sub> O	0,17	1,93	0,08	2,17	1,14	0,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,17	0,29	0,19	0,15	0,13
S <sub>вал.</sub>	0,04	н/о	н/о	0,05	н/о	н/о
H <sub>2</sub> O	0,04	0,29	0,56	0,19	0,01	0,04
П.п.п.	4,66	4,24	1,29	2,94	0,69	0,84

Сумма 99,63 99,71 99,88 100,37 100,24 100,18

Примечание. 1133 - магнетит-куммингтонит-гиперстеновый кварцит, скв. 1537, гл. 307 м; 5059 - биотит-магнетит-куммингтонит-гранат-кварцевый сланец, скв. 1582, гл. 134 м; 3053 - кварц-спессартин-амфиболовый сланец, профиль 33, к-226; 4849 - кварц-биотит-куммингтонит-гранатовый сланец, скв. 612, гл. 103 м; 4873 - биотит-спессартиновый сланец, скв. 619, гл. 103 м; 4889 - магнетит-спессартин-куммингтонитовый сланец, скв. 603, гл. 47,5 м.

Химические анализы выполнены Н.В. Гавриленко в 1981 г.

следует, что первичные осадочные породы рудной зоны Чаро-Токкинского района были обогащены марганцем.

Количественным спектральным анализом в анализируемых магнетитах обнаружены 13 элементов-примесей (табл. 4). Из них свинец характеризуется кларковыми количествами, вышекларковыми - германий и ванадий. Все другие элементы содержатся в нижекларковых концентрациях.

Таким образом, для различных минеральных типов железистых кварцитов характерны свои типоморфные признаки магнетита, что

Таблица 4. Спектральные анализы магнетитов,  $n \cdot 10^{-4}\%$ 

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Pb	17	10	17	16	20	17	17	20	18	22	26	17	17
Cr	н/о	33	н/о	240	400	н/о	н/о	150	70	33	240	33	н/о
Ge	8,9	3,2	4,8	2,8	3,9	4,8	5,4	3,2	3,2	13	5,4	13	19
Ni	23	3,1	3,6	3,1	7,1	3,6	3,6	9,6	2,2	3,6	8,9	5,5	5,5
V	н/о	16	н/о	200	200	н/о	н/о	250	200	82	300	82	82
Be	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
Mo	5,9	н/о	3,2	н/о	н/о	3,2	3,2	н/о	н/о	3,2	н/о	5,9	5,9
Cd	н/о	"	1,9	"	"	н/о	н/о	"	"	н/о	"	н/о	н/о
Y	20	20	20	20	20	20	20	20	20	18	22	18	18
Zn	38	24	н/о	24	33	н/о	57	24	24	38	45	38	38
Zr	41	32	41	32	73	41	89	32	50	89	50	89	89
Cu	н/о	11	15	17	23	31	31	17	11	48	11	48	65
Co	"	н/о	н/о	н/о	10	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

Примечание. Спектральные анализы выполнены в лаборатории СНИИГТИМС. Номера проб соответствуют номерам проб табл. 1.

надо учитывать при оценке обогатимости руд. Химические анализы магнетитов свидетельствуют о низком содержании в них компонентов-примесей во всех типах руд.

### Литература

Глаголев А.А. Петрографическая характеристика железистых кварцитов и других метаморфических пород Чаро-Токкинского железорудного района. - В кн.: Железисто-кремнистые формации докембрия. М.: Наука, 1979, с. 39-73.

Наумова Э.Н., Ефремов Д.М. Магнетиты из железорудных месторождений Чаро-Токкинского железорудного района. - В кн.: Магнетиты месторождений магномагнетитовой и кремнисто-железистой формации. М., 1979, с. 5-20.

Пирогов Б.И. Онтогенез гематита и магнетита железистых кварцитов. - В кн.: Минералогия осадочных образований. Вып. 2. Киев: Наукова Думка, 1975, с. 59-65.

Стебновская Ю.М., Ярошук М.А. О возможности использования данных термомагнитных исследований при изучении метаморфизма кремнисто-железистых пород. - В кн.: Минералогия осадочных образований. Вып. 2. Киев: Наукова Думка, 1975, с. 72-76.

Чернов В.М., Инина К.А., Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Вулканогенно-железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 285 с.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ  
И МОРФОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ГЕМАТИТОВОГО  
(ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Месторождение Гематитовое входит в состав Леглиерского железорудного района Южно-Алданской субпровинции и находится в 1,5 км юго-восточнее самого крупного скарно-магнетитового месторождения Южной Якутии — Таежного. Оно локализовано в юго-западном крыле Леглиерской синклинали, сложенной здесь метаморфическими породами керибиканского горизонта федоровской свиты раннего архея. Вмещающие породы и залегающие согласно с ними рудные тела простираются в северо-западном направлении при северо-восточном падении под углами  $60-80^{\circ}$  (рис. 1).

Вмещающие породы представлены неравномерно магматизированными и гранитизированными высокоглиноземистыми кордиерит-биотит-силлиманитовыми, биотит-силлиманитовыми, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Вблизи рудных тел они гидротермально переработаны в хлорит-эпидотовые сланцы с альбитом и кварцем. Установленная мощность горизонта более 500 м.

В пределах месторождения выявлены согласные акмолитоподобные тела пегматоидных роговообманковых и аляскитовых гранитов, вблизи которых руды метаморфизованы. Во вмещающих породах и рудных телах отмечены многочисленные зоны дробления, ориентированные согласно с элементами их залегания. Крупноамплитудные дизъюнктивные нарушения не установлены.

Общая длина минерализованной зоны месторождения на поверхности 900 м при максимальной мощности в ее центральной части 220 м (см. рис. 1). В пределах гидротермально измененных вмещающих пород, содержащих линзы, прожилки и неравномерную вкрапленность гематита выделено два рудных тела. Установленная вертикальная протяженность оруденения — 370 м (рис. 2). Суммарная площадь рудных тел на поверхности 60 тыс. м<sup>2</sup>, а на глубине 400 м — 52 тыс. м<sup>2</sup>. Исходя из такого темпа их сокращения, можно предположить, что рудные тела, зажатые между гранитными "гребнями", выклиниваются на глубине более 1000 м.

Размеры главной рудной линзы на поверхности составляют 760x140 м, сокращаясь на глубине 400 м до 710x100 м. Вторая рудная линза, залегающая висячем боку рудной зоны, значительно меньше — 310x20x450 м.

Площадь горизонтального сечения месторождения, условные границы которого охватывают все минерализованные гематитом вмещающие породы, возрастает с глубиной со 121 тыс. м<sup>2</sup> на поверхности до 136 тыс. м<sup>2</sup> на глубине 400 м. При этом доля руд в руд-

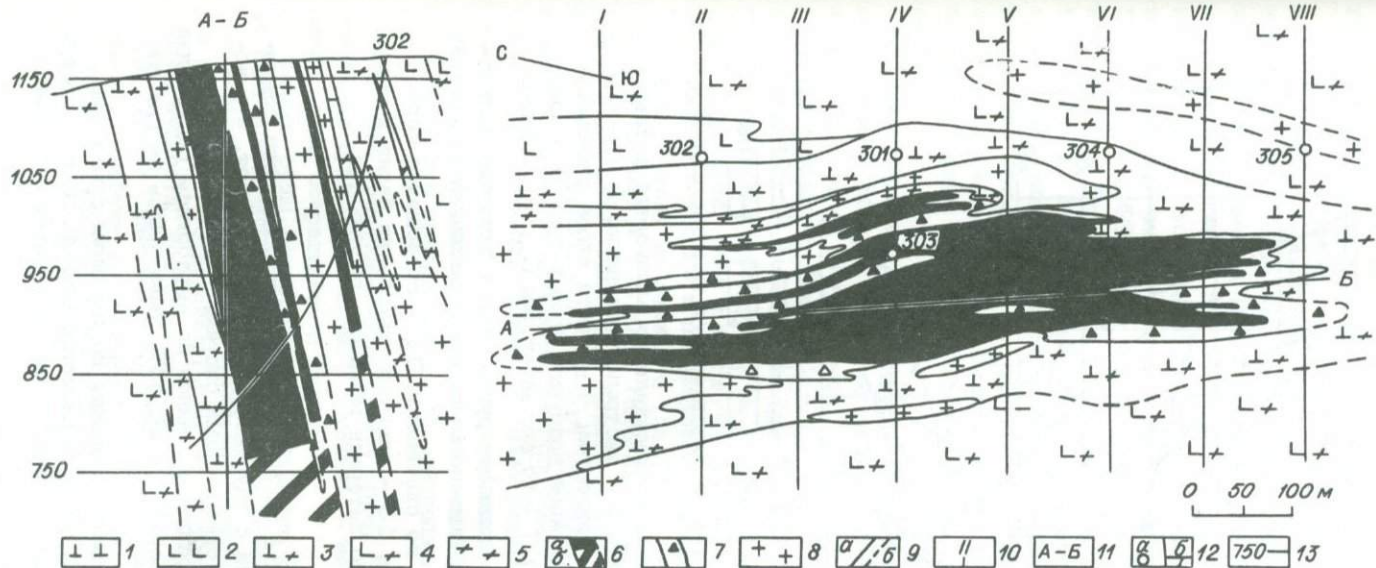


Рис. 1. План поверхности и разрез по разведочной линии II (по А.В. Рыкалину).

1 - кристаллические сланцы; 2 - гнейсы; 3 - мигматизированные и гранитизированные кристаллические сланцы; 4 - мигматизированные и гранитизированные гнейсы; 5 - мигматиты; 6 - рудные тела: а - установленные, б - предполагаемые; 7 - катаклазированные вмещающие породы с вкрапленностью гематита; 8 - пегматиты и пегматоидные граниты; 9 - геологические границы: а - установленные, б - экстраполированные; 10 - разведочные линии; 11 - линия проектирования; 12 - скважины: а - на плане, б - на разрезе; 13 - линии горизонтов.

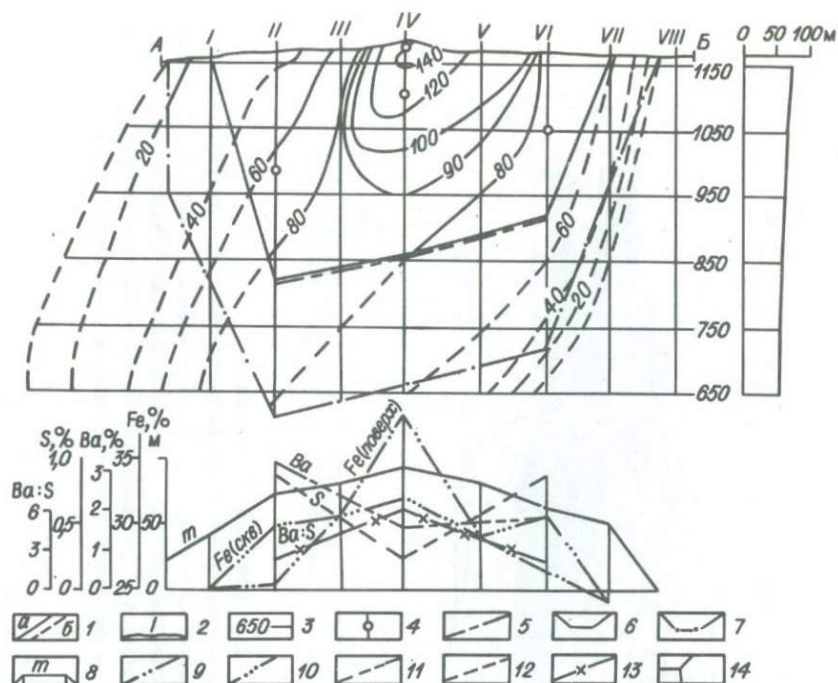


Рис. 2. Проекция рудных тел на вертикальную плоскость А-В (по Ю.Д. Зубкову).

1 - изолинии суммарных горизонтальных мощностей рудных тел: а - интерполированные; б - экстраполированные; 2 - разведочные линии; 3 - линии горизонтов; 4 - места входа скважин в рудные тела; 5 - контур нижней подбурки рудных тел; 6 - контуры запасов категории  $C_1$ ; 7 - то же, категории  $C_2$ ; 8 - средневзвешенные по вертикали мощности рудных тел в контурах категории  $C_2$ ; 9 - средневзвешенные по мощности содержания железа на поверхности; 10 - то же, по скважинам; 11 - содержание серы в рудах; 12 - то же, бария; 13 - величина отношения бария к сере; 14 - средневзвешенные по латерали мощности рудных тел.

ной зоне уменьшается с 61 до 51%. Степень уплощенности объемной фигуры месторождения с глубиной заметно возрастает, что вообще характерно для гидротермальных систем, приуроченных к зонам дробления [1]. Средневзвешенное по выработкам содержание железа составляет на поверхности 30,35%, уменьшаясь на глубине 300 м до 28,87%.

В центральной части месторождения по изолинии суммарных горизонтальных мощностей 80 м выделяется рудный столб с северным склонением - в сторону Таежного месторождения под углами

60–65°. Максимальные мощности рудных тел в его пределах достигают 145 м.

Средневзвешенные по мощности содержания железа на поверхности достигают максимального значения в центральной части месторождения (38,2%), постепенно уменьшаясь к флангам. Содержания вредных примесей (серы и бария), наоборот, в центральной части месторождения, где локализован рудный столб, — минимальные, что тоже свойственно гидротермальным системам. На северном фланге они равны соответственно 0,87 и 3,22%, на профиле IV — 0,24 и 1,56%, а на южном фланге — 0,86 и 1,86%. Величина отношения бария к сере в этих местах изменяется так: 3,63, 6,06 и 2,11. Зная величину этого отношения в барите (4,28), можно предположить, что на флангах в рудах присутствует некоторое количество сульфидов, а в пределах рудного столба, сложенного наиболее качественными рудами, кроме барита, имеются и другие барийсодержащие минералы, которые еще предстоит найти и определить.

Таким образом, мы видим, что на месторождении пространственно совпадают области максимальных мощностей и содержаний железа в рудных телах и что именно здесь содержится минимальное количество вредных примесей. Исходя из этого, можно предположить, что в пределах его объема находилось стволное направление миграции железоносных растворов и последующей их разгрузки, в то время как барий, сера и другие петрогенные элементы локализовались преимущественно в периферийных частях рудной зоны.

Руды состоят из гематита (до 75%), кварца (25–60%), барита (2–3%), ортоклаза (1–10%), эпидота, поизита, хлорита (суммарно 15–60%), пирита (единичные зерна), магнетита (до 0,5%); в небольших количествах присутствуют мусковит, серицит, кальцит и турмалин. В брекчированных участках гематитовые струйки с баритом обтекают обломки кварца и более раннего гематита. Прожилки серицита и кальцита секут все рудные и нерудные образования. Баритизация, хлоритизация, окварцевание, эпидотизация и перекристаллизация гематита приурочены к субмеридиональным зонам брекчирования.

Степень эродированности рудной зоны, судя по характеру и темпу изменения рудных площадей с глубиной, — невелика, и основная масса руды сохранилась в недрах.

Запасы руды месторождения совместно с прогнозными ресурсами составляют 60 млн. т /2/. Модуль основности их (0,03) — самый низкий из всех месторождений Южно-Алданской железоносной провинции, что придает рудам Гематитового месторождения особую ценность, ибо руды всех остальных месторождений субпровинции, кроме Сиваглинского, обладают повышенной основностью и поэтому требуют для подшихтовки именно кислых руд.

Автором ориентировочно подсчитаны запасы руды в контурах категории  $C_2$  и до глубины 500 м при бортовом содержании железа общего 20% с включением в подсчет забалансовых руд и прослоев оруденелых пород мощностью до 5 м. При этих условиях

запасы руды до глубины 500 м составили 100,4 млн. т, а суммарные запасы с прогнозными ресурсами до глубины 1000 м оцениваются в 150–160 млн. т /3/.

Совокупность данных по вещественной зональности оруденения и структурно-морфологическим особенностям месторождения Гематитового позволяет считать, что основные запасы руды, находящиеся глубже имеющихся подсечений, следует ожидать в блоке, ограниченном разведочными профилями I–III и горизонтами +850 и +450 м (см. рис. 2).

### Литература

Атлас морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово) /Под ред. П.Ф. Иванкина, Л.: Недра, 1973. 164 с.

Перваго В.А., Алданская железорудная провинция. М.: Недра, 1966. 116 с.

Шепель А.Б., Зубков Ю.Д. Геологическая позиция скарново-магнетитовых месторождений Алданского щита и их перспективы. – В кн.: Эндогенные процессы и металлогения в зоне БАМ. Новосибирск: Наука, 1982, с. 39–46.

---

О.Г. Епифанцев, Е.Д. Шпайхер

#### УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ

#### УРАГАННЫХ РУДНЫХ СКОПЛЕНИЙ

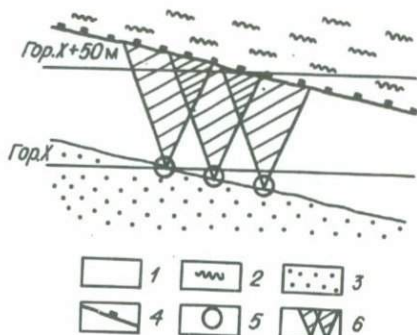
#### НА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Вопрос формирования ураганных рудных скоплений – обогащенных рудных гнезд – является едва ли не самым сложным в проблеме миграции рудогенных элементов. Применительно к ртутным месторождениям под ураганными рудными скоплениями понимаются обычно гнезда густовкрапленных, густопржижиковых, брекчиевых, брекчиевидных или сливных монокиноварных руд с содержанием ртути, достигающим 40%. На графиках функции распределения содержания ртути пробы с ураганным содержанием обычно образуют обособленный аномальный пик. Размеры обогащенных гнезд не превышают первых метров, а нередко составляют всего лишь десятые доли метра. Несмотря на небольшие размеры, в них концентрируются значительные запасы металла, и по этой причине они вызывают интерес разведчиков и эксплуатационников.

Одно из ртутных месторождений Алтая, где четко выражены условия рудообразования, однотипные для всего рудного поля, может быть представлено в качестве эталона /Кузнецов и др., 1978/.

Рис. 1. Схема размещения рудных столбов в разрезе Акташского месторождения.

1 - рудовмещающая толща (мраморизованные известняки и доломиты); 2 - надвиговая толща (метаморфические сланцы); 3 - подстилающие породы (песчаники); 4 - экранирующая структура (акташский надвиг); 5 - рудные "отдушины"; 6 - рудные столбы.



Оруденение размещается в мраморизованных известняках и доломитах под надвигом, экранирующая роль которого установлена повсеместно. Рудовмещающая карбонатная толща и надвиг залегают в общем согласно, полого погружаясь в северном направлении. Иногда надвиг выполаживается почти до горизонтального и образует куполообразные перегибы, под которыми иногда формируются наиболее богатые рудные тела. Рудоподводящей на месторождении является система протяженных трещин, диагональных по отношению к надвигу, через которые в рудовмещающую толщу поступали рудоносные растворы. В целом месторождение выглядит как совокупность сложно построенных рудных столбов, каждый из которых зарождается у своего подводящего канала в лежащем боку рудовмещающей толщи, косо ее пересекает, а при особенно больших размерах достигает экранирующей поверхности (рис. 1). В контурах рудного столба может размещаться одно или несколько рудных тел. Структурные условия формирования рудных тел на месторождении и их морфология рассматривались нами ранее /Елифанцев, Шпайхер, 1977/.

На месторождении значительно развиты гнезда с резко повышенным, ураганым содержанием ртути. В пробах по ураганым рудным скоплениям содержание ртути зачастую достигает 40%, но наиболее часто наблюдаются содержания от 1 до 2%.

Относительно условий формирования обогащенных гнезд в различных геологических материалах находим соображения лишь самого общего порядка. Обычно говорится, что ураганые рудные скопления образуются в особо благоприятных структурно-литологических условиях. Трудности при попытках классифицировать ураганые рудные скопления по условиям образования вполне объяснимы. Наш опыт исследований на месторождении показал, что каждое обогащенное гнездо формируется в специфических структурных условиях, свойственных только ему, и невозможно найти даже двух одинаковых гнезд ураганых скоплений.

Зарисовки эксплуатационных горных выработок иллюстрируют многообразие структурных условий локализации ураганых рудных скоплений (рис. 2).

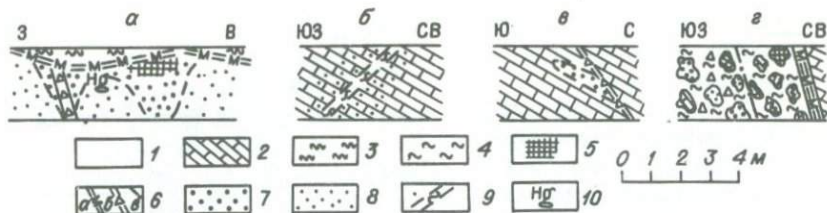


Рис. 2. Примеры структурных "ловушек", обусловивших формирование ураганых рудных скоплений.

1 - доломиты; 2 - известняки мраморизованные; 3 - метаморфические сланцы; 4 - глинистый материал; 5 - бурые крупнокристаллические кальцитолиты; 6а - зонки тектонических глин; 6б - зонки дробления; 6в - трещины; 7 - густая вкрапленность и прожилки киновари, участками переходящие в брекчиевидные руды (ураганые гнезда с содержанием ртути более 1%); 8 - вкрапленность и прожилки киновари (руды с содержанием ртути 0,1-0,9%); 9 - сложная жила, состоящая из прожилков киновари и антимонита с кальцитом и самородной ртутью; 10 - участки концентрации самородной ртути.

Эксплуатируемые в последние годы два нижних горизонта месторождения вскрывают группу рудных тел. Один из горизонтов (штольня 24) вскрывает верхи, другой (уклон № 5) - корни этой группы. На верхнем горизонте отношение суммарной площади рудных тел к площади ураганых рудных скоплений 10:1, а на нижнем горизонте 54:1 (рис. 3).

В контурах рудных тел ураганые рудные скопления распределены неравномерно. В одном из наиболее богатых рудных тел, отработанных в последние годы, зафиксирован целый ряд ураганых рудных скоплений, имеющих размеры от долей метра до нескольких метров в поперечнике (рис. 4). Рудное тело отработано десятью слоями на глубину порядка 28 м. Нам удалось оконтурить ураганые рудные скопления в пределах каждого слоя. Соотношения их площадей оказались достаточно характерными (рис. 5).

Наибольшей суммарной площадью обладают ураганые рудные скопления

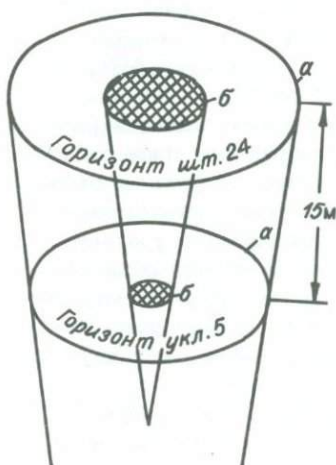


Рис. 3. Диаграмма соотношения площадей рудных (а) и ураганых (б) скоплений на горизонтах штольни 24 и уклона 5.

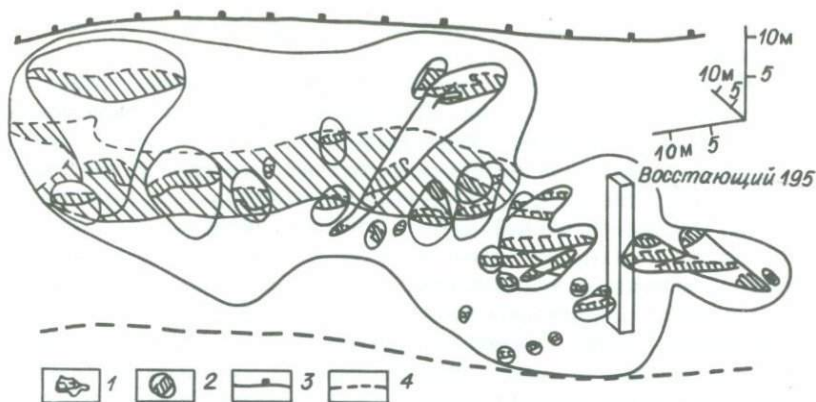


Рис. 4. Положение ураганных рудных скоплений в контурах рудного тела № 62.

1 - контур рудного тела и сечение его на горизонте штольни 24; 2 - контуры ураганных рудных скоплений и сечения их на слоевых горизонтах; 3 - схематическое положение экранирующей структуры; 4 - нижняя граница рудовмещающей толщи.

Рис. 5. Графики изменения площадей рудного тела ( $S_p$ ) и ураганных скоплений ( $S_y$ ) с глубиной (вертикальный размах - 28 м).



в верхней трети рудного тела. Площадь самого рудного тела здесь также максимальна. Отмечается достаточно устойчивое снижение площадей ураганных рудных скоплений на глубину от 133,5 до 26,0 м<sup>2</sup>. Достаточно характерно изменяется с глубиной отношение общей площади рудного тела к площади ураганных рудных скоплений ( $S_p/S_y$ ). В верхней и нижней частях рудного тела это отношение меньше 5, т.е. общая площадь рудного тела всего в 5 раз больше суммарной площади ураганных рудных скоплений. В средней части отношение площадей находится в пределах от 5 до 15. Это означает, что на средних горизонтах ураганные рудные скопления занимают относительно меньшие площади. Такое изменение отношений площадей рудного тела и ураганных скоплений позволило наметить по вертикали 3 зоны:

Верхняя зона, где в результате экранирующего влияния надвига

существовали условия для образования крупных гнезд с ураганным содержанием ртути.

Нижняя зона — прикорневая зона рудного тела характеризуется малыми площадями рудных тел. Ураганные рудные скопления концентрируются вблизи рудоподводящих каналов.

Средняя зона — отвечает промежуточным условиям рудообразования, где рудное тело приобретает оптимальные размеры, а площади ураганных рудных скоплений возрастают незначительно.

Имеющийся материал позволяет наметить некоторые общие положения относительно условий локализации ураганных рудных скоплений и пути их прогнозирования.

Ураганные рудные скопления могут развиваться только на фоне и внутри концентрированных рудных скоплений. Другими словами, ураганные рудные скопления можно ожидать только в контурах распространения рядовых руд.

Для формирования богатых рудных скоплений необходим длительный и интенсивный подток рудоносных растворов к участку локализации. По-видимому, такой участок должен располагаться либо в самой зоне достаточно крупного рудоподводящего (рудораспределяющего) канала, либо в непосредственной близости от него. Неслучайно поэтому ураганные рудные скопления формируются на участках наиболее проницаемых раздробленных пород. На это указывают и брекчиевидные, брекчиевые и сливные текстуры руд.

Особо благоприятное условие для формирования обогащенных гнезд представляет наличие на путях движения растворов пористых пород, обеспечивающих фильтрационный эффект.

Такие условия создаются в плоскости сместителя надвига с залегающими в его висячем боку рассланцованными породами. Внутри рудовмещающей толщи фильтрующими оказываются прослой углисто-глинистых сланцев и пологие трещины с глинами трения. При участии фильтрационного эффекта образование ураганных рудных скоплений идет метасоматическим путем вплоть до образования сливных руд. При его отсутствии ведущим агентом рудоотложения является резкое снижение давления и скорости раствора по мере вступления его в участок раздробленных пород. Рудоотложение в таком случае идет путем заполнения свободных полостей.

Поскольку накопление ураганных концентраций возможно только на участках длительной и интенсивной циркуляции растворов, постольку здесь же развиваются гидротермально-измененные породы. Интересно, что ураганные рудные скопления размещаются обычно вблизи участков интенсивно измененных пород или на границе их с менее измененными породами, но не внутри последних. Это можно объяснить интенсивной гидротермальной проработкой пород во внутренних зонах рудной метасоматической колонки, вероятно, сопровождающейся уничтожением ранее отложенной рудной минерализации, образованием полей выщелачивания ртутной минерализации. На исследованном месторождении такие поля формируются в связи с образованием бурых кальцитолитов. В периферийной части бурых кальцитолитов, наступающих на богатые гнезда, можно увидеть

реликты в значительной мере "съеденных" ураганных скоплений. В тыловых частях кальцитолитов рудная минерализация нацело замещается ими.

В случае полного выщелачивания пород и растворения их гидротермами богатые руды могут переотлагаться в материале выполнения полостей выщелачивания в виде глыб и обломков богатых руд, разьедаемых с периферии, а также в виде землистой киновари, обогащающей отдельные прослойки глинистого материала (см. рис. 2).

Таким образом, и в том и другом случае происходит уничтожение созданной ранее ураганной рудной концентрации, и практический интерес могут представлять только ее различные реликтовые формы.

Необходимо также отметить, что с полями выщелачивания, наложенными на ураганные рудные скопления, ассоциируют значительные скопления самородной ртути. В обильном количестве она встречается в глинах полостей выщелачивания и в бурых кальцитолитах, если они располагаются на участках с широко развитыми богатыми рудами.

Не менее актуально и сложно прогнозирование ураганных скоплений и определение их места в общих запасах металла. На одном из горизонтов месторождения, где ураганные рудные скопления были изучены нами более детально, они составили около 5% площади всех рядовых рудных тел. Таким образом, можно вывести площадной коэффициент развития руд с ураганным содержанием. Для данного горизонта он равен 0,05. Эту величину, по-видимому, можно использовать при прогнозировании ураганных рудных скоплений и учитывать при подсчете запасов. По приблизительным расчетам в ураганных рудных скоплениях на упомянутом горизонте содержится металла в 1,3 раза больше, чем в рядовых рудах.

## Литература

Васильев В.И. Акташское месторождение как пример карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации. — В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1968, с. 76-113.

Епифанцев О.Г., Шпайхер Е.Д. Взаимоотношение ртутной минерализации и полостей выщелачивания на ртутных месторождениях Горного Алтая. — Тр. ЗСОВМО. Вып. 6. Новосибирск, 1977, с. 62-69.

Кузнецов В.А. и др. Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1978, с. 7-27.

---

ВУЛКАНОГЕННЫЕ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ  
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ  
И ИХ ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ  
ЭВОЛЮЦИЯ ВО ВРЕМЕНИ

Алтае-Саянская область (АСО) – сложное складчато-глыбовое сооружение, состоящее из разнородных структурно-формационных зон салаирской, каледонской и герцинской складчатости. В ее пределах развиты разновременные интрузивные и вулканогенные комплексы, породы которых занимают около 32% всей площади АСО, причем интрузивные составляют 20 и вулканогенные – 12%. Возрастное положение магматических пород не всегда однозначно устанавливается, что усложняет решение вопросов металлогении и вносит в нее элемент условности.

Подавляющая часть всех учтенных рудных объектов АСО пространственно и парагенетически связана с магматическими породами, из них с вулканогенными более 50% объектов черных, цветных и редких металлов. Распределение магматических пород в АСО и их сравнительная рудоносность приведены в табл. 1 по каждой из складчатых систем в отдельности.

Как видно, общее количество рудных объектов в салаирских и в каледонских складчатых системах больше связано с плутоногенными породами, однако плотность их распределения ("продуктивность") в вулканогенных породах выше, нежели в интрузивных, независимо от возраста магматических пород.

Анализ данных по особенностям распределения оруденения в разновременных структурах АСО с учетом ореолов рассеяния рудных элементов в разновозрастных магматических комплексах позво-

Таблица 1. Распределение магматических пород и плотность оруденения в структурах разновременной складчатости АСО

Складчатые системы	Площадь, %		Рудные объекты связаны с		Кол-во рудных объектов на единицу площади (плотность)	
	вулканогенных пород	интрузивных пород	вулканогенными породами, %	интрузивными породами, %	вулканогенных пород	интрузивных пород
Герцинские	18	26	71	29	0,38	0,10
Каледонские	8	14	40	60	0,45	0,39
Салаирские	11	16	43	57	0,24	0,22



Схема эволюции эндогенного оруденения черных, цветных и редких металлов в разновременные металлогенические эпохи Алтае-Саянской области. Составил И.С. Туркин.

лил составить принципиальную схему эволюции ряда металлов во времени (см. рисунок). Интенсивность рудоносности черных металлов (железа, титана и марганца) имеет тенденцию к падению от докембрийской металлогенической эпохи к позднепалеозойской. Продуктивность оруденения цветных металлов (меди, цинка, свинца, молибдена и ртути), а также редких и редкоземельных (олова, вольфрама и др.) варьирует с падением на рубеже нижнего и среднего палеозоя. Интенсивность оруденения полиметаллов имеет максимум на границе верхнего докембрия с нижним палеозоем и на рубеже среднего и верхнего палеозоя. Также ведет себя линия эволюции интенсивности оруденения для олова и редких земель, тогда как для молибдена, ртути и вольфрама она плавно нарастает от древних металлогенических эпох к более молодым.

Направленность эволюции интенсивности и качественного состава оруденения можно объяснить рядом причин. Для оруденения полиметаллов и черных металлов она обусловлена генетической связью его с нижне- и среднепалеозойским вулканизмом, а литофильных металлов, включая и молибден, с возрастанием мощности коры и корового гранитообразования с формированием субшелочных гранитоидных комплексов в среднем и особенно в верхнем палеозое. В докембрийскую металлогеническую эпоху оруденение редких земель и частично олова связано с гранитоидными пегматитами и метасоматическими образованиями, имеющими широкое развитие в байкальских структурах Восточного Саяна, Сангилена и, вероятно, в комплексе основания салаирид. Интенсивность оруденения молибдена возрастает с ростом объема кислых и субшелочных пород, развивающихся в вулканотектонических зонах с фемическим профилем вулканизма. Что касается оруденения ртути, то преобладание его в более молодых эпохах обусловлено высокой подвижностью этого металла, в результате чего каждая последующая тектономагматическая активизация приводит к формированию нового оруденения с уничтожением в той или иной степени предшествующего. Таким образом, направленность эволюции интенсивности оруденения черных, цветных и редких металлов позволяет говорить о наиболее благоприятных металлогенических эпохах АСО для того или иного металла.

В основе эволюции качественного и количественного состава

Таблица 2. Соотношение вулканогенных и рудных формаций в разновременных структурах Алтае-Саянской области

Этап развития	Вулканогенные серии, регион	Вулканогенные формации	Возраст	Соответствующие рудные формации
Геосинклинальный	Контрастные и слабо дифференцированные (Саяны)	Андезит-базальтовая, андезит-дацит-метаба- зальтовая	V- $\epsilon_1$	Колчеданная, колчеданно-полиметаллическая, железо-марганцевая, медно-никелевая, золото-сульфидная
	Контрастная и недифференцированная, базальтовая (Горный Алтай)	Андезит-альбитофирова- вая, андезит-базальтовая	$\epsilon_{1-2}$	
	Слабо дифференцированная, базальтовая, спилит-диабазовая (Салаир, Кузнецкий Алатау)	Андезит-альбитофирова- вая, андезит-базальтовая, андезит-дацит-риолитовая	R <sub>3</sub> -V	
	Контрастная и слабо дифференцированная щелочно-базальтоидная (Рудный Алтай)	Андезит-базальтоидная, трахиандезит-дацит-риолитовая, андезит-дацит-трахириолитовая	D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub> D <sub>2-3</sub>	Колчеданно-полиметаллическая, золото-полиметаллическая, барит-полиметаллическая
Протоорогенный	Дифференцированная базальтовая, спилит-диабазовая, дифференцированная базальт-базальтоидная (Саяны, Кузнецкий Алатау, Горный Алтай, Тува)	Андезит-дацит-риолитовая, дацит-риолитовая, андезит-базальтовая	$\epsilon_2$ -O <sub>1</sub> D <sub>1-2</sub>	Титано-магнетитовая, полиметаллическая, золото-сульфидная, редкометалльно-сульфидная группа формаций с W, Co, Cu, Bi и др.

Дейтеро-орогенный и зон активизации	Последовательно дифференцированная базальтоидная (Горный Алтай), дифференцированная щелочно-базальтоидная (Кузнецкий Алатау, Минуса), дифференцированная щелочно-земельная и субщелочная базальт-базальтоидная (Западный и Восточный Саян)	Андезит-дацит-риолитовая, трахиандезит-дацит-риолитовая, андезит-дацит-риолит-трахитовая	D 1-2	Редкометалльно-сульфидная группа рудных формаций, полиметаллическая, ртутно-сурьмяно-мышьяковая, золото-сульфидная, комплексная сульфидно-вольфрамовая, медно-молибден-порфировая, золото-серебряная кварцево-жильная и др.
-------------------------------------	--	--	-------	---

рудных формаций лежит направленное изменение магматических формаций во времени, что особенно видно на примере изменения состава фанерозойских вулканогенных формаций и, естественно, связанного с ним оруденения в структурах АСО.

Для раннепалеозойского геосинклинального этапа развития салаиро-каледонских структур (Саяны, Кузнецкий Алатау, Горный Алтай) характерны недифференцированные и контрастные, иногда умеренно дифференцированные базальтовые серии натрового уклона базальт-андезитового, базальт-риолитового и андезит-риолитового состава со значительной ролью альбитофигов, кератофигов, спилит-диабазов и т.д. Для протоорогенного этапа конца нижнего палеозоя — умеренно дифференцированные базальтовые серии калинатрового уклона андезит-дацит-риолитового состава и для дейтероорогенного, среднепалеозойского — дифференцированные и последовательно дифференцированные базальт-базальтоидные субщелочные и щелочно-земельные калинатровые серии андезит-дацит-риолитового, андезит-дацит-риолит-трахитового состава. Геосинклинальный этап развития герцинских складчатых структур характеризуется развитием субщелочных калинатровых базальтоидных серий трахиандезит-дацит-риолитового состава с преобладанием базальтовой генетической группы (табл. 2).

Каждой из упомянутых серий вулканитов свойственны свои особенности. От геосинклинального этапа к дейтероорогенному наблюдается постепенное увеличение в составе вулканогенных формаций калиевой составляющей, общей щелочности и относительного объема кислой составляющей базальтоидных серий, что связано, видимо, с возрастанием мощности "гранитной" коры и степени дифференциации первичного базальтового вещества. Эта тенденция сохраняется и для вулканитов герцинской геосинклина-

ли Рудного Алтая и Калбы, хотя, как будет показано ниже, тип рудных формаций последней тождествен рудным формациям салаирской геосинклинали с преимущественно натровым уклоном развитых там вулканитов. Тем самым подтверждается некоторая цикличность оруденения с сохранением основных черт эволюции.

Рассмотрим теперь соотношение различных по петрохимическому составу разновременных вулканогенных формаций и серий с соответствующими им рудными формациями (см. табл. 2). Каждой вулканогенной формации присущ свой тип рудной формации или ряд рудных формаций со сходной парагенетической ассоциацией металлов. Общая направленность эволюции вулканогенных и рудных формаций может быть кратко показана в такой последовательности: с контрастными, недифференцированными или слабо дифференцированными сериями натровых базальтов начального этапа развития геосинклинали ассоциирует фемический ряд металлов, создающих колчеданно-полиметаллические, медно-колчеданные, железорудные, медно-никель-кобальтовые и хромитовые рудные формации.

С последовательно дифференцированными базальт-базальтоидными сериями калинатрового уклона дейтероорогенного этапа развития связывается комплексное сульфидно-редкометальное, ртутно-сурьмяное, медно-молибден-порфиоровое оруденение салических-фемических рудных формаций, локализующихся в наложенных вулканогенных прогибах.

С субщелочными базальтоидными сериями натриево-калиевого уклона, включая и их вещественно-эквивалентные интрузивные комагматы, связывается преимущественно комплексное сульфидно-редкометальное оруденение с переменной ролью фемических и салических рудных формаций и с примесью в рудах главных металлов — примесей редких и рассеянных элементов (рения, индия, гафния и др.). Как видно, от ранних эпох к поздним возрастает в составе рудных формаций роль литофильных металлов: вольфрама, висмута, молибдена, часть олова и др. Иначе говоря, последовательность рудных формаций во времени может быть выражена рядом: фемические → салически-фемические → фемически-салические → салические. Обратим внимание на то, что на фоне общей направленной эволюции во времени петрохимического состава вулканогенных и соответствующих им рудных формаций наблюдается вещественная повторяемость оруденения в сопоставимых этапах развития разновременных металлогенических эпох. Эта близость состава проявляется не только в региональном плане на протяжении фанерозойского периода, но и в локальном, в сравнительно узком интервале времени. Последнее — главный фактор образования геохимической и рудной зональности в пределах рудных районов, рудных полей и месторождений. Рудная и магматическая зональность отвечают показанным выше рядам эволюции магматических и рудных формаций, а в рудных полях и месторождениях она трансформируется в ряд: нижние — средние — верхние горизонты оруденения, или как оруденение 1-й → 2-й → 3-й фазы магматизма, то же в региональном пространственно-временном ряде выше было представлено:  $PZ_1 \rightarrow PZ_2 \rightarrow PZ_3$ . Единство об-

шего и частного, регионального и локального (в геологическом понятии) разновременного и "единовременного" проступает достаточно отчетливо. Попытаемся показать это на примерах.

1. Колчеданно-полиметаллическое оруденение кембрийской эвгеосинклинали Тувы по составу рудных формаций подразделяется /Бухаров, 1981/: на собственно серно-колчеданное и медно-колчеданное, связанное с недифференцированными и контрастными сериями базальтов, колчеданное и колчеданно-полиметаллическое существенно медно-цинковое в связи с контрастными базальт-риолитовыми сериями и свинцово-цинковое - в жерловых фациях палеовулканоструктур, сложенных дацит-риолитовыми вулканитами и субвулканическими порфирами (Улугуйская, Ондумская, Каахемская зоны). По существу имеется в виду ряд: андезит-базальты с Fe-Cu → базальт-риолиты с Fe, Cu, Zn и с примесью Pb и других, в том числе и редких, и самородных металлов (молибдена, вольфрама, серебра и золота).

2. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Рудного Алтая герцинской наложенной эвгеосинклинали по составу рудных формаций подразделяется /Баранов, 1971; Филатов и др., 1981; и др./: на колчеданно-полиметаллическую пирротин-пиритовую в связи с умеренно дифференцированными базальтоидами и субвулканическими габбро-диабазами в осевой части Иртышской зоны смятия → колчеданно-полиметаллическую пиритовую, медно-цинковую в связи с дифференцированными базальтоидами к северо-востоку от осевой зоны → полиметаллическую и барит-полиметаллическую преимущественно цинк-свинцовую на удалении от осевой зоны в районе развития умеренно кислых "приповерхностных" гранитоидов иногда с повышенной щелочностью. В Алейской, Быструшинской и Змеиногорской зонах медно-колчеданное оруденение локализуется в зонах геосинклинальных прогибов с мафическим вулканизмом, а полиметаллическое и барит-полиметаллическое - в геоантиклинальных поднятиях с порфировой вулканогенной формацией.

3. Распределение первичных рудных ореолов в месторождениях Урала, Рудного Алтая и Кавказа в различных группах рудных формаций вулканогенного колчеданно-полиметаллического типа также зонально по вертикали, причем зональность укладывается в ряд, описанный в п. 2 /Овчинников, Баранов, 1978/: для колчеданно-полиметаллической группы рудных формаций - Sn, Mo, Co; Ni, As, Bi, Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, Hg, для барит-полиметаллической - Mo, (Bi), Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, Hg. В такой же последовательности изменяется в общем и состав рудоносных вулканогенных пород в структурах палеовулканов.

4. Распределение метасоматических зон и металлов в месторождениях молибден-медно-порфировой формации по обобщенным данным многочисленных месторождений Северной и Южной Америки /Lowell a. Guilbert, 1970/ укладывается в такой ряд: зона калишпатизации с пирит-халькопиритовыми с молибденитом рудами → зона серицитизации с главным халькопирит-молибденитовым со сфе-

леритом оруденением → зона пропилитизации с Pb, Zn, Ag, Au.

5. Редкометалло-вольфрамовое и полиметаллическое с вольфрамом оруденение размещается в различных типах структур с отличающимися по составу магматическими породами /Апельцин, Павлов, 1979/. Олово-вольфрамовое оруденение характерно для коровых структур с кислым магматизмом (геоантиклинальные поднятия), молибден-вольфрамовое размещается в рифтогенных и структурах мозаично-блоковых поднятий геосинклинально-складчатых областей и активизированных поясов с умеренно-кислым и субщелочным магматизмом, а полиметаллическое с вольфрамом – в линейно вытянутых вулканогенных прогибах со сложнодифференцированными сериями вулканитов кислого и среднего состава.

Описанная выше петро- и геохимическая эволюция магматических и рудных формаций во времени как в региональном плане в целом (крупные тектоблоки или пояса), так и в локальном (рудные районы, поля или месторождения) масштабах подчинена единым физико-химическим законам дифференциации вещества. Однако следует заметить, что в крупных структурах разновозрастные магматические и рудные формации иногда образуют зонально построенный ареал, подобный тому, который возникает при развитии разновременных магматических и рудных формаций. Так, по данным Петерсена /Petersen, 1970/ в вулканическом поясе Анд отмечается поясовое расположение рудных зон от осевой зоны вулканоструктуры к ее периферии, обусловленное изменением глубины эрозионного среза: магматическое титан-магнетитовое оруденение → сульфидное CO - Ni → сульфидно-редкометалловое → Pb - Zn - Ag → Cu - U → Fe - Cu - Zn (?). Последняя (железо-медноцинковая) рудная формация связана, очевидно, со стратиформными колчеданными месторождениями внешней зоны вулканического пояса в терригенно-карбонатно-вулканогенных породах. Таким образом, неравномерность распределения рудных элементов и меняющийся состав рудных формаций отражают не только региональную неоднородность земной коры и верхней мантии, но и неоднородность распределения магматических пород, процессов дифференциации магмы и метасоматоза. Иначе говоря, локальная направленность смены формаций в частном случае есть отражение общей региональной направленности эндогенных процессов и развития вещества литосферы. Последовательность временной направленности развития металлогении во всей истории Земли хорошо показал В.И. Смирнов /1982/:

Протогеосинклинальный период – зарождение, развитие и отмирание ранних геосинклиналей (3,8 – 1,8 млрд. л.) с хромитовым, титано-магнетитовым, редкометалловым пегматитовым и с уникальным колчеданно-полиметаллическим оруденением.

Интрагеосинклинальный период – эрозия протоплатформ и интенсивный наземный вулканизм, слабое развитие эндогенной минерализации, формирование рудоносных кор выветривания.

Неогеосинклинальный период – время зарождения и отмирания геосинклиналей (1,5 – 0,1 млрд. л.). Период состоит из 5 этапов:

гренвильского, байкальского, каледонского (во всех трех преобладает базальтовый магматизм и соответствующее ему фемическое оруденение), герцинский — эпоха равновесия базальтового и гранитоидного магматизма и киммерийский — эпоха развития рифтов при замедлении геосинклиналей, время формирования крупных месторождений молибдена, редкометалльных карбонатитов и т.д.

Общую направленность развития магматизма и оруденения во времени можно представить последовательным рядом: ультрамафиты, мафиты с хромом, титаном, железом → мафиты с железом, титаном, колчеданами → салиты < мафиты с редкометалльно-сульфидным парагенным комплексом металлов → мафиты < салиты с редкоземельно-редкометалльно-сульфидным парагенным комплексом металлов → субщелочные салиты и щелочные мафиты с редкометалльно-редкоземельным парагенным комплексом металлов.

Рассматривая характер эволюции качественного состава и плотность оруденения в разновременные металлогенетические эпохи, следует подчеркнуть мантийный генерирующий источник всех эндогенных процессов, включая и процесс "корового" гранитообразования с формированием соответствующих рудных формаций. Поэтому строгое деление металлов на "несовмещаемые" группы: сидерофильные, халькофильные и литофильные в смысле не их химических и геохимических свойств и родства с соответствующими магматическими формациями, а в смысле строго ограниченного уровня формирования месторождений или уровня их первоисточника (кора — мантия) вряд ли будет правильно и особенно для халькофильно-литофильного парагенного комплекса металлов. Это наглядно показано в рассмотренных эволюционных рядах разновременных вулканогенных базальт-базальтоидных серий и соответствующих им рудных формаций АСО, и имеет, очевидно, универсальное значение.

## Литература

Апельцин Ф.Р., Павлов Е.С. Разработка критериев прогнозирования и оценка вольфрамовых месторождений. — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Вып. 5. М.: изд. ВИЭМС, 1979, с. 1-22.

Баранов В.Д. О металлогенетической зональности колчеданного оруденения в Рудном и Южном Алтае. — В кн.: Металлогенетические и геологические исследования. Вып. 1. М.: изд. ИМГРЭ, 1971, с. 38-45.

Бухаров Н.С. Металлогения раннекембрийских образований Восточной Тувы. — В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Вып. V. Кызыл: Кызылское книжное изд-во, 1981, с. 130-136.

Овчинников Л.Н., Баранов Э.И. Первичные геохимические ореолы и вопросы генезиса колчеданных месторождений. — В кн.: Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1978, с. 56-62.

Смирнов В.И. Эндеогенное рудообразование в геологической истории. — Геол. рудных месторождений, 1982, т. 24, № 4, с. 3–20.

Филатов Е.И., Пугачева И.П., Крейтер И.В. и др. Геологические условия размещения колчеданно-полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе, Рудный Алтай. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1981, № 4, с. 78–83.

Lowell J.D., Guilbert J.M. Lateral and Vertical alteration mineralization Zoning in porphyry ore deposits. — Econ. Geol., 1970, v. 65, N 4, p. 373–408.

Petersen U. Metallogenie provinces in South America. — Geol. Rdsch, 1970, v. 59, N 3, p. 834–897.

---

В.П. Ковалев, Ю.В. Тикунов

## СФЕРОЛИТООБРАЗОВАНИЕ

### В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

Еще с прошлого века внимание петрологов привлекали обнаруживаемые в составе вулканогенно-осадочных толщ кислые породы, так называемые сферолиты. Специфическая особенность этих пород — неоднородность строения, выражающаяся в развитии шаровых обособлений, заключенных в цементирующую массу несколько иного состава. Как правило, эта неоднородность устанавливается визуально, благодаря различиям в окраске и сложении шаров и облекающей их массы, но известны случаи, в которых эта неоднородность обнаруживается только специальными петрографическими методами. Проблема сферолитообразования сводится прежде всего к отысканию причин появления сферических поверхностей раздела, разграничивающих кристаллическое вещество шаров и аморфную окружающую массу. Сейчас у петрологов нет единой точки зрения на происхождение сферолитов. У разных исследователей сложились диаметрально противоположные взгляды, основанные на разной интерпретации одних и тех же признаков.

Под влиянием работ Ф.Ю. Левинсон-Лессинга /1884/ и Т.Л. Тантона /1925/ стала популярной гипотеза ликвационного происхождения сферолитов несмотря на то, что она вступает в противоречие с целым рядом фактов, таких как высокая вязкость кислых и ультракислых расплавов, близость химизма шаровых тел и вмещающей массы, наличие нескольких генераций сферических образований, отсутствие одновременно сосуществующих пар стеклофаз в кайно-типных вулканитах, отсутствие эмульгировавших лав на действующих вулканах, появление сферолитов в эксплозивных породах.

Сторонники гипотезы ликвационного происхождения сферолитов в основу доказательства своей точки зрения кладут следующие признаки: шарообразную форму в разной степени раскристаллизован-

ных обособлений, механизм образования которой проще всего связать с явлением эмульгирования магмы при ее распаде на несмешивающиеся жидкости; четкие достаточно ровные поверхности раздела вещества шаров и облегающей их массы и различие химического состава шаров и цементирующей массы.

С позиций ликвационной гипотезы легко объясняются некоторые другие признаки, не всегда отчетливо выражающиеся в сферолитсодержащих породах. Псевдоизотропия внешних частей некоторых сферолитов принимается за прямое свидетельство застывания внешних частей сфер в стекло, начиная с фазовой границы. Радиально-лучистое строение многих сферолитов, в центрах которых отсутствуют какие бы то ни было следы затравок и признаки геометрического отбора, объясняется кристаллизацией вещества с периферии сферических скоплений одной жидкости в другой. Появление тесно сближенных шаров интерпретируется как слипание капель по мере увеличения вязкости остывающих расплавов. В качестве аргументов, подтверждающих ликвационную гипотезу происхождения сферолитов, приводятся опыты по расслоению жидкостей во фторсиликатных расплавах /Григорьев, Исколь, 1937/. А.Н. Заварицкий и В.С. Соболев /1961/, возражая против таких аргументов, отмечали: "Однако само собой разумеется, что такого высокого содержания фтора нигде и никогда не может быть в природных магмах, а поведение фтора и воды, хотя и является сходным, но резко отличается в разных случаях". Если же принять, что гидроксил ион (ОН)<sup>-</sup> при достаточно высоких давлениях и температурах ведет себя аналогично F<sup>-</sup>, то в этом случае, при замене фтора на гидроксил ион в системе, по составу отвечающей области расслоения фторсиликатного расплава, будут иметь место гидротермально-пневматолитовые процессы. При этом не имеет смысла говорить о ликвации на две силикатные жидкости.

Последнее время интенсивно изучается метастабильная ликвация в стеклах, в том числе и в силикатных /Порай-Кошиц, Мазурин, Андреев, Филипович, 1974/. Однако высокая вязкость стекла ниже линии ликвидуса не позволит фазе, занимающей меньший объем, образовать достаточно крупные шаровые выделения. Скорее произойдет раскристаллизация стекла в результате диффузии, нежели слипание капель в результате броуновского движения или под действием течения вязкого расплава. Один из авторов сборника "Эволюция изверженных пород" /Реддер, 1983/ справедливо отмечал: "В природе основное значение должна иметь стабильная ликвация на ликвидусе (или выше), происходящая к тому же в менее вязких системах". Однако для составов, близких к природным магмам, проблема стабильной ликвации в них остается дискуссионной.

Помимо гипотезы ликвационного происхождения сферолитов существует группа гипотез, предполагающая, что образование сферолитов в вулканогенных породах происходило в результате эпигенетических процессов. С позиций метасоматической гипотезы трудно объяснить резкую границу между веществом шаров и вмещающей массы, а самое главное - трудно вообразить такую циркуляцию

Таблица 1. Содержание урана и тория в вулканогенных породах быскарской серии - D<sub>1-2</sub> восточной окраины Южно-Минусинской впадины

Тип породы	Средне-арифметическое содержание урана в $\gamma$ на г кол. проб	Средне-арифметическое содержание тория в $\gamma$ на г кол. проб	Торий-урановое отношение
Сферолитовые дацитолитаритовые и липаритовые порфиры	$\frac{3,44}{10}$	$\frac{10,4}{4}$	3,0
Ультракислые беспорфировые породы с обильными сферолитами	$\frac{4,01}{45}$	$\frac{12,1}{11}$	3,0
Эффузивы среднего и кислого состава междуречья Копь-Амыл	$\frac{3,44}{49}$	$\frac{10,2}{49}$	3,0
Кислые пепловые туфы Амыл-Кандатской грабен-синклинали	$\frac{3,70}{37}$	$\frac{11,9}{17}$	3,0
Кислые пепловые туфы р. Киндат	$\frac{4,00}{17}$	$\frac{12,00}{10}$	3,0
Гидротермально-измененные туфы р. Копь с серицитом, карбонатами и флюоритом	$\frac{9,1}{10}$	$\frac{11,8}{7}$	1,3

раствора, которая обеспечивала бы сферическую форму выделений. Исследование соотношений урана и тория в сферолитсодержащих породах на примере образований Хайдымского хребта (Восточный Саян) свидетельствует об отсутствии какого-либо метасоматоза. Ранее А.С. Митропольским, В.П. Ковалевым и С.В. Мельгуновым /1972/ было показано, что при метасоматических преобразованиях эффузивных и эксплозивных пород заметно нарушаются достаточно устойчивые соотношения между ураном и торием. Цифры, приведенные в табл. 1, свидетельствуют о том, что сферолитсодержащие породы не накапливали в себе добавочных количеств урана подобно измененным вулканогенным породам и не теряли его. Равное трем Th - U отношение и абсолютные содержания U и Th в них близки к таковым в других сходных по составу вулканитах быскарской серии, и потому эти образования никоим образом нельзя па-

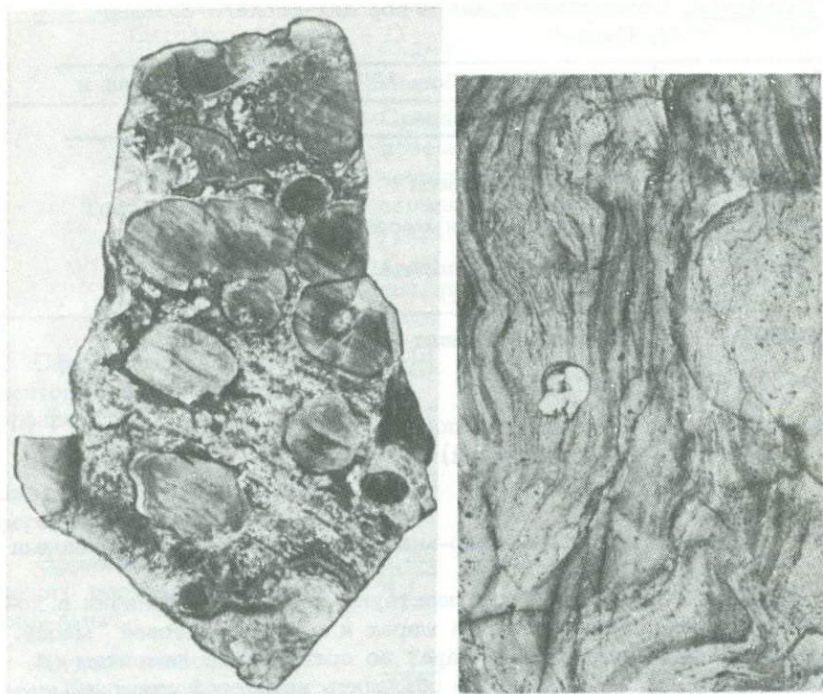
Таблица 2. Содержание урана в породах кислого состава  
р. Киндат

Номер пробы	Материал опробования	Содержание урана в $\gamma$ на г
Ю-291-1	Мелкие сферолиты	5,5
Ю-291-3	Цементирующая масса	6,6
Ю-291	Сферолитовая порода (5 определений)	6,0
Ю-290	Кварцевый цемент	1,3
Ю-211-1	Шар	4,5
Ю-211	Сферолитовая порода (6 определений)	4,8

раллелизовать с гидротермально-метаморфизованными эффузивными породами.

В табл. 2 показано, что существуют небольшие различия в количествах урана, заключенных в шарах и межсферолитовой массе. Меньшее содержание урана в шарах по сравнению с цементом в пробах Ю-291 и Ю-211 можно объяснить некоторой очисткой вещества шаров путем вытеснения равномерно рассеянного в стеклах урана при выстраивании порообразующими компонентами правильных кристаллических каркасов. Однако значительное уменьшение содержания урана в кварцевом агрегате объясняется его очисткой в процессе наложенного кислотного выщелачивания, которое происходит при образовании вторичных кварцитов. Отмеченные различия в содержаниях урана в шарах и цементе свидетельствуют о связи наблюдаемого перераспределения элемента с процессом образования шаровых обособлений, а соответствие суммарных содержаний урана и тория в сферолитовых породах содержаниям тех же элементов в обыкновенных породах района доказывает, что этот процесс изохиличен и, по-видимому, не только в отношении одного урана.

Большинство исследователей считают, что сферолиты образовались на стадии затвердевания расплава, когда он уже потерял способность течь, и кристаллизация вещества распространялась от каких-то затравок /Волянюк, 1972/. Действительно, многие исследователи отмечают, что вещество шаров всегда раскристаллизовано сильнее, чем вмещающая масса. Главным доказательством того, что сферолиты сформировались не в жидком, а в твердом или пластическом субстрате, является наложение сферических обособлений на первичную флюидалность породы (рис. 1). При этом иногда хорошо видны изломы границы между шаром и цементом при переходе от одной полоски к другой (рис. 2). Встречаются сферолиты, развитые в эксплозивных породах, в частности в игнимбритах.



**Рис. 1.** Ультракислая сферолитовая порода с хорошо сохранившейся полосчатостью внутри крупных фельдосферолитов и в темно-серой межсферолитовой массе. Первичная полосчатость исчезает в цементе, там, где развиты мелкие фарфоровидные шарики и амёбовидные и грибовидные стяжения, нередко обрастающие крупные шары в форме кокард и оторочек. Часть фельдосферолитов обнаруживает концентрическое строение. Внутри их кое-где появляются сферические ядра с радиально-лучистой структурой. Уменьш. в 1,5 раза.

**Рис. 2.** Прихотливо изгибающиеся следы течения расплава в лишенной порфировых выделений сферолитовая порода. Реликты флюидальности прослеживаются непрерывно сквозь пару приведенных в соприкосновение сегментов шаровых обособлений. Теневые структуры сохранились, несмотря на заметное осветление вещества шаров в сравнении с облегающей их массой. Шлиф в проходящем свете. Увел. в 5 раз.

В этом случае они также никоим образом не влияют на первичную структуру и текстуру. Обращая на это внимание, сторонники сингенетического происхождения шаров упускают из виду некоторые детали строения, имеющие важное значение для выяснения генезиса сферолитов. Все исследователи отмечают, что в подавляющем большин-

стве случаев в массе, вмещающей сферолиты, наблюдаются реликты перлитовой отдельности. Известно, что перлитовая отдельность возникает при вторичной гидратации стекла /Наседкин, 1963/. Если сферолиты сформировались на стадии застывания магмы, то эти признаки, наличие перлитовой отдельности и появление сферических обособлений, не должны так сильно коррелироваться.

На стадии застывания магмы, богатой летучими, в нашем представлении возможно образование радиально-лучистых агрегатов, аксиолитов, но не шаровых обособлений с резкой границей, отличающихся от вмещающей массы степенью раскристаллизации. Как правило, шаровые образования имеют крайне ограниченное распространение, локализуясь вокруг маломощных интрузий или вблизи жерл вулканов, экстрезивных куполов.

Таким образом, можно сделать вывод, что сферолиты развиваются в гидратированных стеклах или стекловатых породах при их вторичном разогреве. При разогреве перлитов без давления происходит размягчение стекол и их вспучивание выделяющимися парами воды. К.С. Росс и Р.Л. Смит /1963/ указывают, что туфы в присутствии воды спекаются при температурах около  $500^{\circ}\text{C}$ .

О возможности образования сферолитов при последующем разогреве свидетельствуют опыты, упоминаемые А. Иоханнсеном /1939/. В этих опытах сферолиты получены путем разогрева стекол до пластических, но не жидких состояний. П.П. Лазарев /1929/ и Д.С. Белянкин /1956/ описывают получение сферолитов из медленно охлаждающегося расплава. Развитие в стеклах радиально-лучистых агрегатов, аксиолитов прежде всего связано с его свойствами. Г.Д. Кейт и Ф.Дж. Падден /1963/, отмечая сходство между сферолитами, образующимися в самых различных веществах, указывали: "Обычно внимание обращается на свойства, проявляющиеся сферолитформирующими расплавами разных типов и, в частности, на тот факт, что (а) они многокомпонентные системы, (в) имеют небольшой коэффициент диффузии и (с) медленно кристаллизуются". Стекло в полной мере обладает всеми перечисленными свойствами.

Рассматривая свойства стекла, необходимо помнить, что это полимерное неупорядоченное высокомолекулярное химическое соединение, образующееся при охлаждении расплава при фазовом переходе второго рода, т.е. с разрывом второй производной энтальпии по температуре. Поскольку стекло состоит из неупорядоченных молекул, у которых имеется много высокоактивных ответвленных радикалов, а между самими молекулами существует много полостей и каналов, оно может поглощать газов даже больше, чем расплав /Славянский, 1957/. Поскольку это соединение химическое, для того чтобы перевести его в какое-либо другое состояние, необходимо преодолеть некоторую энергию (энергию активации). Таким образом, летучие компоненты, такие как  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SO}_3$ , выполняя роль катализаторов, вступая в химические связи с полимерными молекулами, они понижают энергию активации и тем самым увеличивают скорость химических превращений до ощутимых

пределов, в частности, ускоряют сферолитную и аксиолитную кристаллизацию.

Причиной, вызвавшей образование шаровых обособлений, может быть существование двух фаз стекла: гидратированного, когда есть вода, жестко химически связанная с каркасом, и негидратированного, когда такой воды нет. Известно, что вода в водосодержащих стеклах может быть химически связана с каркасом /Наседкин, 1963/. При нагревании эти связи рвутся, и вода может свободно выходить в полости и каналы, существующие в стекле.

Нами поставлен эксперимент: в бомбочку плотно вставлялся образец перлита с содержанием воды 5,7 вес.%, он прогревался в течение 170 ч при 550°C. До эксперимента у этого перлита было два максимума потери веса: первый при 340°C, второй при 520°C. После эксперимента стал один максимум при температуре 260°C. По-видимому, здесь вся вода, имеющая более жесткую связь с каркасом стекла, потеряла ее. Этот опыт доказывает существование реакции:



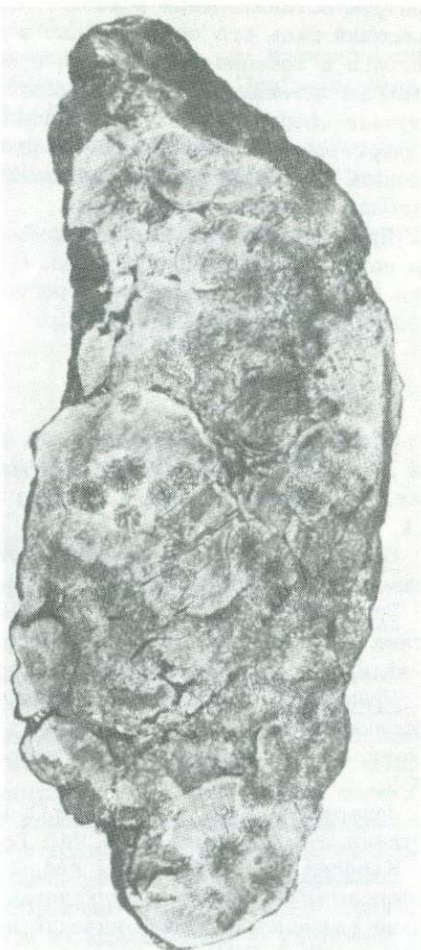
Это упрощенное понимание процесса. На самом деле, выделившаяся вода взаимодействует со стеклом, но образующиеся связи значительно слабее и носят другой характер, а термин "сухое стекло" условный.

Если реакция, описанная выше, идет в замкнутом объеме при меньшей температуре, то давление воды в полостях и каналах будет возрастать и в конце концов может затормозить эту реакцию до исчезновения первой фазы. Таким образом, будут совместно существовать две фазы стекла. Естественно, что фаза, занимающая меньший объем, будет стремиться принять наиболее выгодную для себя форму — форму шара. Гидратированное стекло, по всей видимости, не может быть фазой, занимающей меньший объем, так как вода из "сухого стекла" в этом случае будет уходить в окружающие породы, поскольку она очень подвижна, и реакция будет продолжаться до исчезновения фазы гидратированного стекла. Этим объясняется меньшая насыщенность водой шаровых тел по сравнению с цементом.

Изломы границы между сферолитами и вмещающей массой во флюидалных породах при переходе от одного слоя к другому возникают из-за различного натяжения поверхности раздела фаз в различных слоях. Очевидно, что энергия "сухого стекла" выше, чем гидратированного, так как реакция идет с поглощением тепла. Следовательно, и раскристаллизация "сухого стекла" должна протекать быстрее и легче, поэтому вещество шаров, как правило, сильнее раскристаллизовано, и в шарах часто образуются радиально-лучистые структуры, аксиолиты. Поскольку свойства таких фаз различаются, через границу раздела будет идти перераспределение элементов вследствие диффузии.

Зонально-концентрическое строение некоторых сферолитов легко объясняется изменением температуры в процессе их формирования. С понижением температуры размер шаров сокращается, и если

**Рис. 3.** Сферолитовая порода с почти полностью уничтоженной реликтовой полосчатостью и с крайне незначительным количеством цементирующего вещества. Обильно представлены образующие сферы, исходящие из общих центров и ветвящиеся в окончаниях аксиолиты, как бы нанизанные на трещины отрыва, совпадающие по направлению с реликтовой полосчатостью. Вдоль поверхностей отрыва также развиты аксиолиты. Аксиолитовые сферы одинаково охотно поражают межсферолитовую массу, любые участки литоидных шаров и даже контактовые части последних. Натур. величина.



такая температура сохраняется достаточно долго, то внутри большого шара формируется шаровое обособление меньшего размера с тем же центром. Очень характерны для сферолитсодержащих пород, особенно для палеотипных, полистадийность и многоэтапность их формирования.

На уже сформированные сферолиты могут накладываться сферолиты последующих этапов, отличающиеся размерами и внутренними структурами. При последующих нагреваниях возможны формирования аксиолитов (рис. 3), а также пластические течения, изменяющие форму шаров, возможны нарастания последующих сферолитов на ранее сформированные или на трещины. Таким образом, многие палеотипные породы с шаровыми обособлениями представляют собой сложные полигенные образования, сформировавшиеся с участием многих процессов.

Все исследователи единодушны во мнении, что окончательно решить вопрос о том, как образуются сферолиты, нам поможет эксперимент, по возможности точно воспроизводящий естественные условия. Однако никаких предложений по методике проведения такого эксперимента нет. Основываясь на наших представлениях о процессе сферолитообразования, можно предложить следующий эксперимент:

в патрон вставить керн водосодержащего вулканического стекла, занимающий весь его объем, и плотно завинтить крышкой. Патрон прогреть в течение длительного времени так, чтобы его внутренний объем не изменился. До настоящего времени при плавке стекла получали сферолиты, но, к сожалению, при этом не регистрировалась температура, поэтому судить об условиях, при которых может происходить этот процесс, мы не можем. Предложенный эксперимент позволит выяснить эти условия.

Предложенный нами механизм образования сферолитов характерен не только для кислых пород. Подобным образом можно объяснить и образование ооидов в роговиках, а также конкреций в песчано-глинистых отложениях.

### Литература

Белянкин Д.С. О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах. - В кн.: Избранные труды. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 119-131.

Воляшок Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования. М.: Наука, 1972. 148 с.

Григорьев Д.П., Искуль Е.В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей. - Изв. АН СССР. Сер. Геология, 1937, № 1.

Ершова З.П. Некоторые закономерности явлений расслоения во фторсиликатных расплавах. - В кн.: Труды шестого совещ. по эксперимент. и техн. минералогии и петрографии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 176-178.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.

Ковалев В.П. Сферолиты Хайдымского хребта (Восточный Саян) и сферолитобразование в вулканогенных породах. - В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 256-293.

Лазарев П.П. О стекловидном состоянии вещества. - В кн.: Кремнезем и силикаты. Л.: Научное химико-техническое изд-во, 1929, с. 395-410.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Вариолиты Ялгубы Олонекской губернии. - В кн.: Избранные труды. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949, с. 185-205.

Митропольский А.С., Ковалев В.П., Мельгунов С.В. Критерии выявления зон гидротермального метаморфизма в вулканогенно-осадочных породах. - В кн.: Геохимия и условия образования руд золота и редких металлов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 88-103.

Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М.: Изд-во АН СССР, 1949, с. 185-205.

Порай-Кошиц Е.А., Мазурин О.В., Андреев Н.С., Филипович В.Н. Исследования метастабильной ликвации. - В кн.: Проблемы химии силикатов. Л.: Наука, 1974, с. 155-189.

Реддер Э. Ликвация силикатных магм. — В кн.: Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983, с. 24–66.

Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация. — В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 371–477.

Johannsen A.A. Descriptive Petrography of Igneous Rocks. 2nd ed. Chicago — Illinois: Univ. of Chicago Press. 1939.

Keith H.D., Padden F.J. A phenomenological theory of spherulitic crystallization. — J. Appl. phys., 1963, v. 34, N 8.

Tanton T.L. Evidence of liquid immiscibility in silicate magma, Agate Point. Ontario. — J. Geol., 1925, v. 33, N 6.

---

Б.Н. Лапин

## ПРОЦЕССЫ МЕТАСОМАТОЗА

### В ДЕВОНСКИХ ТОЛЩАХ АЛТАЯ

Обсуждение вопросов генезиса колчеданно-полиметаллических, свинцово-цинковых и других месторождений ряда районов Советского Союза и за рубежом, применение генетической классификации пород при детальном картировании рудных, метасоматических и магматических тел, широко развитых в пределах рудных полей, продолжается десятки лет. До сих пор вызывает острую дискуссию вопрос о природе порфировых и брекчиевидных образований. Многочисленные и разнообразные формы залегания и представления о способах формирования порфиров и брекчий (трубки, дайки, столбы, конусы, жилы, пласты, проводники и их комбинации) усложняли понимание природной действительности, что вело к ошибочным заключениям и неправильному пониманию их генезиса. Подобное положение, на наш взгляд, существует ныне и по вопросам генезиса определенной группы порфиров, играющих заметную роль в геологическом строении девонских толщ Горного и Рудного Алтая и особенно районов известных колчеданно-полиметаллических месторождений.

Образование порфиров объясняется авторами по-разному. Часть исследователей /Астафьев, 1971; Богданова, 1959; Ведерников, 1961; Пугачева и др., 1981; Чернов, 1974; Шнайдер и др., 1965; и мн. др./ относят порфиры к вулканогенным породам (туфы, лавы, субвулканические интрузии) и их наличие считают доказательством активного проявления вулканической деятельности в районе. Однако большие неувязки при картировании этих порфиров и разнообразных, обычно сопутствующих, брекчированных разновидностей привели некоторых геологов к необходимости пересмотра существующих

взглядов и утверждению новых представлений на их образование. Несомненно, это повлечет за собой переоценку масштаба проявления вулканизма, поисковых критериев и видоизменение и дополнение легенд для крупномасштабных геолого-съемочных работ.

Одновременно при изучении внутреннего строения флюидально-полосчатых или брекчиевых текстур порфиров нельзя не заметить зачастую их большие размеры и формы тел, близкие к интрузивным. На основании этих данных другая большая группа исследователей склоняется к мысли об интрузивном, а нередко и взрывном характере внедрения расплавов, богатых летучими компонентами, при магматических и вулканических процессах. Такие породы на месторождениях получили название автомагматических, эксплозивных брекчий или флюид-порфировых интрузий, им приписывалось магматогенное происхождение и придавалось основное рудогенерирующее значение при формировании рудных тел /Демидова и др., 1962; Иванкин и др., 1961, 1966; Яковлев, Яковлева, 1973, и др./.

Авторы перечисленных работ приходят к выводу о том, что явления автобрекчирования порфиров — рудоносных гипабиссальных интрузивных пород, проходят в условиях малых глубин, которые перерастают в эксплозивно-гидротермальные процессы с отделением летучих компонентов, создающих все многообразие структур рудных полей и геологии рудных месторождений.

Имея возможность широкого изучения девонских вулканогенных пород Алтае-Саянской области, и в том числе продуктов девонского вулканизма Горного и Рудного Алтая, а также геологии колчеданно-полиметаллических месторождений в этих районах, автор обращал внимание на особенности строения и состава своеобразных порфировых пород, обладающих сложными текстурными особенностями. Детальнее других были изучены порфиры, фельзиты и "брекчии" месторождений северо-западного (степного) Рудного Алтая (Золотушинский, Рубцовский, Змеиногорский районы) и некоторые в центральной и южной части (Шемонаихинский, Лениногорский районы). Особый интерес представляли ленточные и массивные порфиры Корбалихинского месторождения /Колдаева и др., 1976/, пятнистые фельзиты Юбилейного, Степного /Бальтер и др., 1970/, Таловского /Бальтер, 1972/, порфирные разновидности тел Рубцовского и Захаровского месторождений. Все они считаются субвулканическими интрузиями, связанными с девонским вулканизмом.

Порфиры образуют линзообразные залежи, пластообразные, суб-последовательные постройки и другие неправильные по форме тела среди пестрых по составу средне-верхнедевонских отложений таловской, шишуновской, давидовской и снежиревской свит, сложенных полимиктовыми песчаниками и гравелитами, глинистыми сланцами, алевролитами, известняками, смешанными туфами, вулканомиктовыми пачками и в меньшей степени эффузивами основного и кислого состава. Последние фиксируются лишь отдельными потоками среди пестрой вулканогенно-осадочной толщи.

Всестороннее изучение особенностей геологического строения, петрографического и петрохимического состава, взаимоотношений

с окружающими породами, позволило прийти к твердому убеждению о метасоматической природе кварц-полевощатовых образований, выполняющих наряду с другими минералогическими ассоциациями роль гидротермально-измененных боковых пород рудных залежей.

Наглядным и очень убедительным примером метасоматического происхождения таких порфировых тел могут служить ленточные фельзиты и порфиры Корбалихинского месторождения и сама г. Россыуха, занимающая верхние северо-восточные фланги месторождения. Размеры тел по мощности колеблются от 10–30 до 200 м. Протяженность 100–200 м и первые километры. Нередко порфиры обнаруживают четко зональное строение, обусловленное размещением светло-серых кислых порфиров в центральных, а зеленых диабазоподобных пород – в краевых частях тел; иногда такая зональность имеет место только с одной стороны тела. Краевые зоны обычно менее мощные и однородные, центральные – пятнистые, пестрые, такситовые, либо массивные. Порфиры развиваются по породам любого состава: вулканическим туфобрекчиям, глинистым алевролитам, песчаникам, гравелитам и др. с четкими и размазанными границами, туманными реликтами замещения, теньвыми структурами первичных пород со сложными карманами, пятнами, бухтами и комбинациями постепенных и резких переходов.

На Юбилейном месторождении порфировые тела достигают больших размеров. Скважинами в профиле II (скв. 1135, 1165 и др.) вскрыто крупное полого залегающее линзообразное тело в 400–500 м по мощности; известны здесь и другие более мелкие тела. Все они розового цвета, бескорневые и занимают либо фланги рудных залежей, либо расположены прямо над ними. Состав и строение порфировых тел повторяются. В крупных телах обычно сочетаются различные текстурные разновидности эффузивовидных пород с преобладанием редкопорфирового, скрытопорфирового фельзитового, полосчатого, пятнистого строения, подчеркивающих такситовый рисунок всего тела. Полно- и равномернозернистые, микрогипидиоморфные с четкими порфировыми выделениями породы, характерные для собственно близповерхностных и субвулканических тел, здесь отсутствуют.

Встречаются и зональные тела, именуемые на месторождении дайками сложного состава. Центральные части таких образований – розовые фельзиты и порфиры с микропояклитовой структурой кислых эффузивовидных пород, краевые – зеленые "диабазы" с тем же сложением, но переполненные пылью рудного минерала. Г.Л. Поспелов /1973/ такие сочетания относил к парадоксам метасоматического преобразования.

Степное и Таловское месторождения, находящиеся между Рубцовским и Змеиногорским районами, не в меньшей степени изобилуют порфирами. Для них более характерны фельзитовые разновидности, пестрые серо-розовые окраски и редкопорфировое сложение.

Метасоматические порфиры участвуют также в геологическом



Рис. 1. Кварц-полевошпатовый порфир метасоматический, г. Россыпуха, Корбалихинское месторождение. Структура порфиробластовая.

а -  $d = 5,0$  мм. Гранобластовая структура основной массы порфира; б -  $d = 1,8$  мм. Следы роста порфиробластического кристалла кварца.

строении Николаевского и Камышинского месторождений в Шемонахинском районе. В Камышинском карьере четко видно, что бескорневые, растащенные на некоторое расстояние пострудными нарушениями кварц-полевошпатовые породы, расположены над рудными телами. Во многих случаях они имеют все постепенные переходы к мономинеральными кварцитами и измененным диабаз-алевролитовым тектоническим брекчиям.

Тектоническая структура Камышинского месторождения расшифровывается однозначно. Месторождение приурочено к меридиональному разлому Холодного ключа и многочисленным, оперяющим с востока нарушениям разного порядка, образующим тектоническую основу, близкую к структуре "конского хвоста". Сложная система разноранговых и разнонаправленных, в том числе и пологопадающих нарушений, создала обилие тектонических блоков, тектонических брекчий из осадочных пород - алевролитов, песчаников и диабазов, которые послужили хорошей средой для прохождения гидротерм, рудоотложения, метасоматоза и образования околорудных метасоматитов: хлоритолитов, серицитолитов, кварцитов и кварц-полевошпатовых метасоматических порфиров. Как и на других месторождениях,

здесь присутствуют теньевые структуры первичных пород – тектонических брекчий и слоистых алевролитов. Известны афировые, редко-порфиновые и полифировые породы.

Петрографический состав метасоматических порфиров достаточно разнообразен, но чаще всего отражает метаморфический рисунок сложения породообразующих минералов со структурами бластеза: порфиробластовые, гранобластовые, лепидогранобластовые, мостовые и др. Соотношение главных минералов: кварца, плагиоклаза, чаще альбита, калишпата, в том числе микроклина и ортоклаза, и второстепенных – мусковита, кальшита, эпидота, пренита бывает самое различное, вплоть до мономинеральных кварцитов с порфировой структурой.

Породы г. Россыпухи на Корбалихинском месторождении слагаются в основном лапчатými зернами кварца, с нечеткими границами (рис. 1). В этих породах, по существу монокварцитах, порфиновые выделения нередко имеют не очень четкие ограничения и окружены разрозненными плохо индивидуализированными участками, зернышками, у которых, однако, сохраняется такая же оптическая ориентировка, как у порфирового выделения. Несомненно, что такой рисунок показывает незаконченные следы роста кристалла в разном зернистом гранобластовом агрегате.

В других случаях следы незаконченного роста кристаллов обозначены как бы резорбированной гранью с каймой вокруг зерна тонкозернистого фельзитоподобного агрегата, заметно отличающегося строением от основной массы. Иногда вообще целого зерна еще нет, а есть лишь мелкозернистые разрозненные участки с одним углом погасания для целой группы зерен. Гломеровые скопления включают межзерновой гранобластовый агрегат и фельзитоподобную матрицу.

Заметное место занимают лепидогранобластовые структуры в брекчиевидных порфирах, нередко принимаемых еще за эксплозивные и эруптивные брекчи. Для таких пород характерны обилие тонкочешуйчатого серишита в гранобластовом кварц-полевошпатовом агрегате и обломковидный характер более крупных породообразующих минералов – обычно кварца и плагиоклаза. Брекчиевидные метасоматические порфиры вообще широко распространены на месторождениях Рудного Алтая, в том числе на Гусляковском рудном поле и среди пород Тишинского месторождения.

Петрохимический состав описываемых порфиров неоднороден и часто вообще не может быть выражен привычными числовыми характеристиками из-за высокого содержания в них кремнезема и низких значений глинозема (см. таблицу). Проведенный пересчет отдельных соотношений щелочей и магния (рис. 2) также не дал положительных результатов. Фигуративные точки порфиров даже с одного месторождения и даже с одного геологического тела имеют большой разброс, "расползлись" по всему полю треугольника, показывая самые различные соотношения, не характерные для магматических пород гранитного состава.

## Химические анализы порфиров на месторождениях Рудного Алтая

Но- мер	Образец	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO
Рубцовское месторождение							
1	147/120	75,00	0,21	11,05	0,72	3,29	0,10
2	359/200	77,84	0,12	11,77	0,03	1,83	0,04
3	45/70	78,56	0,26	11,78	0,76	1,49	0,02
Захаровское месторождение							
4	372/280	80,60	0,09	11,27	0,11	0,64	0,01
5	477/320	80,60	0,14	9,90	0,27	0,57	0,10
6	997/102	81,60	0,14	9,20	0,09	0,28	0,01
7	315/325	85,00	0,03	6,48	0,44	4,46	0,05
8	708/300	85,40	0,56	8,33	0,60	0,54	0,01
Таловское месторождение							
9	Тл-1/3	71,90	0,24	14,70	-	1,35	0,02
10	Тл-1/8	73,30	0,24	13,60	-	1,91	0,02
11	Тл-1/4	76,30	0,11	12,80	-	0,57	-
12	Тл-1/2	76,40	0,11	12,50	0,11	1,07	0,01
13	Тл-1/7	77,60	0,10	11,20	-	1,26	0,01
Юбилейное месторождение							
14	1024/280	77,00	0,04	11,00	1,43	2,66	0,11
15	1080/294	78,23	0,05	10,05	0,18	3,07	0,08
16	1082/243	78,58	0,15	7,99	0,21	0,86	0,14
17	1051/364	78,71	0,03	10,23	0,04	2,99	0,07
18	1027/460	80,44	0,16	7,72	2,18	1,18	0,03
Гусляковское рудное поле							
19	157/90	76,34	0,19	12,24	0,90	0,72	0,09
20	505/450	76,41	0,24	10,62	1,29	1,58	0,11
21	401/298	78,54	0,08	11,11	0,19	0,57	0,02
22	797к	80,00	0,16	9,40	1,36	1,15	0,03
23	1812	82,85	0,28	7,83	0,36	0,72	0,01
24	505/573	75,21	0,27	12,33	0,76	0,72	0,08
25	711/284	75,29	0,31	11,73	0,29	2,01	0,07
26	581/218	75,76	0,21	11,11	1,51	0,86	0,07

**Примечание.** Анализы заимствованы: 1-3 - у А.Я. Доронина; 4-8 - у Б.Л. Бальтер; 9-13 образцы Б.Н. Лапина, химлаборатория ИГиГ СО АН СССР, аналитик - Э.С. Гулецкая; 14-18 - у М.П. Астафьева и Г.И. Боковой; 19-26 - у А.И. Прокопенко.

Метасоматические изменения различных пород при метаморфизме известны и в других регионах. Г.Л. Поспелов еще в 1955 г. и позднее обращал наше внимание на явления замещения с образо-

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Сумма
Рубцовское месторождение							
0,94	0,77	3,96	0,96	0,06	2,86	0,02	100,54
1,90	0,21	4,60	0,84	0,10	1,12	0,04	100,38
0,27	0,21	5,90	0,20	0,17	0,68	0,01	100,31
Захаровское месторождение							
0,10	1,02	2,25	2,00	0,40	1,61	-	100,09
1,69	0,58	0,74	3,27	0,57	2,05	0,04	100,51
-	1,16	0,17	5,83	0,12	0,68	0,09	99,37
1,23	0,07	0,09	1,63	0,34	0,78	0,01	100,27
0,44	0,87	0,08	2,27	0,07	1,60	0,02	100,78
Таловское месторождение							
0,32	0,40	4,50	6,00	0,06	0,78	0,04	100,31
0,22	0,46	4,13	5,38	-	1,21	0,03	100,50
0,19	0,15	0,50	9,50	-	0,54	-	100,66
0,51	0,34	3,44	4,60	-	0,88	-	99,97
0,18	0,46	0,30	8,00	0,10	1,04	-	100,25
Юбилейное месторождение							
2,14	0,14	0,07	2,66	0,63	2,20	0,01	100,09
0,40	0,21	4,10	2,38	0,40	0,61	0,05	99,81
6,77	0,49	0,07	1,00	0,69	3,62	0,01	100,58
0,30	0,36	4,40	2,18	0,39	0,48	0,01	100,19
2,30	0,07	0,07	1,63	2,10	2,86	0,02	100,76
Гусляковское рудное поле							
1,68	0,29	0,09	3,48	0,05	2,89	0,04	99,00
3,24	0,57	0,15	3,25	0,12	2,71	0,05	100,34
0,10	0,29	1,73	6,33	0,02	0,38	0,01	99,37
2,28	0,14	3,70	2,08	0,04	0,58	0,02	99,94
0,31	0,14	0,15	6,25	0,06	0,49	0,07	99,52
1,49	1,43	0,54	5,24	0,08	1,95	0,06	100,16
2,47	0,57	1,40	2,41	0,09	2,58	0,10	99,32
1,34	1,57	0,34	4,42	0,10	2,27	0,04	99,64

ванием эффузивовидных пород при гидротермальном рудогенезе в вулканических комплексах Западной Сибири, в том числе на железорудных месторождениях Горной Шории и полиметаллических - Салаира /Поспелов, 1955, 1973/.

А.С. Митропольский приводит примеры образования кварц-альбитовых порфиров в Уйменской депрессии Горного Алтая. По его данным альбитизации и окварцеванию подвергаются различные по-

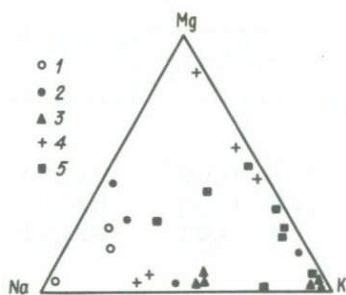


Рис. 2. Диаграмма соотношений порообразующих окислов Mg - Na - K в порфирах на месторождениях Рудного Алтая (1 - Рубцовское месторождение, 2 - Захаровское, 3 - Таловское, 4 - Юбилейное, 5 - Чекмарь).

роды, состав которых в значительной мере нивелируется, они становятся массивными и приобретают внешнее сходство с фельзитами и кварцитами. "Вместе с тем, при внимательном рассмотрении альбитизированных и окварцованных пород в них, как и в других метасоматитах, обнаруживаются реликты структурно-текстурного узора первичной породы" /Митропольский, 1965, с. 99/.

Убедительным доказательством наличия метасоматических порфиров может служить также Еравнинский район Забайкалья. Там, на ряде участков, продуктом кремнещелочного метасоматоза являются кварц-альбитовые породы, которые внешне представлены светлоокрашенными скрытопорфировыми фельзитовидными и брекчиевидными или полосчатыми породами с различным соотношением порообразующих минералов /Пономарев и др., 1978/. На Аришенском участке, например, по скв. 1, прошедшей по неотсортированным осадочным смешанного состава брекчиям, представляющим, по-видимому, мощные делювиальные наносы обломочного материала в логах и на склонах древних гор и холмов, метасоматоз пород отмечается в промежутке между 35-75 м.

Сорокаметровый интервал подвергшихся метасоматическому изменению осадочных брекчий обнаруживает четко зональное строение. Породы краевых частей верхнего и нижнего интервала имеют ясно видимую реликтовую брекчиевую структуру, совершенно не нарушенную подвижками и дополнительным брекчированием. Различные по составу обломки, сохраняя только былую форму и положение, замещены новообразованиями кварца и альбита. Породы центральной части таких теневых структур лишены и превращены в плотный фельзитоподобный и порфировидный агрегат, весьма сходный внешне с эффузивами или порфирами близповерхностных интрузий.

Непосредственно на Озерном месторождении описываемые породы распространены также широко. Они располагаются в продуктивной толще, образуя в ней мощное (до 200 и 430 м), возможно, пластообразное со сложными заливами и ответвлениями тело. И здесь усматривается подобие зональности, выраженное в том, что центральные части обладают скрытым обломковидным строением и имеют плотный пятнистый, нередко порфировый облик, а краевые - содержат участки различных осадочных карбонатсодержащих пород, сохранившихся от замещения. Впрочем, незамещенные участки и блоки встречаются и в середине интервала, как, например, по скв. 32 на 530, 630, 700 и 750 м.

На других участках в Еравнинском районе, таких как Западный, Звездный, Октябрьский, Таежный, Туркул, Гурвунур, Солонго и др., процессы метасоматоза проявляются в различной степени и замещают любые песчано-глинистые, карбонатно-глинистые породы и слоистые первично-осадочные колчеданно-полиметаллические и сидеритовые руды. Преобладают здесь пестрые по окраске, скрытопорфировые, скрытокристаллические или фельзитовидные кварц-полевошпатовые породы, метасоматическое происхождение которых также не вызывает сомнения.

Следует отметить, что в силу особого места метасоматических пород среди осадочных, магматических и метаморфических образований, специальной классификации и терминологии для них не существует. Принято пользоваться определениями и названиями из других групп, близких по рисунку взаимоотношений слагающих пород минералов. Однако это не всегда бывает оправдано, поскольку метасоматоз как самостоятельный процесс замещения может рассматриваться независимо от других процессов. Для метасоматических пород может быть обосновано введение собственных названий для структур, текстур и в целом для пород.

Подводя итог приведенным материалам по метасоматическим образованиям, развитым в полях рудных месторождений, можно высказать следующие общие соображения:

1. Форма и размеры тел метасоматических порфиров не имеют существенного диагностического значения. Они могут быть самыми различными — от штокоподобных крупных и неправильных до субпластовых залежей и тончайших проводников. Назвать их порфирами можно лишь условно.

2. По макротекстурному облику метасоматиты бывают лавоподобными (порфиroidными), туфовидными, брекчиевидными, комбинированными.

3. По микроструктурному рисунку они приближаются к метаморфическим породам, с которыми их объединяют структуры бластеза: порфиробластовые, гранобластовые, лепидогранобластовые, мостовые и комбинированные.

4. По времени образования метасоматические порфиры, очевидно, могут быть самыми разными, но на Алтае в большой части случаев они являются сорудными (Рудный Алтай), а при повторении или наложении процесса — послерудными (Еравнинский район).

В заключение сошлемся на Ю.А. Кузнецова, который в работах о гетерогенности магматических пород утверждал по установленным фактам, что многие, если не большая часть групп, семейств и даже видов магматических пород возникает различными путями, в том числе может представлять продукт метасоматоза, т.е. быть существенно метаморфическими образованиями, и что эта гетерогенность среди магматических пород закономерна, а не случайна /Кузнецов, 1961/.

## Литература

Астафьев М.П. Закономерности размещения полиметаллического оруденения в Золотушинском рудном поле (Рудный Алтай). – В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, 1971, с. 40–49.

Бальтер Б.Л. Особенности строения вулканогенных пород девонского возраста Таловского полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). – В кн.: Девонские прогибы Алтае–Саянской горной области. Новокузнецк, 1972, с. 66–68.

Бальтер Б.Л., Беляев А.П., Чекалин В.М. Литолого–петрографическая характеристика рудомещающей толщи полиметаллического оруденения Степного месторождения. – В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Томск: изд. Томск. ун-та, 1970, с. 62–71.

Богданова К.Г. Брекчиевидные образования района Шемонаихинского месторождения на Рудном Алтае. – Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 23, с. 89–103.

Ведерников Г.П. О дайках – брекчиях Верхнеубинского месторождения. – Инф. сб. геологоразв. службы Руд. Алтая. Усть–Каменогорск: изд. Вост.–Казахст. Геол. Упр., 1961, с. 37–40.

Демидова Т.Я., Хисамутдинов М.Г. Вопросы метаморфизма вмещающих пород Верхнеубинского скарново–медного месторождения в Рудном Алтае. – Труды ВСЕГЕИ. Т. 74, 1962, с. 131–140.

Колдаева Т.Г., Королев Г.Г., Фоминых А.Ф. О разделении кислых субвулканических пород на примере Корбалихинского рудного поля. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 9, с. 27–32.

Иванкин П.Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роли при формировании рудных месторождений. Труды II Всесоюзного вулканологического совещания. М.: Наука. Т. 2, 1966, с. 171–177.

Иванкин П.Ф., Нурбаев З.М. Основные вопросы генезиса свинцового оруденения Южного Алтая. – Сов. геол., 1961, № 2, с. 39–54.

Кузнецов Ю.А. О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов). – Геология и геофизика, 1961, № 10, с. 50–59.

Митропольский А.С. Метаморфизм пород и условия образования шелочных метасоматитов в Уйменской депрессии Горного Алтая. – Геология и геофизика, 1965, № 1, с. 92–104.

Пономарев В.Г., Лапин Б.Н., Бусленко А.И. Преобразование гидротермально–осадочных колчеданно–полиметаллических и железных руд в Еравнинском рудном районе. – В кн.: Геология и генезис редкометальных и полиметаллических месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 73–91.

Поспелов Г.Л. О явлениях замещения при образовании эффузивовидных пород и об особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири. – В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 1. Всесоюзного петрографического совещания. М., 1955, с. 345–371.

Поспелов Г.Л. Парадоксы, геологическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.

Пугачева И.П., Филатов Е.И., Колдаева Т.Г. Девонская вулканоплутоническая ассоциация Рудного Алтая (на примере Змеиногорского рудного района). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 45-54.

Чернов В.И. Вулканогенные формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М.: Наука, 1974. 264 с.

Шнейдер М.С., Астафьев М.П. Магматогенные брекчии Ново-золотушинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае. - Сов. геол., 1965, № 11, с. 78-90.

Яковлев Г.Ф., Яковлева Е.Б. Рудоносные флюид-порфировые комплексы Юго-Западного Алтая. - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 2, с. 42-86.

---

Н.В. Перфильева

ФЕЛЬДШПАТИЗИРОВАННЫЕ ПОРОДЫ

КИЗИР-КАЗЫРСКОЙ ДЕПРЕССИИ

(ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

В Кизир-Казырской вулканотектонической депрессии /Жорель, Перфильева, 1976/ среди основных и средних додевонских вулканитов нормального ряда колпинской, тарбатской ( $\epsilon_1$ ), кизирской ( $\epsilon_2$ ) и других свит широко распространены трахибазальты и трахиандезиты, а среди габбро-диорит-гранитовых пород ольховского комплекса ( $\epsilon_3-0$ ) - сиеногаббро и сиенодиориты, габбро- и диоритосиениты, бескварцевые и кварцевые сиениты, субщелочные граниты и фельдшпатолиты.

Генезис субщелочных пород этого района можно объяснить по-разному: дифференциацией первичной габбро-базальтовой магмы по схеме Н.Л. Боуэна /1934/; процессом ассимиляции магмой известняков согласно Р. Дэли /1936/, А.Н. Заварицкого /1958/ и др.; магматическим замещением при кислотно-основном взаимодействии сквозьмагматических растворов на кальциево-магнезиальные породы /Коржинский, 1959; Перчук, 1973; Пономарева, 1982; и др./; кремнещелочным метасоматозом, вызванным флюидами, отделившимися от гранитоидной магмы ранних (главных) или более поздних фаз плутонов, или самостоятельных молодых интрузий кисло-субщелочного состава /Перфильева, 1974/.

Породы этой группы широко развиты в ореоле Ирбинского, Курского, Новоспасовского и других гранит-граносиенитовых массивов ирбинского комплекса ( $D_1$ ). Они распространены вдоль всего юго-

западного контакта Шиндинского плутона, в контактах Канзыбинского, Кордовского, Петропавловско-Тюхтятского и других габбро-диорит-гранодиоритовых плутонов ольховского комплекса ( $\epsilon_3-0$ ), насыщенных небольшими телами пород ирбинского комплекса.

Проведенные петрографические исследования показали, что трахибазальты и трахиандезиты, габбро- и диорито-сиениты, некоторые сиениты, граносиениты и субщелочные граниты перечисленных контактовых ореолов имеют метасоматическое происхождение. Они образовались при калишпатизации и (или) альбитизации базальтовых и андезитовых порфиритов, габброидов, диоритов и гранитоидов, поэтому их следует относить к фельдшпатизированным породам.

Фельдшпатизированные базальтовые и андезитовые порфириты (трахибазальты и трахиандезиты) имеют темно-коричневую окраску и неоднородное сложение. В слабо фельдшпатизированных исходных базальтовых и андезитовых порфиритах развиты прожилки, неправильные участки, линзочки и полоски плотного агрегата не всегда точно определяемого щелочного полевого шпата. Если же фельдшпатизация прошла интенсивно, но еще недостаточно (как это часто и случается), то исходная порода местами сохраняется во вновь образованной щелочно-полевошпатовой породе в виде реликтов с неровными и нечеткими границами.

Под микроскопом трахибазальты и трахиандезиты имеют бластопорфировую и порфиробластовую структуру. Порфиробласты (0,4x0,3 - 1,2x1,1 мм) представлены свежими чистыми зональными полисинтетически sdвойникованными плагиоклазами (альбитом, альбит-олигоклазом), калинатровым полевым шпатам, сине-зеленым амфиболом и клинопироксеном. Плагиоклаз в бластопорфирах, как правило, интенсивно альбитизирован, серицитизирован, эпидотизирован и амфиболлизирован, буро-зеленая роговая обманка и авгит замещены псевдоморфно хлоритом, актинолитом и опацитом. Основная масса обнаруживает первичные и метаморфические структуры - трахито- (0,05-0,03 мм) и бостонитобластовую (0,3-0,1 мм), сферолитовую (0,2-0,1 мм), аллотриоморфную (0,2-0,1 мм); состоит из удлиненно-таблитчатых и неправильных зерен полевого шпата.

Вновь образованные участки представляют собой плотный щелочно-полевошпатовый агрегат тонко- и мелкозернистого порфиробластового или афирового строения, отвечающий по составу бескварцевым и кварцсодержащим трахитовым порфирам и микросиенитам с трахитовой и микробостонитовой структурами. Порфиробласты в них представлены калинатровым полевым шпатам, шахматным альбитом и диопсидом. В состав основной массы входят щелочной полевой шпат, диопсид, эпидот, хлорит, кварц, магнетит, апатит. Обращает на себя внимание присутствие значительного количества крупных кристаллов сфена.

Г.С. Федосеев /1969/ ранее описал среднеосновные вулканогенные породы в юго-восточном контакте Шиндинского гранитоидного плутона, которые, подвергаясь интенсивной альбитизации и частичному окварцеванию, становятся похожими на кислые эффузивы.

По данным Г.В. Полякова /1971/, андезитовые порфириды в Ирбинском рудном поле альбитизированы и близки к трахиандезитам по Р. Дэли. В них первичная микролитовая структура преобразуется в сферолитовую и аллотриоморфную.

Г.С. Федосеев, Г.В. Поляков /Среднепалеозойские интрузии..., 1974/ указывают, что в контакте Новоспасовского граносиенитового массива в диабазовых и авгитовых порфиридах развиваются диопсид, мелкочешуйчатый биотит, калиевый полевой шпат, ксеноморфный кварц, амфибол и магнетит. Породы становятся похожими на сиенито-диориты.

Проведенные нами исследования в 1971 г. на Новоспасовской магнитной аномалии позволили установить здесь фельдшпатизированные порфириды, алопорфиритовые диоритоподобные породы и роговики, называемые некоторыми геологами сиенито-диоритами, диорито-сиенитами и гранодиоритами. Под микроскопом эти породы содержат бластопорфиры зонального сильно измененного плагиоклаза № 35 (5,0; 2,5; 1,2-1,0 мм), клинопироксена и коричневой роговой обманки (2,0-1,0 мм; замещенных зеленым амфиболом и биотитом), порфиробласты щелочного полевого шпата, сине-зеленого амфибола и бурого биотита (2,0-1,0 мм) с включениями плагиоклаза, апатита и магнетита. Основная масса (до 0,6 мм) состоит из тех же минералов плюс ксенобластовый плагиоклаз (альбит блочного строения с прерывистыми полисинтетическими двойниками и включениями плагиоклаза и роговой обманки), ксенобластовый микроклин (0,6x0,2 мм) блочного угасания, кварц, сфен, апатит, хлорит, эпидот. Калинатровый полевой шпат образует зерна плагиоклаза и содержит включения его, а с кварцем образует микрогранофировые сростания, располагающиеся в промежутках между зернами плагиоклаза. Вновь образованный клинопироксен проявляется в виде отдельных ксено- и идиобласт (с включениями кварца), агрегатов и цепочек мелких зерен.

По нашим данным, на Краснореченском рудопроявлении сиенито-диоритами и диорито-сиенитами неправильно назывались фельдшпатизированные кварцевые порфириды розовой окраски. Под микроскопом эти породы имеют неравномерно-зернистую бластопорфирную структуру. В бластопорфирах присутствует плагиоклаз, кварц, диссоциированная роговая обманка. Плагиоклаз сильно альбитизирован (до альбита), серицитизирован, хлоритизирован, карбонатизирован, размер его кристаллов: 0,5x0,3-2,5x1,4 мм. Кварц представлен зернами каплевидной и изометричной формы от 1,6x1,4 до 2,2x1,5 мм в поперечнике. Роговая обманка, образующая столбчатые кристаллы размером 0,7x0,3-4,2x1,5 мм, псевдоморфно замещена кальцитом, рудным минералом, бесцветной слюдкой; содержит включения циркона и апатита. Основная масса состоит из плагиоклаза, щелочного полевого шпата, хлорита, кальцита, кварца и рудного минерала. Лейсты плагиоклаза (0,01x0,1 мм в среднем) погружены в аллотриоморфнобластовый агрегат щелочного полевого шпата, а на отдельных участках замещаются этим агрегатом.

Фельдшпатизированные габбро, диориты и гранитоиды также широко распространены в Кизир-Казырской структуре.

Г.В. Поляков /1971/ подробно описал для Ирбинского рудного поля разнообразные по составу и гетерогенные по способу образования сиенитоиды повышенной основности, сформированные в результате гранитизации и магматического замещения. Габбро-диориты сначала преобразуются в кварцевые диориты и кварцевые сиенитоиды, а в конечном счете — в кварцевые диопсидовые сиениты и граносиениты.

В 1979 г. Г.Б. Князевым установлено, что на Нижнечинжебинском месторождении среднезернистые диориты и кварцевые диориты, испытывавшие локально интенсивный щелочной и кремнещелочной метасоматоз, преобразуются в породы, близкие гранофировым гранитам и граносиенитам. Гранофиризация выражается в широком развитии в массе диорита тонких гранофировых кварц-полевошпатовых сростаний, придающих породам розовый оттенок и состав, близкий к гранитам.

В районе Казырских месторождений Л.И. Каныгин и Г.В. Горшков в 1965 г. выделили в составе диоритовой интрузии (Хабальский массив, серия небольших интрузивных тел устья р. Канатика, Таятского и Покровского месторождений) лейкократовые разности диоритов, являющиеся продуктом окварцевания и калишпатизации.

Фельдшпатизированные породы обнажаются в долинах рек, эксплуатационных карьерах, дорожных выемках, а также подбуриваются скважинами на Шиндинском, Чибижекском, Тереховском, Мульгинском, Бурлукском, Ирбинском, Рудном Каскаде, Одиночном, Петропавловском-1, Усть-Тюхтятском и других месторождениях и рудопроявлениях скарново-магнетитовых руд, на Новоспасовской, Малиновской и прочих магнитных аномалиях. На Мульгинском месторождении они подстилают скарново-рудные залежи, на Ирбинском месторождении вмещают рудные тела, а на Петропавловском рудопроявлении отделены от руд зоной пропильтизированных вулканитов. Во всех случаях с данными метасоматитами ассоциируются скарны повышенной щелочности.

При фельдшпатизации габброидов, диоритов и гранитоидов существенно изменяется их минеральный состав и структура. Плагноклаз замещается альбит-олигоклазом, альбитом и (или) калинатровым полевым шпатом (рис. 1а, б), авгит — зеленой роговой обманкой, первичная бурая роговая обманка — сине-зеленым амфиболом, салитом или диопсидом; образуются эпидот, крупные кристаллы сфена и апатита. Происходит ряд других менее значительных изменений.

В слабо фельдшпатизированных габбро и диоритах калинатровый полевой шпат и альбит образуют единичные кристаллобласты и жилки (рис. 1, в). При более интенсивной фельдшпатизации количество кристаллобластов возрастает, образуются агрегативные участки. Породы приобретают гетеропойкилобластовое строение, при котором идио- и ксенобласты щелочного полевого шпата, амфибола, клиношпата, биотита, кварца, сфена и других минералов не равны по



Рис. 1. Фельдшпатизированные кварцевые диориты.

а - каликатровый полевой шпат обрастает и замещает кристаллы зонального плагиоклаза. Шлиф 32, зарисовка, ув. 110. Нижнечинжебинское месторождение, скв. 7, глубина 179 м. Минералы: 1, 2 - зональный плагиоклаз; 3 - каликатровый полевой шпат; 4 - кварц; 5 - зеленая роговая обманка; 6 - магнетит; 7 - эпидот); б - псевдоморфное замещение плагиоклаза каликатровым полевым шпатом с унаследованием трещинок спайности плагиоклаза. Шлиф 82а, зарисовка, ув. 110. Ирбинское месторождение, Промежуточный участок, карьер; в - жилки каликатрового полевого шпата + роговой обманки + эпидота + рудного минерала пересекают монокристалл кварца. Шлиф 125, зарисовка, ув. 110. Месторождение Рудный Каскад, Центральный участок, скв. 360, гл. 203 м (Краснокаменская группа).

величине и содержат включения мелких зерен плагиоклаза, кварца, магнетита и др. Структура пород blastoporphiric, porphyroblastic, glomeroblastic, monzonitic, poikiloblastic, cumulo-blastic, granoblastic, diablastic и micrographic (в сростках: каликатровый полевой шпат + альбит, каликатровый полевой шпат + роговая обманка, каликатровый полевой шпат + кварц, альбит + кварц, роговая обманка + биотит), blastogranitogranulitic и granofiric. Гранофиры (0,5x0,5-3,0x3,0 мм) состоят из каликатрового полевого шпата, альбита и кварца. Они находятся в промежутках кристаллов и обрастают зерна плагиоклаза и каликатрового полевого шпата. Гранофирный мезостазис разделяет с краев плагиоклаз и, разрастаясь, в конечном счете полностью замещает его. К таким перекристаллизованным участкам приурочены идиобласты альбита, сфена и апатита.

В конечном итоге за счет габбро, диоритов и гранитоидов при фельдшпатизации возникают красные, розовые и коричневые метасоматиты магматического облика, состоящие из калинатрового полевого шпата, альбита, магнетита, клинопироксена (или роговой обманки), сфена и других минералов, отвечающие бескварцевым, кварцсодержащим, кварцевым сиенитам и граносиенитам. Это неравномерно-зернистые породы, состоящие из бластопорфиров плагиоклаза (0,5x0,3-4,0x0,6 мм) и разложившейся первичной роговой обманки (0,3x0,2-2,0x0,5 мм); порфиробластов чистого свежего щелочного полевого шпата (0,5x0,2-2,0x1,0 мм), распадающегося на мелкозернистый (гранобластовый) агрегат; зеленоватого или бесцветного салит-диопсида (0,5x0,4-1,5x0,8 мм) с углом  $cNg = 42^\circ$ ; кварца (0,2x0,1-4,0x2,7 мм), сфена и апатита (0,5-2,0 мм). Плагиоклаз бластопорфиров альбитизирован и калишпатизирован, часто заключен в калинатровом полевоом шпате; иногда содержит полоски кварца вдоль спайности и двойниковых швов. Щелочной полевой шпат в порфиробластах представлен альбитом № 3-5, шахматным альбитом и ортоклазовидным микропертитом. Основная масса (0,1x0,2-0,5x0,1 мм) - бластопанидоморфная и аллотриоморфно-бластовая, состоит из щелочного полевого шпата, клинопироксена, эпидота, апатита, рудного минерала, обросшего сфеном. Пойкилобласты щелочного полевого шпата и клинопироксена имеют неровные извилистые границы.

Фельдшпатолиты - это крайние члены ошелачивания базальтовых и андезитовых порфиритов, габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, бескварцевых и кварцсодержащих сиенитов. Они - светлые розовато-серые, зеленоватые существенно полевощпатовые и кварц-полевощпатовые породы, содержат диопсид, гастингсит и другие минералы, имеют средне- и крупнозернистую порфиробластовую (2,2x1,7 мм), трахи- и бостонитобластовую структуру. Щелочной полевой шпат в них представлен ортоклазом, микроклином, шахматным альбитом и альбитом. В зависимости от характера темноцветного минерала фельдшпатолиты подразделяются на клинопироксеновые, гранат-пироксеновые, амфиболовые, эпидот-цоизитовые и другие менее распространенные. Породы постоянно содержат много сфена (клиновидные кристаллобласты размером до 1,0 мм) и апатита (ксенобласты размером до 1,3x0,4 мм).

Ортоклазсодержащие гранат- и амфибол-диопсидовые скарны фации повышенной щелочности /Жариков, 1968/ в других районах обычно связываются с контактными зонами сиенитовых массивов /Подлесский, 1979/. На Чибихекском месторождении эти скарны развились по брекчиям, содержат обломки сильно измененных мраморов и алюмосиликатовых пород, пироксеновых, гранат-пироксеновых и пироксен-амфиболовых скарнов более раннего этапа, испытавших также фельдшпатизацию. Щелочной полевой шпат замещает породообразующие минералы обломков, проявляясь в виде кристаллов с зубчатыми ограничениями сечением 0,6x0,4-2,5x1,5 мм, образующих сростки и зернистые агрегаты; ассоциируется с кварцем, сфеном и магнетитом. В цементе брекчий щелочной полевой

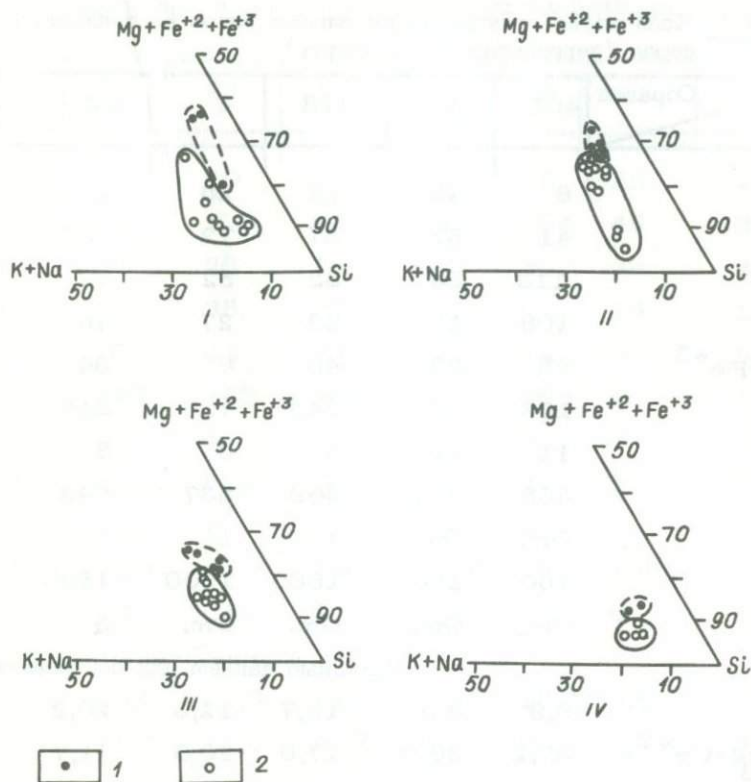


Рис. 2. Треугольные диаграммы первичных и фельдшпатизированных пород (по сумме электроположительных ионов Т. Барта).

1 - первичные (неизмененные) и 2 - фельдшпатизированные породы. I - диабазовые и андезитовые порфириты, фельдшпатизированные порфириты, II - кварцсодержащие габбро, габбро-диориты, кварцсодержащие габбро-диориты, фельдшпатизированные габброиды, III - диориты, кварцсодержащие и кварцевые диориты, фельдшпатизированные диоритовые породы, IV - гранодиориты, фельдшпатизированные гранодиориты.

шпат также присутствует совместно с клинопироксеном, гранатом, кварцем, сфеном, корродирующими обломки. Некоторые обломки скарных пород окружены рудной пылью (магнетитом).

В табл. 1 и 2 приводится, а на треугольных диаграммах изображено (рис. 2) количество электроположительных ионов в стандартной ячейке по Т. Барту для неизмененных и фельдшпатизированных пород.

При этом названия для фельдшпатизированных пород сохранены в номенклатуре магматических пород как наиболее устоявшиеся.

Таблица 1. Количество электроположительных ионов в стандартной порода (пересчитано по Т. Барту)

Ион	Образец	405	1	118	4	186
K		8	15	21	26	2
Na		41	57	87	72	159
Ca		113	89	82	52	19
Mg		108	132	82	27	40
Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>		85	89	49	85	34
Al		178	167	243	196	215
Ti		11	11	5	3	3
Si		468	481	469	537	543
P		Отс.	Отс.	1	1	1
O		1600	1600	1600	1600	1595
OH		Отс.	Отс.	Отс.	Отс.	5
Исходные данные для построения						
K+Na		5,9	8,3	13,7	12,3	20,2
Ca+Mg+Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>		37,2	36,0	27,0	20,5	11,7
Si		56,9	55,7	59,3	67,2	68,1

Примечание. 405, 1 - диабазовые порфириты, 118, 4 - трахибазальтовые порфириты (4 - фельзит по Ш.Д. Курцеррайте), 186 - алопорфировый альбитофир, 18 - андезитовый порфирит, 727, 33 - трахиандезитовые порфириты, 189, 191, 190 - фельдшпатизированные кварцевые порфириты, 266, 26 - алопорфировые трахитовые порфиры.

Кордовская структура: 405 - западный склон г. Б. Урал, 727 - верховье р. Б. Ирбы, 1, 4 - Изыгское месторождение; 118 (скв. 8, гл. 207 м), 26 (скв. 54, гл. 764 м) - Бурлукское месторождение, 186 (скв. 2, гл. 270 м), 189 (скв. 2, гл. 338 м), 191 (скв. 2, гл. 372 м), 190 (скв. 2, гл. 335 м) - Краснореченское рудопроявление; Канзыбинская структура: 18 - железнодорожная выемка между станциями ДЭС и Стофато, 33 - южный склон г. Красный Камень, 266 - правый водораздел р. Канзыбы (высота 741,3).

Анализы выполнены в химлаборатории СНИИГТИМС (г. Новосибирск) - 186, 189, 191 в 1971 г., 18 - в 1974 г., 190 - в 1977 г., в химлаборатории ЭСГУ (г. Новокузнецк) - 26 в 1976 г., 118 - в 1977 г. Анализы 1, 4 заимствованы у Ш.Д. Курцеррайте, 33, 266 - В.Г. Кореля, 405, 727 - по данным Г.В. Полякова /1958, 1971/.

ячейке первичных и фельдшпатизированных кембрийских эффузивных

	18	727	33	266	189	26	191	190
	14	20	20	38	26	15	28	24
	68	98	106	86	59	104	45	59
	60	23	26	19	26	30	39	25
	41	34	35	27	26	11	15	19
	54	67	42	39	35	34	28	32
	189	167	168	169	167	169	161	156
	3	8	5	3	3	4	3	5
	543	549	578	589	598	594	610	615
	2	Отс.	2	1	1	1	1	1
	1591	1566	1600	1593	1594	1600	1594	1600
	9	34	Отс.	7	6	Отс.	6	Отс.

треугольных диаграмм, %

10,5	14,9	15,6	15,5	11,0	15,1	9,6	10,7
19,9	15,7	12,8	10,7	11,3	9,5	10,7	9,8
69,6	69,4	71,6	73,8	77,7	75,4	79,7	79,5

При сравнении первичных (неизмененных) и фельдшпатизированных эффузивов (сравни анализы 406, 1 с 118, 4, 186; 18 с 727, 33, 266, 189, 26, 191, 190 в табл. 1), первичных и фельдшпатизированных интрузивных пород (сравни анализы 109 с 2, 61, 66/6, И-254, 77, 60; 1, 63, 106, 65, И-92, 78, 29 с И-101, И-66<sub>T</sub>, И-2174, 216, 56, И-66<sub>IV</sub>, И-103; 7, 13, 57, 73, 38 с 126, 82<sup>Г</sup>, 17, 84, 125, 128, 22, 85, 218, 1/6; 31, 345 с 32, 343, 354, 370 в табл. 2) устанавливается удаление из первичных пород кальция, магния и железа, привнос калия, натрия и кремния. Поведение остальных элементов непостоянно, титан большей частью остается инертным компонентом.

По нашему мнению, источником щелочей и кремния для образования названных метасоматических пород являются растворы, связанные с гранит-граносенитовыми интрузиями ирбинского комплекса. Убедительным доказательством генетической связи щелочного и кремнещелочного метасоматоза с этим комплексом служит то, что эти фельдшпатизированные породы развиваются в контакте штоков, дай-

Таблица 2. Количество электроположительных ионов в стандартной породах (пересчитано по Т. Барту)

Ион	Образец					
	109	2	61	66/6	60	И-254
K	8	26	20	22	19	28
Na	59	78	80	70	77	87
Ca	85	98	75	117	74	64
Mg	74	37	63	60	50	54
Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	112	42	71	38	77	84
Al	178	260	210	207	174	159
Ti	10	6	6	7	12	16
Si	484	479	494	503	516	498
P	2	Отс.	3	1	6	Отс.
O	1595	1600	1600	1600	1600	1555
ОН	5	Отс.	Отс.	Отс.	Отс.	45
Исходные данные для построения						
K+Na	8,1	13,7	12,5	11,4	11,8	14,1
Ca+Mg+Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	33,0	23,3	26,0	26,5	24,7	24,8
Si	58,9	63,0	61,5	62,1	63,5	61,1

Примечание. 109 - кварцсодержащее габбро; 2, 61, И-254 - фельдшпатизированное габбро (2 - монзонит по М.П. Мазурову); 66/6, 60 - сиеногаббро и кварцсодержащее сиеногаббро; 77 - габбро-сиенит; 1, И-92, 78, 29 - габбро-диориты; 63, 106, 65 - кварцсодержащие габбро-диориты, И-101, И-66<sub>I</sub>, И-2174, 216 - гранитизированные габбро-диориты; И-66<sub>IV</sub> - апогаббро-диоритовый кварцевый диопсидовый сиенит; 56, И-103 - апогаббро-диоритовые граносиениты; 7 - диорит; 13, 57, 73, 38 - кварцсодержащие и кварцевые диориты; 126, 82<sup>Г</sup>, 17 - монзониты; 84, 22 - кварцсодержащие и кварцевые монзониты; 128 - диорито-сиенит; 125, 85, 218, 1/6 - кварцевые диорито-сиениты; 31, 345 - гранодиориты; 32 - гранодиорит повышенной щелочности; 343, 354, 370 - фельдшпатизированные гранодиориты.

Кордовская кольцевая структура: 109 (скв. 1, гл. 222,5 м), 106 (скв. 1, гл. 194, 5 м) - Малиновская аномалия, 38 (скв. 47, гл. 190 м) - Изыгское месторождение, 128 (скв. 19, гл. 418 м), 1/6 (скв. 50, гл. 310 м) - Бурлуковское месторождение, 1 (скв. 178, гл. 570 м), 2 (скв. 182, гл. 346 м), 63 (скв. 273, гл. 670 м), 61 (скв. 273, гл. 530 м), 65 (скв. 273, гл. 882 м), И-92 (скв. 92, гл. 355 м), 66 (скв. 275, гл. 515 м), И-254, 7 (скв. 11, гл. 232 м), 77 (скв. 274, гл. 167 м), 60 (скв. 273, гл. 432 м), 78 (скв. 273, гл. 350 м), 13 (скв. 1, гл. 227 м), 57 (скв. 273, гл. 317 м), И-101 (скв. 101, гл. 332 м), 82<sup>Г</sup> (Промежуточный участок, карьер), 17 (скв. 1, гл. 270 м), И-66<sub>I</sub>

ячейке первичных и фельдшпатизированных додевонских интрузивных

Ион	Образец							
	77	1	63	106	65	И-92	78	29
K	22	14	11	13	15	16	16	11
Na	88	68	61	70	56	68	58	61
Ca	72	104	96	94	81	82	86	96
Mg	60	58	63	52	63	61	60	65
Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	62	73	75	72	78	76	72	58
Al	203	219	207	209	207	199	205	198
Ti	6	8	6	7	3	6	6	5
Si	507	483	492	492	500	502	504	509
P	2	Отс.	2	1	2	Отс.	1	1
O	1600	1600	1600	1593	1600	1600	1600	1596
ОН	Отс.	Отс.	Отс.	7	Отс.	Отс.	Отс.	4
треугольных диаграмм, %								
K+Na	13,6	10,2	9,0	10,5	8,9	10,4	9,3	9,0
Ca+Mg+Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	23,9	29,4	29,3	27,5	28,0	27,2	27,4	27,4
Si	32,5	60,4	61,7	62,0	63,1	62,4	63,3	63,6

(скв. 66, гл. 343 м), И-2174 (скв. 66, гл. 387 м), 22 (скв. 182, гл. 300 м), 56 (скв. 273, гл. 237 м), 32 (скв. 13, гл. 40 м), И-66<sub>IV</sub> (скв. 66, гл. 315 м), И-103 (скв. 103, гл. 241 м) - Ирбинское месторождение, 29, 31 - железнодорожные выемки между станциями Кизир и Красный Кордон (Кордовский плутон); Канзыбийская кольцевая структура: 84 (Восточный участок, карьер), 126 (скв. 360, гл. 204 м), 73 (Восточный участок, карьер), 125 (скв. 360, гл. 202 м), 85 (Центральный участок, карьер) - месторождение Рудный Каскад (Краснокаменская группа); Ольховское поднятие: 345, 343 - р. Чибижек, 354, 370 - р. Ольховка (Ольховско-Чибижский массив); Новоспасовская кольцевая структура: 216 (скв. 1, гл. 296 м), 218 (скв. 1, гл. 318 м) - Новоспасовская аномалия.

Анализы выполнены в химлаборатории СНИИГТИМС (г. Новосибирск) - 29, 31 в 1971 г., 73, 84, 85 - в 1974 г., 109, 106, 82<sup>Г</sup>, 23 - в 1979 г., в химлаборатории ЗСГУ (г. Новокузнецк) - 63, 61, 65, 66, 77, 60, 78, 57, 38, 1/6, 56 в 1976 г., 216, 128, 218 - в 1977 г. Анализы 126, 125, 345, 343, 354, 370 выполнены у В.Г. Кореля, И-92, И-254, И-101, И-66<sub>I</sub>, И-2174, 66<sub>IV</sub>, И-103 - по данным Г.В. Полякова (1971), 1, 2, 7, 17, 13, 22, 32 - А.М. Дымкина, М.П. Мазурова, С.М. Николаева /1975/.

Продолжение табл. 2

Ион \ Образец	И-101	И-66 <sub>I</sub>	И-2174	216	56	И-66 <sub>IV</sub>
K	27	22	26	26	60	68
Na	52	64	87	103	64	56
Ca	70	66	67	97	38	14
Mg	49	42	36	35	23	43
Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	71	68	50	40	15	14
Al	189	185	178	156	153	154
Ti	7	7	8	4	4	4
Si	526	535	540	550	509	611
P	Отс.	Отс.	Отс.	4	1	Отс.
O	1600	1600	1588	1600	1600	1600
OH	Отс.	Отс.	12	Отс.	Отс.	Отс.

Исходные данные для построения

K+Na	9,9	10,8	14,0	15,2	15,3	15,4
Ca+Mg+Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	23,9	22,1	19,0	20,2	9,4	8,8
Si	66,2	67,1	67,0	64,6	75,3	75,8

Окончание табл. 2

Ион \ Образец	17	84	128	125	22	85
K	25	25	13	75	21	22
Na	84	88	118	57	97	85
Ca	54	50	57	37	45	42
Mg	42	47	33	37	36	31
Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	64	57	34	39	46	40
Al	191	183	178	176	158	172
Ti	8	6	8	6	6	5
Si	533	540	552	557	577	574
P	Отс.	2	4	1	Отс.	1
O	1600	1593	1600	1581	1600	1595
OH	Отс.	7	Отс.	19	Отс.	5

Исходные данные для построения

K+Na	13,6	14,0	16,2	16,5	14,4	13,5
Ca+Mg+Fe <sup>+2</sup> +Fe <sup>+3</sup>	19,9	19,1	15,4	14,1	15,4	14,2
Si	66,5	66,9	68,4	70,4	70,2	72,3

И-103	7	13	57	73	38	126	82 <sup>I</sup>
61	17	18	28	19	16	108	26
58	97	81	40	62	63	37	88
26	64	73	78	70	70	47	69
7	76	56	54	38	47	27	47
13	82	87	58	65	63	46	52
156	186	180	199	181	177	176	184
4	9	8	8	14	7	6	6
623	501	512	521	521	542	542	530
Отс.	Отс.	Отс.	2	Отс.	1	1	2
1600	1600	1600	1600	1563	1600	1564	1587
Отс.	Отс.	Отс.	Отс.	37	Отс.	36	13

треугольных диаграмм, %

15,1	13,6	12,0	8,7	10,4	9,9	17,9	14,0
5,8	26,5	26,1	24,4	22,3	22,4	14,9	20,7
79,1	59,8	61,9	69,9	67,3	67,7	67,2	65,3

218	1/6	31	345	32	343	354	370
38	37	9	5	41	9	11	37
92	83	85	65	93	84	105	67
46	30	52	46	10	21	2	12
28	17	19	9	5	8	8	3
27	32	29	53	35	39	39	38
158	162	164	163	153	147	133	125
3	5	5	3	3	2	2	2
589	597	591	594	619	621	635	642
2	1	1	1	Отс.	Отс.	Отс.	Отс.
1600	1600	1597	1594	1600	1590	1590	1586
Отс.	Отс.	3	6	Отс.	10	10	14

треугольных диаграмм, %

15,9	15,1	12,0	9,1	16,7	11,9	14,5	13,1
12,3	9,9	12,7	14,0	6,2	8,7	6,1	6,6
71,8	75,0	75,3	76,9	77,1	79,4	79,4	80,3

кообразных и жильных тел (и над ними) гранит-граносиенитов ирбинского комплекса при пересечении ими базальтовых и андезитовых порфиритов, габбро, диоритов и гранитоидов. Взаимодействие магмы, давшей ирбинские интрузивы, с вмещающими среднеосновными вулканическими и плутоническими породами, по-видимому, создает встречную миграцию компонентов /Амшинский, 1973/, при которой щелочные металлы и кремний уходят из поднимающегося расплава в экзоконтакт, вызывая фельдшпатизацию фемической среды, а фемические компоненты из вмещающей среды мигрируют навстречу движущемуся расплаву, обогащая его железом и другими элементами. Такой механизм встречной миграции элементов хорошо объясняет тот факт, что апикальные зоны гипабиссальных тел ирбинского комплекса повсюду обладают повышенным содержанием железа и хорошо картируются при магнитометрических исследованиях, в то время как в глубоко эродированных плутонах этого комплекса их внутренние зоны дают отрицательные магнитные поля, а по составу становятся более кислыми.

### Литература

Амшинский Н.Н. Вертикальная петрогеохимическая зональность гранитоидных плутонов (на примере Алтая). Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1973. 200 с.

Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1934. 324 с.

Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины земли. М.-Л.: ОНТИ, НКТП СССР, 1936. 590 с.

Дымкин А.М., Мазуров М.П., Николаев С.М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск: Наука, 1975. 186 с.

Жариков В.А. Скарновые месторождения. - В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220-302.

Заварицкий А.Н. Петрография Бердяшского плутона. - Избр. тр. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 349-669.

Корель В.Г., Перфильева Н.В. Перспективы главнейших кольцевых рудных полей скарново-магнетитовых месторождений центральной части Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Критерии поисков и прогнозной оценки железорудных месторождений Сибири. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1976, с. 5-14.

Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. - Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 2, с. 383-386.

Перфильева Н.В. Кремниевое-щелочные метасоматиты Кордовской кольцевой вулкано-тектонической структуры (Восточный Саян). - В кн.: Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: изд. СНИИГГиМСа, 1974, с. 46-49.

Перчук Л.Л. Петродинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.

Подлесский К.В. Скарны и околорудные метасоматиты железорудных месторождений Урала и Кавказа. М.: Наука, 1979. 204 с.

Поляков Г.В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского железорудного месторождения. - Изв. Томского политехнического института. Сер. геол. Т. 90. Томск: Изд-во Томс. ун-та, 1958, с. 43-65.

Поляков Г.В. Палеозойский магматизм и железорудное оруденение юга Средней Сибири. М.: Наука, 1971. 310 с.

Пономарева А.П. Приконтактные фации как показатель поведения флюида в интрузивных телах гранитоидов. - В кн.: Флюиды в магматических процессах. М.: Наука, 1982, с. 76-89.

Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна /В.И. Богнибов, В.Н. Довгаль, Г.В. Поляков, А.Е. Телешев, Г.С. Федосеев. Новосибирск: Наука, 1974. 242 с.

Федосеев Г.С. Петрология Шиндинского гранитоидного плутона (Восточный Саян). М.: Наука, 1969. 92 с.

## СОДЕРЖАНИЕ

<u>Амшинский Н.Н.</u> Миграция химических элементов в процессах породо- и рудообразования . . . . .	3
<u>Долгушина А.А.</u> Околорудные метасоматиты некоторых вольфрамовых месторождений Горного Алтая . . . . .	17
<u>Дергачев В.Б., Ладыгина И.Н.</u> Редкометалльные микрогранитпорфиры одного из вольфраморудных месторождений Западной Сибири . . . . .	29
<u>Пономарева А.П., Злобин В.А., Шипицын Ю.Г.</u> Миграция вещества при экзоконтактных процессах в связи с редкометалльными щелочными гранитами . . . . .	41
<u>Кононов А.Н.</u> Поведение элементов в метасоматических образованиях Казского железорудного месторождения в Горной Шории . . . . .	58
<u>Долгушин С.С., Павлов А.П.</u> Дифференциация рудного вещества на Ярышкольском магнетитовом месторождении . . . . .	64
<u>Лидин Н.С.</u> Морфология и состав Тарыннахского месторождения железистых кварцитов (Алданский шит) . . . . .	73
<u>Горелов Г.Ф., Шабалина Н.И.</u> Морфология, химический состав и элемент-примеси магнетитов Горкитского месторождения железистых кварцитов (Алданский шит) . . . . .	86
<u>Зубков Ю.Д.</u> Вещественная зональность и морфология месторождения Гематитового (Южная Якутия) . . . . .	94
<u>Епифанцев О.Г., Шпайхер Е.Д.</u> Условия локализации ураганных рудных скоплений на ртутных месторождениях . . . . .	98
<u>Туркин И.С.</u> Вулканогенные и рудные формации Алтае-Саянской складчатой области и их петро- и геохимическая эволюция во времени . . . . .	104
<u>Ковалев В.П., Тихунов Ю.В.</u> Сферолитообразование в вулканогенных породах . . . . .	112
<u>Лапин Б.Н.</u> Процессы метасоматоза в девонских толщах Алтая . . . . .	121
<u>Перфильева Н.В.</u> Фельдшпатизированные породы Кизир-Казырской депрессии (Восточный Саян) . . . . .	131

---

МИГРАЦИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ПРОЦЕССАХ ПЕТРО- И РУДОГЕНЕЗА

Утверждено к печати  
Западно-Сибирским отделением  
Всесоюзного минералогического общества

Редактор издательства Л. В. Шалина  
Художественный редактор Т. Ф. Каминина  
Художник В. В. Подкопаев  
Технический редактор Н. М. Остроумова  
Корректоры Л. Л. Михайлова, Н. Н. Крохотина

---

ИБ № 23735

Сдано в набор 29.11.84. Подписано в печать 17.05.85. МН-01030.  
Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная. Офсетная печать.  
Усл. печ. л. 9,5. Усл. кр.-отт. 9,8. Уч.-изд. л. 10,5.  
Тираж 750 экз. Заказ № 574. Цена 1р.60к.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука",  
Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука".  
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва, Мичуринский проспект, 1-2, магазин "Книга - почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга - почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга - почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга - почтой");
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 ("Книга - почтой");
- 232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;
- 690088 Владивосток, Океанский проспект, 140;
- 320093 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга - почтой");
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга - почтой");
- 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 ("Книга - почтой");
- 420043 Казань, ул. Достоевского, 53;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга - почтой");
- 277012 Кишинев, проспект Ленина, 148 ("Книга - почтой");
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 ("Книга - почтой");
- 660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга - почтой");
- 191104 Ленинград, Литейный проспект, 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;
- 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга - почтой");
- 103009 Москва, ул. Горького, 19а;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 ("Книга - почтой");
- 142292 Пушкино Московской обл., МР, "В", 1;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга - почтой");
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга - почтой");
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, Р. Зорге, 10 ("Книга - почтой");
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга - почтой");
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга - почтой").

УДК 552.422

Миграция химических элементов в процессах породо- и рудообразования. Амшинский Н.Н. - Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. - Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрены общие принципы и связи процессов дифференциации вещества земной коры и конкретные перемещения химических элементов в гранитизирующейся колонне и в экзоконтактной зоне гиабиссального гранитного тела.

Ил. 1, табл. 5, библиогр. 15.

УДК 553.3.065:553.44.48(571.15)

Околорудные метасоматиты некоторых вольфрамовых месторождений Горного Алтая. Долгушина А.А. - Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. - Новосибирск: Наука, 1985.

Показано, что в результате встречной миграции элементов околорудные метасоматиты вольфрамовых месторождений, расположенных в экзоконтакте гранитных тел, обогащены как элементами группы железа (из вмещающих пород), так и редкими элементами (из гранитов); околорудные мусковитовые грейзены месторождений, расположенных в гранитах, бедны первыми и обогащены последними.

Табл. 5, библиогр. 8.

УДК 553.493.5:552.322.1(571.1)

Редкометалльные микрогранит-порфиры одного из вольфрамово-рудных месторождений Западной Сибири. Дергачев В.Б., Ладыгина И.Н. - Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. - Новосибирск: Наука, 1985.

Описаны литийсодержащие гранит-порфиры одного из районов Западной Сибири.

Ил. 2, табл. 6, библиогр. 2.

УДК 550.42:552.16

Миграция вещества при экзоконтактных процессах в связи с редкометалльными щелочными гранитами. Пономарева А.П., Злобин В.А., Шипицын Ю.Г. - Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. - Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрены процессы метасоматического экзоконтактового изменения пород в связи с щелочными редкометальными гранитами Верхне-эспинского массива, начавшегося еще в магматическую стадию и продолжавшегося много позже.

Ил. 3, табл. 3, библиогр. 11.

УДК 552.2:553.31

Поведение элементов в метасоматических образованиях Казского железорудного месторождения в Горном Алтае, Кононов А.Н. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

Выделено два ряда метасоматитов. В обоих рядах установлены изменения содержания главных и второстепенных породо- и рудообразующих элементов.

Табл. 4, библиогр. 8.

УДК 553.311

Дифференциация рудного вещества на Ярьшкольском магнетитовом месторождении, Долгушин С.С., Павлов А.Л. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

Показано, что степень дифференциации рудного вещества в магматическом процессе определяет пространственное разоб- шение магнетитовой минерализации. Низшей ступени дифференциации рудного вещества отвечают рудные (магнетитсодержащие) порфиры, слагающие многочисленные дайки, средней ступени отвечают магнетитовые руды ликвационного типа с прерывисто-полосчатой текстурой. Высшей ступени дифференциации отвечают магнетитовые жилы – дайки, связанные с инъекцией рудного (магнетитового) ликвата.

Ил. 4, табл. 1, библиогр. 3.

УДК 553.31(57-13)

Морфология и состав Тарыннахского месторождения железистых кварцитов (Алданский шит), Лидин Н.С. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

По соотношению коэффициентов Н.П. Семеновко выделены четыре химических типа железистых кварцитов Тарыннахского месторождения и намечена схема фациальной зональности рудных залежей.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 11.

УДК 553.319(571.56-13)

Морфология, химический состав и элементы-примеси магнетитов Горкитского месторождения (Алданский шит), Горелов Г.Ф., Шабалина Н.И. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

Морфология магнетитов Горкитского месторождения изменяется в зависимости от минералогического состава и фации метаморфизма железистых кварцитов. Магнетиты характеризуются большой чистотой состава, легкой обогатимостью и вышекларковыми содержаниями ванадия и германия.

Табл. 4, библиогр. 5.

УДК 553.311(571.50)

Вещественная зональность и морфология месторождения Гематитового (Южная Якутия), Зубков Ю.Д. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

На основании установленной зональности в распределении железа, серы и бария в пределах рудной зоны месторождения и его морфологических особенностей делается вывод о северном склонении рудных тел, по-новому оцениваются перспективные ресурсы с указанием места вероятной локализации главных рудных масс, не вскрытых скважинами.

Ил. 2, библиогр. 3.

УДК 553.275:553.499

Условия локализации ураганных рудных скоплений на ртутных месторождениях, Епифанцев О.Г., Шпайхер Е.Д. Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

На основе структурного анализа объясняются причины появления в рудном поле ртутного месторождения ураганных по содержанию скоплений ртути.

Ил. 5, библиогр. 3.

УДК 553.2.037(235.222/223)

Вулканогенные и рудные формации Алтае-Саянской складчатой области и их петро- и геохимическая эволюция во времени, Туркин И.С. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

Рассмотрено направленное изменение плотности оруденения некоторых черных, цветных и редких металлов в различные металлогенические эпохи Алтае-Саянской области. Показана эволюция вулканогенных и соответствующих им рудных формаций в различные этапы развития структур. Дается вывод об общности направленного изменения состава магматических и рудных формаций в региональном и локальном планах.

Ил. 1, табл. 2, библиогр. 8.

УДК 552.323.1+125.

Сферолитообразование в вулканогенных породах, Ковалев В.П., Тикун Ю.В. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

Критически рассмотрены гипотезы ликвационного и метасоматического происхождения сферолитов. На основе фактического материала доказывается их вторичное происхождение в результате обособления парогазовой фазы.

Ил. 3, табл. 2, библиогр. 17.

УДК 553.22

Процессы метасоматоза в девонских толщах Алтая, Лапин Б.Н. Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

Приводятся данные о процессах метасоматического замещения девонских пород в районах колчеданно-полиметаллических месторождений. Доказывается наличие в Рудном Алтае метасоматических порфиров и брекчий, стоящих в общем ряду околорудных измененных пород.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 18.

УДК 552.33(235.223-11)

Фельдшпатизированные породы Кизир-Казырской депрессии (Восточный Саян), Перфильева Н.В. – Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза. – Новосибирск: Наука, 1985.

Приводится петрографическая характеристика фельдшпатизированных базальтовых и андезитовых порфиритов нижнего и среднего кембрия, а также габбро, диоритов и гранитоидов ольховского комплекса. Доказывается, что явления фельдшпатизации связаны со становлением гранит-граносиенитов нижнедевонского ирбинского комплекса.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 16.

1 р. 60 к.

4333



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ