

Н. И. САФРОНОВ

О С Н О В Ы
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ
ПОИСКОВ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МЕТОДИКИ И ТЕХНИКИ РАЗВЕДКИ (ВИТР)

550.8 : 550.4 + 553.4

Н. И. САФРОНОВ

О С Н О В Ы
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
МЕТОДОВ
ПОИСКОВ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1971

553

Основы геохимических методов поисков рудных месторождений.
Сафронов Н. И. Л., Недра, 1971. 216 стр.

В работе кратко излагаются теоретические основы геохимических методов поисков руд и приводятся обобщенные сведения о химическом составе верхних оболочек Земли, о видах и формах существования элементов в геосферах, о миграции элементов и ее закономерностях, об энергии рудообразования и основах ее расчета.

В специальной части работы приводится генетическая классификация рассеяния и на ее основе характеризуются методы прикладной геохимии. Рассматриваются геохимические критерии и признаки (ореолы и потоки рассеяния) рудоносности, приводятся примеры и практические рекомендации. Даются основы методики проведения прикладных геохимических исследований в рудных районах и приводятся краткие сведения по методике анализов геохимических проб. Рассматриваются принципиальные основы комплексирования поисковых работ.

Работа рассчитана на работающих в области рудноповской геохимии и студентов геохимической специальности.

Таблиц — 32, иллюстраций — 19, библиография — 140 названий, приложений — 6.

Под редакцией *Н. И. Марочкина.*

НИКОЛАЙ ИЛЬИЧ САФРОНОВ

ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ведущий редактор **З. Г. Сегаль**
Технический редактор **Н. П. Старостина**
Корректор **В. Н. Михалевиц**
Переплет художника **А. Д. Арефьева**

М-26144. Сдано в набор 26/II 1971 г. Подписано к печати 31/III 1971 г.
Формат бумаги 60 × 90^{1/16}. Печ. л. 13^{1/2}. Уч.-изд. л. 15,34. Изд. № 715. Тираж 3000 экз.
Бумага № 2. Заказ № 89. Индекс 3—4—1—Л.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение. Ленинград, С-171, ул. Сафорова, 12.
Ленинградская типография № 14 «Красный Печатник» Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР. Московский проспект, 91.

Цена 1 р. 27 к.



ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	4
ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ	5
Всеобщее распространение элементов в природе	—
Основные виды и формы существования элементов в природе	11
Основные причины повсеместного распространения элемен-	20
тов в природе	20
Особенности некоторых видов миграции элементов в природе	22
Расчет энергии рудообразования (ореолообразования) . . .	37
ГЛАВА 2. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РАССЕЯНИЯ РУДООБРА-	52
ЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОСФЕРЕ	52
ГЛАВА 3. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ	56
Геохимические ассоциации элементов в природе и законо-	—
мерности их состава	—
Использование особенностей состава природных геохимиче-	68
ских ассоциаций элементов в качестве поисковых крите-	68
риев	68
ГЛАВА 4. ПОИСКОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ	78
Ореолы первичного рассеяния месторождений	—
Ореолы и потоки вторичного рассеяния месторождений . .	102
Особенности проявления рудных и нерудных геохимических	120
аномалий в различных биогенных ландшафтах	120
ГЛАВА 5. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВА-	133
НИЙ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ	133
Литогеохимические съемки	—
Гидрогеохимические съемки	147
Биогеохимические съемки	148
Атмогеохимические съемки	149
Основные принципы ведения поисковых работ	150
Оценка перспективной рудоносности территорий	154
Заключение	180
Приложения	184
Литература	211

ВВЕДЕНИЕ

В основе геохимических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых заложено использование особенностей поля всеобщего рассеяния элементов в земной коре и связей этого всеобщего рассеяния с месторождениями полезных ископаемых.

Само существование геохимического поля рассеяния, его всеобщность и особенности, основные закономерности, управляющие полем в верхних геосферах, и многое другое были установлены, изучены и обобщены впервые Ф. Кларком и В. И. Вернадским, являющимися основоположниками современной геохимии. Практическое использование этих основных геохимических закономерностей и составляет сущность геохимических методов поисков.

В настоящее время их можно подразделить на методы поисков месторождений нефти и газа и методы поисков месторождений твердых полезных ископаемых, в первую очередь — рудных. Ниже рассматриваются только геохимические методы поисков рудных месторождений.

Руднопоисковые геохимические методы возникли в 1931—1932 гг. в Советском Союзе как реакция научно-исследовательской мысли на трудности истолкования и практической оценки геологической природы выявляемых геофизических (электроразведочных) аномалий. С этими трудностями пришлось столкнуться работникам Рудно-Алтайской комплексной геофизической экспедиции (Н. И. Сафронов, А. П. Соловов, Н. Н. Сочеванов и др.), бывш. Центрального научно-исследовательского геологоразведочного института (ЦНИГРИ), ГГУ НКТИ (ныне ВСЕГЕИ) при проведении ими массовых поисков полиметаллических месторождений на Алтае с помощью геофизических методов.

К этому времени и относятся как обоснование понятия «ореол рассеяния месторождения», так и первоначальная проверка на опыте основных принципов использования ореолов рассеяния в поисковых целях. В ближайшие за этим годы (до 1936 г.) создается первоначальная классификация ореолов рассеяния, в зависимости от геологоминералогических особенностей порождающих их месторождений полезных ископаемых, и накапливаются примеры успешного использования ореолов рассеяния в практике разнообразных руднопоисковых работ (на олово в Забайкалье и на Чукотке, на полиметаллы на Рудном Алтае и в Северной Киргизии, на медь на Урале). Все это послужило отправной базой для дальнейшего всестороннего развития методов прикладной геохимии в рудной области.

К настоящему времени в результате творческой работы преимущественно советских исследователей (Е. А. Сергеев, С. Д. Миллер, А. А. Сауков, А. А. Бродский, И. И. Гинзбург, Е. М. Квятковский, А. И. Перельман, В. В. Поликарпочкин и многие другие) создана разветвленная система приемов прикладной руднопоисковой геохимии, с помощью которых был сделан ряд открытий.

Теоретическую базу руднопоисковой геохимии составляет обильная монографическая учебная, методическая и прочая специальная литература, еще в 1963 г. насчитывавшая около 4000 наименований на многих языках мира. Тем не менее автор рискует предложить вниманию читателей и настоящий труд, рассчитывая, что он сможет их заинтересовать различными практическими следствиями, вытекающими из последовательного расширенного использования идеи В. И. Вернадского о всеобщем рассеянии элементов в геосферах.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

ВСЕОБЩЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ
ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДЕ

В 1910 г. В. И. Вернадский, обобщив экспериментальные данные Ф. Кларка и других исследователей, впервые высказал мысль о всеместном распространении и всеобщем рассеянии всех элементов в оболочках Земли. В дальнейшем, на протяжении более 30 лет, он развивал эту мысль в своих работах. Ниже мы приводим высказывания В. И. Вернадского (1954—1960 гг.) по рассматриваемому вопросу.

«В земной коре мы различаем четыре различные формы нахождения химических элементов. . . четвертая форма нахождения, обычно не отличающаяся и не принимаемая во внимание, — состояние рассеяния химических элементов. . .» И далее: «. . . изучение одних минералов и горных пород отнюдь не дает нам сколько-нибудь полной картины бытия химических элементов в земной коре. . .»

«В конце XVIII в. . . доказали рассеяние золота, предвиденное более старинными химиками в конце XVII и начале XVIII вв. Эта идея зародилась под влиянием упорной экспериментальной работы алхимиков. Г. Дэви в начале XIX в. указал на общее рассеяние натрия. . . ; рассеяние лития и кальция (1859 г.) в результате основных опытов Г. Кирхгофа и Р. Бунзена; . . . было доказано. . . рассеяние йода. . . ; . . . состояние рассеяния есть наиболее характерная форма нахождения для тория и урана. Она еще резче выражена для всех сильно радиоактивных элементов, из них происходящих. . .»

«После крупных открытий XIX в. — спектроскопии, светящихся «фосфоров», ионов разреженных газов и особенно явлений радиоактивности — рассеяние элементов получило в нашем веке совершенно неожиданное значение, не только явилось обычным явлением, но должно считаться характерным свойством вещества нашей планеты. Невозможно оставлять его без внимания в геохимии. . .»

«Впечатление о ничтожности рассеяния в реальности исчезает; оно заменяется обратным: впечатлением грандиозности. . .»

«В этих рассеяниях платина и платиновые металлы находятся иногда, несомненно, в форме соединений — самородных металлов и сперрилита — $PtAs_2$, но едва ли эти тела захватывают в этом их нахождении всю массу их атомов. Атомы должны быть рассеяны. . .»

«В общей массе йода в земной коре все эти соединения (минералы) играют совершенно ничтожную роль, и если бы мы оставили их без

рассмотрения, наши представления об истории йода в земной коре изменились бы только в частности. Совершенно аналогичные явления мы имеем и для брома, кадмия и т. д. . . ». « . . Таким образом, для 41 химического элемента из 87, ныне известных, т. е. для 47,1 % всех нам известных атомных чисел, минералы не характеризуют их историю в земной коре. . . »

«Какой бы объем земного вещества мы ни взяли — газообразный, жидкий или твердый, мы во всех случаях встретим одну и ту же особенность; мы увидим, что земное вещество помимо всех нам известных химических соединений — определенных или неопределенных — проникнуто всегда огромным количеством атомов, не подчиняющихся тем молекулярным группировкам, которые мы для них можем различить. . . » И далее: « . . Мы видим, следовательно, что земная материя имеет совсем не тот вид, в каком она рисуется из обычных нам представлений, связанных с химическими формулами, которыми мы мыслим ».

Приведенными высказываниями утверждается, что рассеяние элементов является всеобщим и характерным свойством вещества нашей планеты. Это положение и может считаться основным законом геохимии.

Уверенность в справедливости этого закона такова, что обнаружение любого элемента в каком-либо веществе воспринимается не как доказательство действительного отсутствия этого элемента в нем, а как свидетельство несовершенства примененных методов и средств исследования. Даже в искусственно получаемых материалах обнаруживаются инородные примеси в доступных для измерения количествах. Есть все основания именовать упомянутый основной закон повсеместного рассеянного распространения элементов в Земле законом Кларка — Вернадского.

Конкретным выражением закона повсеместного распространения элементов служат хорошо известные таблицы средних содержания (кларков) элементов по геосферам. Таблицы кларков, безусловно, статистические, в то же время приблизительно верно отражают реальные соотношения химических элементов в каждой представительной пробе данного геологического образования. На этом основании кларки элементов должны рассматриваться как реальные доказательства основного закона геохимии — закона Кларка — Вернадского.

Ниже кратко приводятся основные геохимические сведения по четырем верхним геосферам (литосфере, гидросфере, атмосфере и биосфере), отношения масс которых, согласно К. Ранкама и Т. Сахама [1955], выражаются $1\ 000\ 000 : 69\ 100 : 300 : 1$.

Литосфера (или земная кора) слагает верхнюю твердую оболочку земного шара, расположенную выше мантии. Поверхность литосферы 510 млн. км², из которых только 149 млн. км² составляет суша; наибольшая же часть перекрыта водами морей и океанов. Мощность литосферы по экспериментальным данным варьирует от одного-полутора десятков километров под дном океанов и до нескольких десятков

километров под материками. Ниже приводятся сведения, касающиеся самого верхнего этажа литосферы мощностью всего 16 км, по массе равного $1,9 \cdot 10^{19}$ т. В этих пределах петрографический состав коры принимается следующим (по Кларку и Вашингтону), вес. %:

Гранитоиды	68,0	Сланцы	4,00
Габброиды	19,0	Песчаники	0,75
Сиепиды, дуниты, прочие	8,0	Известняки	0,25
<hr/>		<hr/>	
Итого, изверженные породы	95,0	Итого, осадочные породы	5,00

Химия рассматриваемого этажа литосферы, по А. Е. Ферсману [1955] и А. П. Виноградову [1950], характеризуется данными, приведенными в табл. 1.

ТАБЛИЦА 1

Декады по В. И. Вернадскому, %	Число элементов	Элементы, входящие в декаду	Пределы содержания, %	Сумма кларков, %
$n \cdot 10^1$	2	O, Si	46,59—27,72	74,31
$n \cdot 10^0$	6	Al, Fe, Ca, Na, K, Mg	8,13—2,09	24,38
$n \cdot 10^{-1}$	3	Ti, H, C	0,60—0,10	0,85
$n \cdot 10^{-2}$	13	Mn, P, S, Ba, Cl, Sr, Rb, F,	$(9-1) \cdot 10^{-2}$	0,487
$n \cdot 10^{-3}$	13	Cr, Zr, V, N, Cu,	$(8-1) \cdot 10^{-3}$	0,043
		Ni, Li, Zn, Ce, Sn, Co, Y, Nd,		
		La, Pb, Ga, Nb, Gd		
$n \cdot 10^{-4}$	23	Th, Ge, Cs, Pr, Sm, Be, Sc, As, Dy, Er, Hf, B, Mo, Yb, Tl, U, Ta, Br, Tb, Ho, Eu, Lu, W	$(8-1) \cdot 10^{-4}$	0,009
$n \cdot 10^{-5}$	8	Tu, Se, Cd, Sb, J, Bi, Ag, In	$(8-1) \cdot 10^{-5}$	0,0003
$n \cdot 10^{-6}$	4	Hg, Os, Te, Pd	$(7-1) \cdot 10^{-6}$	—
$n \cdot 10^{-7}$	6	Pt, Ru, Au, Re, Rh, Ir	$(5-1) \cdot 10^{-7}$	—
$\ll n \cdot 10^{-7}$	14	He, Ne, Ar, Kr, Xe, Tc, Pm, Po, At, Rn, Fr, Ra, Ac, Pa	$<10^{-7}$	—
	92	Все элементы таблицы Менделеева		100,08

Примечание. Сумма кларков первых 8 элементов (1 и 2 декады) взята по А. Е. Ферсману [1955]; сумма кларков остальных 84 элементов взята по А. П. Виноградову [1950].

Согласно Б. Мэзону [Mason, 1956], роль первых 8 элементов (1 и 2 декады) в строении литосферы отображается следующими цифрами, %:

Элемент	Вес. кларки	Атомн. кларки	Объемн. кларки
O	46,6	62,55	91,97
Si	27,72	21,22	0,80
Al	8,13	6,47	0,77
Fe	5,1	1,92	0,68
Ca	3,63	1,94	1,48
Na	2,83	2,64	1,60
K	2,59	1,42	2,14
Mg	2,09	1,84	0,56
Σ	98,69	100,0	100,0

Из приведенного можно сделать следующие выводы.

1. 92 элемента, существующие в естественном состоянии в верхнем 16-километровом этаже литосферы, распространены в нем очень неравномерно. Отношения крайних содержаний элементов составляют десятки миллиардов и более.

2. Наибольшим распространением пользуются кислород, составляющий по весу 46,59%, по числу атомов 62,5% и по объему занимаемому атомами 92%. По сути дела, именно атомы кислорода слагают остов литосферы.

3. Практически всего 8 элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg) слагают литосферу, составляя 98,69% по массе от нее и практически 100% по числу атомов и занимаемому ими объему. На долю остальных 84 элементов приходится по таблице кларков всего 1,31% по массе и исчезающе малые доли по числу атомов и занимаемому ими объему.

4. Десять промышленно важных металлов (Cu, Ni, Zn, Sn, Pb, Co, Mo, W, Th, U) по массе составляют всего $3,31 \cdot 10^{-2}$ % литосферы.

Более подробные сведения даются в прил. 1.

ТАБЛИЦА 2

Декады по В. И. Вернадскому, %	Число элементов	Элементы, входящие в декаду	Пределы содержания, %	Сумма кларков, %
$n \cdot 10^1$	2	O, H	85,89—10,80	96,69
$n \cdot 10^0$	2	Cl, Na	1,90—1,06	2,96
$n \cdot 10^{-1}$	1	Mg	0,13	0,13
$n \cdot 10^{-2}$	3	S, Ca, K	$(8,8-3,8) \cdot 10^{-2}$	0,166
$n \cdot 10^{-3}$	3	Br, C, Sr	$(6,5 \div 1,3) \cdot 10^{-3}$	0,011
$n \cdot 10^{-4}$	4	B, Si, F, Al	$(3,6 \div 1,0) \cdot 10^{-4}$	0,001
$n \cdot (10^{-4} - 10^{-15})$	77	Остальные, кроме перечисленных	$n \cdot (10^{-5} \div 10^{-15})$	—
—	92	Все элементы		99,96

Гидросфера включает в себя океаны и моря, ледники, озера, реки, болота, а также воды, заключенные в самой литосфере (гравитационные и пленочные). Общий объем вод гидросферы 1796 млн. км³; по массе это составляет $1,85 \cdot 10^{18}$ т.

Химизм гидросферы определяется химизмом вод морей и океанов и приводится по Б. Мэзону [1956] в табл. 2.

Из приведенного следует сделать выводы.

1. 92 элемента, существующие в естественном состоянии в гидросфере, распространены в ней очень неравномерно. Отношения крайних содержаний элементов составляют величину 10^{16} раз.

2. Наиболее распространены кислород и водород, составляющие в сумме в морских водах 96,69%, а в пресных практически все 100% по массе.

3. Металлические элементы имеют в водах безрудных участков Земли чаще всего следующее содержание, мг/л:

S, Rb, Li, Zn, Mn	n·100
Cu, As	n·10
Pb, Mo, Ni	n
Cs, Se, Sn, U, Ga, Th, TR, V, Y, Hg, Ag, Bi, Co	n·10 ⁻¹
Au, Sb, Cd, Ge, In, Zr, Hf	n·(10 ⁻³ ÷ 10 ⁻²)

и в общей сумме составляют исчезающе малую долю массы всей гидросферы.

Атмосфера является самой внешней оболочкой земного шара. С геохимической точки зрения наибольший интерес представляет внутренняя, прилегающая к литосфере и гидросфере часть атмосферы, называемая тропосферой. Ее мощность определяется в 7—8 км (над полюсами) и 16—18 км (над экватором).

Состав тропосферы за вычетом водяных паров, по А. А. Саукову [1951], представлен в основном (вес. %): N — 75,51; O — 23,01; Ar — 1,28; CO₂ — $4 \cdot 10^{-2}$; Ne — $1,2 \cdot 10^{-3}$; Kr — $3 \cdot 10^{-4}$; Xe — $7 \cdot 10^{-5}$;

Главными элементами тропосферы являются азот, кислород и аргон, в сумме составляющие 99,80% ее массы. В качестве ничтожных примесей в тропосфере, и особенно в припочвенном и почвенном воздухе, установлены ртуть, йод, эманации радия и тория и должны присутствовать пары всех металлов. В областях развития вулканической деятельности, а также в связи со вторичными изменениями органических и некоторых неорганических веществ в атмосфере присутствуют в заметном количестве сероводород, углекислота, углеводороды, сернистый газ, аммиак, галогены и т. п.

Биосфера охватывает собою нижнюю часть тропосферы, всю гидросферу и тонкий наружный слой литосферы; масса животного мира составляет $\frac{1}{2000}$ часть массы мира растительного.

В биосфере решающую роль играют всего 11 элементов (C, O, N, H, Ca, S, P, Na, K, Cl, Mg), составляющие, по К. Ранкама и Т. Сакама (1953), по массе 99,69% биосферы. Остаток падает на микроэлементы, в составе которых установлены большинство металлических элементов, находящихся в тысячных и меньших долях процента.

Хотя на эту группу микроэлементов приходится очень малая часть массы биосферы, однако роль их в биосфере очень велика. Так, микроэлементы входят в состав органических соединений, обладающих специальными функциями (ферменты, витамины, гормоны); некоторые элементы (бор, марганец, цинк, медь и др.) выступают в роли активаторов фотосинтеза, повышают гидрофильность протоплазменных коллоидов и стимулируют рост; другие элементы (молибден, ванадий, марганец, осмий) катализируют процесс фиксации азота; третьи элементы (литий, цезий) изменяют набухаемость, вязкость и проницаемость протоплазмы или входят в состав строения клеток (кремний).

Одним из продуктов биогеохимической деятельности являются почвы. Средний химический состав преобладающего типа почв (нормальных почв), по А. П. Виноградову [1950], выражается следующими цифрами, %:

Сумма кларков 13 главных почвообразующих элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, N, C, Mn, P)	99,65
Сумма кларков остальных 78 элементов (водород не учитывается), включающих в себя практически все рудообразующие элементы	0,31
Итого	99,96

Почвы иного типа занимают в природе подчиненное положение. В последние годы благодаря успехам в области физико-химических знаний в геологии удалось приступить к широкому использованию в практических целях изотопного анализа элементов. Ниже приводятся основные геохимические данные по этой проблеме.

Согласно К. Ранкама [1956], 92 естественно существующих в природе элемента обладают 286 стабильными или долгоживущими изотопами. Подробные данные об этих изотопах могут быть получены из упомянутой работы К. Ранкама, поэтому здесь ограничиваемся лишь общими сведениями. Прежде всего отметим, что изотопный состав элементов различен. Так, два элемента (технеций и прометий) не имеют стабильных изотопов вовсе; бериллий, фтор, алюминий, фосфор, марганец, золото и некоторые другие элементы имеют по одному стабильному изотопу; ксенон и олово обладают соответственно девятью и десятью изотопами; 58 элементов (водород, литий, бор, углерод, медь, рубидий, кислород, калий, кремний, сера, железо, свинец, никель, цинк, селен, молибден, теллур, ртуть и др.) обладают от 2 до 8 изотопов. Характерно, что свыше 80% массы земной коры и метеоритов состоит из ядер атомов легких и средних элементов, имеющих равные, притом четные количества протонов и нейтронов (O^{16} , Mg^{24} , Si^{28} , Ca^{40} , Fe^{56} . .). Одновременно среди 286 изотопов можно наметить 142 изобара, сводящихся в 67 систем. Более подробные сведения даются в прил. 2 и 3.

По опыту аналитической химии средние атомные веса элементов, определяемые из различных образований разными способами, сохраняют постоянство, несмотря на наличие изотопов. Это указывает, что в природе преобладают процессы, приводящие к сохранению соотно-

шений изотопов. Тем не менее в результате специфических процессов разделение изотопов локально имеет место, и это явление может и должно быть использовано для решения соответствующих практических геологических задач. Как показал опыт, процессами разделения изотопов могут являться химические реакции, диффузия, термодиффузия, фракционное испарение и перегонка, миграция, обменная сорбция, фотосинтез.

Приведенные данные подтверждают закон повсеместного распространения всех элементов, во всех геосферах. Это обстоятельство необходимо всегда иметь в виду и учитывать при проведении любых геохимических исследований. Одновременно необходимо отметить крайнюю неравномерность содержаний отдельных элементов. В то время как ограниченное меньшинство элементов практически целиком слагает перечисленные геосферы, подавляющее большинство элементов, в первую очередь металлических, присутствует в тех же геосферах в ничтожных количествах, определяемых тысячными, десятитысячными и еще меньшими долями процента.

ОСНОВНЫЕ ВИДЫ И ФОРМЫ СУЩЕСТВОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДЕ

Вопрос об основных видах и формах существования элементов в природе имеет помимо научного и чисто прикладное значение, определяя выбор методов и средств исследования состава геохимических проб при поисках. Остановимся вначале на выяснении поставленных вопросов для литосферы.

Условным называть минеральное существование элемента в виде собственных минералов, т. е. определенных природных химических соединений, подчиняющихся стехиометрическим отношениям. Как известно, в природе насчитывается свыше двух тысяч самых разнообразных минералов, а с учетом разновидностей — значительно больше.

Однако различные минералы по-разному участвуют в строении литосферы — с некоторыми из них мы постоянно встречаемся в повседневной геологической практике, другие же принадлежат к числу редких и крайне редких (например, минералы рения). Так, согласно данным В. Н. Лодочникова, хотя породообразующими являются 220—230 минералов, лишь 65—70 из них встречаются особенно часто и только 20—25 минералов слагают массивы горных пород.

Согласно подсчетам Кларка, средний минеральный состав земной коры на глубину 16 км от поверхности, может быть выражен следующими цифрами (% к массе литосферы):

Полевые штаты (ортоклаз, альбит, анортит)	59,5
Кварц	12,0
Слюда	3,8
Железо-магнезиальные силикаты (авгит, роговая обманка, оливин)	16,8
Рудные минералы	3,9
Прочие, вода	4,0

Сумма 100

ТАБЛИЦА 3

Минеральный класс	Минимальное количество минералов	Слагаемый состав коры, вес. %	Элементы, чаще всего слагающие минералы данного класса
Элементы	90	0,10 *	Платиноиды, Au, Ag, Cu, Hg, C, S, Bi
Сульфиды, селениды, теллуриды, антимониды, арсениды	200	0,25 **	S, Se, Te, Sb, As, Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, Co, Ni, Hg, Bi, Mo, Au
Оксиды	200	17,0 ***	O, Si, Fe, Al, H, Ti, Mn, Cr, Sn, Ta, Nb, TR
Силикаты	800	80,0	Si, O, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, реже Mn, Ti, B
Карбонаты	80	1,70	C, O, Ca, Mg, менее Fe, Na, Ba, Sr, Cu, Pb, Zn
Бораты	40	Незначительный	B, O, Ca, Mg, Na, H, иногда S и Cl
Фосфаты, арсенаты, ванадаты	350	0,70	P, As, V, O, Ca, Mg, Fe, Mn, отчасти Al, H, редко Pb, Cu, Zn, Cl, F, U
Сульфаты	260	0,10	S, O, Na, K, Mg, Ca, Al, Fe, H, реже Cu, Pb, Zn, Ba, Sr
Хроматы, молибдаты, вольфраматы	15	Незначительный	Cr, Mo, W, O, Pb, Cu, Ca, Fe, Mn, H
Галогениды	100 ****	То же	F, Cl, Ca, Mg, Na, K, Al, B, иногда Li, H, O
Итого	2135	99,85	O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, реже Ti, H, P, Mn, S, C

* В осадочных и метаморфизованных толщах преобладает графит.

** В том числе $\frac{3}{4}$ падает на долю сульфидов железа — пирита и пирротина.

*** В том числе кварц — 12%, оксиды железа 3—4% и вода.

**** Наибольшее распространение имеют соединения фтора и хлора.

Для общей ориентировки в этом вопросе приводятся сводные табл. 3 и 4 [Сафронов, 1962—1963]. Табл. 3 составлена по данным Н. А. Смольянинова; она характеризует доли участия минералов различных классов общепринятой классификации в строении земной коры.

Табл. 4 составлена по материалам Н. А. Смольянинова, А. Г. Бетехтина и Э. С. Дана; она характеризует количество минералов,

ТАБЛИЦА 4

Элемент	Кларк в литосфере*, вес. %	Минимальное число собствен. минералов	Элемент	Кларк в литосфере*, вес. %	Минимальное число собствен. минералов
Кислород	47,2	1750	Галлий	$1,5 \cdot 10^{-3}$	Нет
Кремний	27,6	800	Ниобий и тантал	$1,2 \cdot 10^{-3}$	60
Алюминий	8,80	150	Торий	$8,0 \cdot 10^{-4}$	20
Железо	5,40	290	Германий	$7,0 \cdot 10^{-4}$	3
Кальций	3,6	290	Цезий	$7,0 \cdot 10^{-4}$	3
Натрий	2,64	160	Бериллий	$6,0 \cdot 10^{-4}$	24
Калий	2,60	70	Скандий	$6,0 \cdot 10^{-4}$	2
Магний	2,10	160	Мышьяк	$5,0 \cdot 10^{-4}$	60
Титан	0,6	60	Гафний	$3,2 \cdot 10^{-4}$	Нет
Водород	0,15	400	Бор	$3,0 \cdot 10^{-4}$	55
Углерод	0,10	80	Молибден	$3,0 \cdot 10^{-4}$	9
Марганец	$9,0 \cdot 10^{-2}$	150	Таллий	$3,0 \cdot 10^{-4}$	3
Фосфор	$8,0 \cdot 10^{-2}$	180	Уран	$3,0 \cdot 10^{-4}$	85
Сера	$5,0 \cdot 10^{-2}$	360	Бром и йод	$1,9 \cdot 10^{-4}$	5—6
Барий	$5,0 \cdot 10^{-2}$	25	Вольфрам	$1,0 \cdot 10^{-4}$	14
Хлор	$4,5 \cdot 10^{-2}$	60	Селен	$6,0 \cdot 10^{-5}$	25
Стронций	$4,0 \cdot 10^{-2}$	10	Кадмий	$5,0 \cdot 10^{-5}$	3
Рубидий	$3,0 \cdot 10^{-2}$	Нет	Сурьма	$4,0 \cdot 10^{-5}$	70
Фтор	$2,7 \cdot 10^{-2}$	30	Висмут	$2,0 \cdot 10^{-5}$	50
Хром	$2,0 \cdot 10^{-2}$	20	Серебро	$1,0 \cdot 10^{-5}$	55
Цирконий	$2,0 \cdot 10^{-2}$	12	Индий	$1,0 \cdot 10^{-5}$	Нет
Ванадий	$1,5 \cdot 10^{-2}$	35	Платиноиды***	$7,2 \cdot 10^{-6}$	20
Азот	$1,0 \cdot 10^{-2}$	5	Ртуть	$7,0 \cdot 10^{-6}$	16
Медь	$1,0 \cdot 10^{-2}$	160	Инертные газы****	$4,3 \cdot 10^{-6}$	Нет
Никель	$8,0 \cdot 10^{-3}$	40	Теллур	$1,0 \cdot 10^{-6}$	40
Редкие земли**	$6,7 \cdot 10^{-3}$	Нет	Золото	$5,0 \cdot 10^{-7}$	8
Литий	$6,5 \cdot 10^{-3}$	13	Рений	$1,0 \cdot 10^{-7}$	Известны единичные минералы
Церий и лантан	$6,3 \cdot 10^{-3}$	60			Нет
Цинк	$5,0 \cdot 10^{-3}$	60			
Олово	$4,0 \cdot 10^{-3}$	18			
Кобальт	$3,0 \cdot 10^{-3}$	24	Короткоживущие радиоактивные элементы*****	10^{-7}	Нет
Иттрий	$2,8 \cdot 10^{-3}$	35			
Свинец	$1,6 \cdot 10^{-3}$	160			

* Кларки литосферы — по А. П. Виноградову [1950].

** 12 элементов (празеодим, неодим, самарий, европий, гадолиний, тербий, диспрозий, гольмий, эрбий, туллий, иттербий, лутеций).

*** 6 элементов (платина, палладий, родий, иридий, осмий, рутений).

**** 5 элементов (аргон, гелий, криптон, ксенон, неон).

***** 9 элементов (технеций, прометий, полоний, астат, радон, франций, радий, актиний, протактиний).

у которых в строении решеток как обязательная составная часть принимает участие тот или иной элемент.

Из приведенных данных можно сделать следующие выводы.

1. Наибольшее значение в строении литосферы имеют силикаты, окислы и карбонаты, в виде основных породообразующих минералов слагающие 98,7% массы земной коры. По химизму эти минеральные классы отвечают прежде всего соединениям восьми наиболее распространенных элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg), затем С и Н. За это говорит близость суммы весовых кларков перечисленных элементов (98,94%) к цифре 98,7%, отображающей долю участия силикатов, окислов и карбонатов в строении литосферы. Отметим, что, помимо вышеуказанных, еще четыре элемента (Ti, P, S, Zr) принадлежат к числу основных минералообразователей, слагая минералы-аксессуары.

2. Многие металлы в литосфере способны создавать обильное число минералов, однако далеко не все они имеют практическое значение. Так, например, из 160 медных минералов промышленно важными являются лишь три (халькопирит, борнит, халькозин), из 40 никелевых — один (пентландит), из 160 свинцовых — один (галенит), из 60 цинковых — один (сфалерит), из 18 оловянных — один (касситерит) и т. п. Это обстоятельство значительно упрощает создание физико-химических методов поисков и разведок, использующих специфические особенности минералов.

3. Как показывает количественный анализ приведенных в табл. 3 и 4 цифр, частота встречаемости в литосфере пирита, пирротина и графита (последнего в осадочных и метаморфизованных толщах) значительно превышает таковую для сульфидов меди, никеля, свинца и др. Это объясняет обилие «безрудных» аномалий, выявляемых при помощи электроразведочных методов (например, при помощи метода вызванной поляризации); трудности распознавания геологической природы выявляемых аномалий, поскольку все эти минералы обладают одинаково высокой электронной проводимостью; необходимость использовать в практике работ, в составе поисково-разведочного комплекса прямые геохимические методы и форсировать разработку новых, более совершенных приемов прямых поисков.

Минеральный вид существования элементов в литосфере является настолько распространенным, что возникает мысль об его единственности для всех элементов. Однако анализ минерального царства с позиций геохимии не говорит в пользу такого предположения.

Условимся называть безминеральным существование элемента в виде тех или иных примесей в минералах чуждого ему состава. В реальном существовании подобных примесей мы убеждаемся при прецизионном исследовании химического состава мономинеральных фракций и отдельных минералов из числа, казалось бы, наиболее «чистых» (например, из оптических разностей кварцев, флюоритов, исландских шпатов и т. п.), не содержащих в себе каких-либо посторонних включений, за счет которых можно было бы отнести «заражение» минерала-носителя. Именно, даже в этих предельных случаях

современными средствами анализа всегда устанавливаются практически все элементы периодической системы Менделеева, отнюдь не предусматриваемые каноническими уравнениями исследуемых минералов. В настоящее время для безминерального вида существования элементов в литосфере можно выделить следующие важнейшие формы:

1. Растворы в горных породах

Растворы в твердой фазе

Изоморфные

Изовалентные, гетеровалентные

Неизоморфные

Заполнение дефектов в кристаллических решетках; образование соединений включения (по Крамеру); квазигазообразное состояние (по Вернадскому)

Растворы в жидкой фазе — во внутрипородных молекулярно- и волокончатых водах *

Истинные и коллоидные; сорбция на гранях и ребрах минералов стенок пор

2. Растворы во внутрикристаллических жидких и газообразных включениях

3. Природные коллоиды

4. Сорбированное состояние в природных коллоидах (в природном минеральном поглощающем комплексе).

Перечень этих форм можно продолжить, включив в рассмотрение наиболее тесно соприкасающиеся с литосферой зоны других геосфер:

5. Растворы (истинные и коллоидные) в подземных и поверхностных водах.

6. Пары и газы в почвенном и приповерхностном воздухе.

7. Растворы, коллоиды, металлоорганические соединения в растительном и животном мире.

В рассматриваемом безминеральном виде в литосфере в той или иной части своей массы встречается любой элемент. Однако если для таких элементов, как коротко живущие радиоактивные, инертные газы, некоторые редкоземельные, рубидий, галлий, индий, гафний и др., безминеральное существование является, по существу, единственным, а для таких, как йод, бром, скандий, большинство редкоземельных, германий, свинец, цинк, олово, литий, бериллий и др., — преимущественным, то для кислорода, кремния, алюминия, железа и др. — резко подчиненным. Сводные данные о поведении элементов в изверженных горных породах литосферы, по Ранкама и Сахама [1955], приведены в табл. 5.

Подчеркнем, что элементы, существующие в породах в безминеральном виде, как правило, по-разному распределяются по породообразующим минералам. Так, в гранитоидах для подавляющего числа элементов-рудобразователей Cu, Pb, Zn, Cd, Co, Sn, In, V, F, Mn, реже Mo, W и др. обычными минералами-хозяевами служат главные породообразующие из числа темноцветных, в первую очередь биотит, а также амфиболы, в то время как Y, TR, Th, Ta, Nb, частично U и др. — особенно тяготеют к аксессуариям — сфену, редкоземельным минералам, апатиту, циркону. Элементы Rb, Cs, Ba, Tl чаще всего приурочены к калишпатам и мусковиту, Be — к щелочным

* По В. И. Вернадскому, эти воды составляют 2,5% по объему и 0,7% по массе от пород.

минералам, Sr — к кальциевым, Li — к магниевым (так же как и Ni в базитах и ультрабазитах), Ga — к алюминиевым, Hf — к циркониевым, Ge — к кварцу и рутилу, что объясняется с позиций изоморфизма. Элементы J, Br, As, Sb, Sc, Mo (?), W (?), по данным ряда исследователей, наоборот, не имеют резко выраженных минералов-хозяев, а для некоторых из них (As, Sb, U) установлена склонность обогащать волосные и пленочные внутрипородные воды.

ТАБЛИЦА 5

Преобладающие в минеральном виде — 14 элементов	Одинаково в минеральном и безминеральном виде — 11 элементов	Преобладающие в безминеральном виде — 67 элементов
O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg (порядка 99% от суммы кларков); H, C (порядка 90% от суммы кларков) — в главных породообразующих минералах (силикатах, окислах, магматических карбонатах); Ti, P, S, Zr (порядка 90% от суммы кларков) — в распространенных аксессуориях (пльмените, рутиле, сфене; апатите; магматических сульфидах; цирконе соответственно)	Cr, Y, La, Ce, F, Cl, Cu, Ni, Os, Ir, Pt, (порядка 50% от суммы кларков) — в соответствующих аксессуориях (хромите, шикотите; алланите, монаците, ксенотиме, гадолините; апатитах; магматических сульфидах; сысерските, невянските, поликсене). Остальная масса элементов — в виде различных примесей в минералах чуждого состава	Mn, Li, Be, B, Nb, Ta, Th, TR (без La, Ce, Pm), Rb, Cs, Zn, Pb, Sn, Mo, W, U, Co, Hg, Ag, Au, As, Sb, Bi, Se, Te, Sr, Ba, V, Ge, Sc, Tl, Cd, Ga, Hf, In, Re, Ru, Rh, Pd, Br, J, N, Ar, He, Ne, Kr, Xe, короткоживущие актиноиды (порядка 100% от суммы кларков)

Добавим, что поведение элементов в других образованиях литосферы имеет свои отличия. Так, в осадочных породах Na, K, S значительно чаще встречаются в безминеральном виде, тогда как Mn, В, Sr часто образуют собственные минералы. Среди элементов, легко образующих собственные минералы в пегматитах и гидротермальных жилах, должны быть отмечены очень многие из числа рудообразующих элементов, находящихся в пустых породах в безминеральном виде.

Тем не менее, поскольку изверженные породы, составляя 95% от массы литосферы, занимают в ней превалирующее положение, то особенности поведения в них элементов могут быть признаны характерными и для литосферы в целом. Действительно, доля участия осадочных пород в строении литосферы составляет всего 5%, а на долю постмагматических образований, с достаточно резкими отличиями в поведении в них элементов, приходится, по существу, ничтожное количество массы, определяемое долями процента.

Если произвести необходимые количественные подсчеты, то окажется, что в безминеральном состоянии в литосфере находится всего 1,3—1,4% от всей ее массы. Эта цифра, малая по абсолютному значению, во много раз превышает кларки большинства отдельно

взятых элементов и в несколько десятков раз больше суммы кларков упомянутых десяти промышленно важных металлических элементов. Поэтому рассматриваемый безминеральный вид существования элементов приобретает особое значение. В частности этим объясняется необходимость использования специфических приемов при анализе геохимических проб.

Что касается причин безминерального существования, то их надо связывать в первую очередь с проявлением химического закона действующих масс. Как известно, в силу этого закона часть исходных веществ — в нашем случае простых веществ в атомарно-молекулярном состоянии — всегда остается непрореагировавшей при химических взаимодействиях в силу замедления скорости прямых реакций образования минералов (по мере уменьшения концентраций исходных веществ) и ускорения обратных реакций диссоциации образующихся комплексов на простые исходные вещества (по мере увеличения концентраций продуктов реакции). Закон справедлив для замкнутых реакционных пространств и, безусловно, может быть распространен на литосферу, практически отвечающую этому требованию. То, что различные элементы по-разному проявляются в минеральном и безминеральном состоянии, очевидно, стоит в прямой связи, с одной стороны, с начальными концентрациями, определяемыми кларками, и, с другой, с физико-химическими особенностями элементов как таковых, определяющими различные значения констант равновесия для тех или иных реакций минералообразования.

Будем называть рассеянным такое существование элемента в природе, безразлично в минеральном или безминеральном виде, при котором его содержания в представительных пробах исследуемого материала, с учетом неизбежных флюктуаций, являются кларковыми (или принимаются за таковые). Наиболее характерными примерами надо считать первичное рассеяние в неизменных горных породах. Опыт показывает, что в подобном рассеянном состоянии в природе находится громадное количество металлов. Это положение иллюстрируется в табл. 6 на примере некоторых металлов.

Будем называть концентрированным такое существование элемента, когда содержания его превосходят региональные или местные кларки (с учетом их неизбежных флюктуаций). В качестве показателя степени концентрации А. Е. Ферсманом введено очень удобное понятие кларка концентрации. Под этим понимается отношение содержания данного элемента в данном материале к региональному или местному кларку того же элемента в том же материале. Наиболее характерными примерами природных концентраций являются месторождения полезных ископаемых, где кларки концентраций для большинства мало распространенных металлических элементов достигают очень больших значений. Для сравнения укажем, что для широко распространенных элементов кларки концентрации в их месторождениях оказываются небольшими. Так, для кремния в кварцевых жилах кларк концентрации равняется 1,6; для алюминия в бокситовых месторождениях — 4; для железа в магнетитовых — 14; наоборот,



для элементов, мало распространенных (олова, сурьмы, золота и т. п.), кларки концентрации — сотни, тысячи и более. Таким образом, кларки концентрации элементов в месторождениях имеют со средними содержаниями (кларками) их в литосфере обратную связь.

ТАБЛИЦА 6

Металл	Кларк в литосфере, по А. П. Виноградову [1950], вес. %	Запас в 1 км ³ литосферы	Размер месторождения
Железо	5,1	142 млн. т	Среднее
Медь	$1 \cdot 10^{-2}$	279 млн. т	»
Свинец	$1,6 \cdot 10^{-3}$	45 тыс. т	Мелкое
Цинк	$5 \cdot 10^{-3}$	140 тыс. т	»
Никель	$8 \cdot 10^{-3}$	224 тыс. т	Среднее
Кобальт	$3 \cdot 10^{-3}$	83,5 тыс. т	Уникальное
Олово	$4 \cdot 10^{-3}$	112 тыс. т	Крупное
Вольфрам	$1 \cdot 10^{-4}$	2,8 тыс. т	Мелкое
Молибден	$3 \cdot 10^{-4}$	8,4 тыс. т	»
Ртуть	$7 \cdot 10^{-6}$	195 т	»
Золото	$5 \cdot 10^{-7}$	14 т	Среднее

Примечание. Масса 1 км³ литосферы принимается равной 2,79 млрд. т.

Абсолютные цифры запасов тех или иных металлов в их месторождениях в ряде случаев могут достигать больших значений, однако в сравнении с запасами металлов, находящимися в рассеянии, даже всеземные (глобальные) запасы, сконцентрированные в рудах, оказываются исчезающе малыми. Это положение иллюстрируется в табл. 7.

Из табл. 7 следует, что суммарные запасы по большинству практически важных элементов, сосредоточенные в месторождениях, действительно составляют весьма ничтожные доли — $n \cdot (10^{-4} \div 10^{-3})$ и до $1,5 \cdot 10^{-1}\%$ от запасов этих же элементов, рассеянных в породах. Интересные цифры в пользу сказанного можно привести на основании открытий, сделанных в последнее время. Так, на океаническом дне установлены скопления конкреций железа, марганца и других металлов, причем по железу запасы этих скоплений оцениваются сотнями миллиардов тонн. Безусловно, в абсолютном смысле это большая цифра, однако она составляет не более 5% от запасов железа в однометровом (по мощности) слое континентальной коры. Если принять во внимание безусловную геологическую продолжительность времени накопления конкреций, в течение которого менялся весь лик Земли, эта цифра выглядит ничтожной.

Как увидим ниже, ореолы рассеяния месторождений, по существу, представляют собою также локальные концентрации во всеобщем поле рассеяния, с кларками концентрации рудообразующих элементов, большими единицы, но уступающими таковым в порождающих их рудных телах. Поэтому есть основания причислить запасы

в ореолах к запасам в месторождениях. В настоящее время нет еще точных данных о запасах в ореолах, однако, основываясь на представлениях об энергии рудообразования (см. ниже), можно приближенно оценить интересующую нас цифру (суммарно с некондиционными рудами). Она оказывается равной 100% от всех запасов в собственно рудных месторождениях. Другими словами, с учетом вышеизложенного можем сказать, что суммарные запасы металлов в промышленных и некондиционных рудах и в ореолах не превосходят $2n$ ($10^{-4} \div 10^{-1}$)% от запасов этих же элементов, рассеянных в породах, т. е. цифру безусловно того же порядка малости, как и приведенные в табл. 7.

ТАБЛИЦА 7

Металлы	Кларк в литосфере, по А. П. Виноградову [1950], вес, %	Запас металлов в земной коре под материками (площ. 149 млн. км ² , глубина 1 км), т		Степень концентрации в месторождениях, %
		рассеянных в породах	концентрированных в месторождениях	
Железо	5,1	$2,1 \cdot 10^{16}$	$4,3 \cdot 10^{12}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$
Медь	$1 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{13}$	$18,2 \cdot 10^9$	$4,3 \cdot 10^{-2}$
Свинец	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{12}$	$10,2 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^{-1}$
Цинк	$5 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{13}$	$11,6 \cdot 10^9$	$5,5 \cdot 10^{-2}$
Никель	$8 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{13}$	$0,6 \cdot 10^9$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Кобальт	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{13}$	$52,5 \cdot 10^6$	$4,4 \cdot 10^{-4}$
Олово	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{13}$	$0,5 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^{-3}$
Вольфрам	$1 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{11}$	$0,1 \cdot 10^9$	$2,4 \cdot 10^{-2}$
Молибден	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{12}$	$0,1 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^{-3}$
Ртуть	$7 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{10}$	$37 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^{-1}$
Золото	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^9$	$3,15 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^{-1}$

Примечание. При исчислении запасов в месторождениях за исходные приняты цифры подсчитанных запасов по И. Г. Магакьяну [1955] для зарубежных стран, с учетом доли СССР пропорционально его площади. Выработанные запасы установлены по разным источникам; возможный прирост запасов, против суммы выработанных и существующих, принят за счет пропущенных месторождений, месторождений со сниженными вдвое кондициями и месторождений глубоких залегающих. В результате приведенные в таблице цифры запасов элементов превышают запасы, учтенные на 1955 г., в 40—250 раз по разным металлам.

Таким образом, несомненно, что для металлических, рудообразующих элементов рассеянное состояние является более общим, чем концентрированное; не в меньшей мере это положение справедливо и для породообразующих элементов, поскольку абсолютные цифры кларков концентрации в их собственных месторождениях невелики. Это позволяет говорить о всеобщем рассеянии элементов в литосфере, а ввиду теснейшей связи между литосферой и другими верхними оболочками Земли (гидросферой, атмосферой и биосферой) и в этих последних.

ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ ПОВСЕМИСТНОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДЕ

Причин рассмотренного выше повсеместного рассеянного распространения элементов по крайней мере три, однако они не равнозначны. Так, установлено, что из 88 земных элементов 86 входят в состав метеоритов, а 61 элемент установлен в солнечной атмосфере.

Поскольку Солнце является старейшим членом солнечной системы, а Земля и метеориты, вероятно, связаны с Солнцем генетическими узлами, постольку обосновано предположение, что повсеместное распространение элементов передано Земле (и метеоритному веществу) как наследственное общее свойство. Что касается самой причины этого изначального перемешивания, сопровождавшегося уравниванием концентраций, то ее надлежит усматривать во всеобщей взаимодиффузии элементов в космическое время, совершавшейся в соответствии с основным законом термодинамики. Согласно этому закону замкнутая система, предоставленная самой себе, стремится перейти в состояние равновесия, характеризуемое максимумом энтропии. Этому в химических системах соответствуют состояния с повсюду однообразными концентрациями компонентов. При остывании и кристаллизации начальных расплавов-растворов образовавшиеся из них первичные породы, естественно, оказались многокомпонентными. В последующем историческом развитии Земли эта многокомпонентность была передана литосферой новообразованиям — осадочным породам, гидросфере, атмосфере, биосфере. Таким образом, главнейшей причиной повсеместного распространения элементов в Земле надо считать космическое рассеяние.

Второй причиной, действующей и в настоящее время, надлежит считать миграцию элементов, понимая под этим различные перемещения элементов в пространстве и времени как внутри геосфер, так и между ними. Эти перемещения совершаются под влиянием целого комплекса разнообразных механических, физических, химических, физико-химических, биологических и прочих факторов геологической природы и масштабов как в глубинных, так и в поверхностных условиях. Общим законом, по которому развивается миграция элементов, является стремление атомов, так же как отмечено и выше, прийти в состояние, соответствующее максимуму энтропии их системы. В то же время конкретные пути и частные закономерности миграции определяются целым рядом факторов и условий.

В глубинных условиях массовые перемещения веществ в литосфере имеют место в результате тектоно-магматической деятельности, вулканических излияний, диффузии и инфильтрации веществ под влиянием разности химических потенциалов, возникающих естественно в недрах. В поверхностных условиях перемещения веществ происходят в результате механического сноса водой, льдом, ветром, а также в виде растворов в воде. Большое влияние на миграцию оказывает

жизнедеятельность организмов. В результате химическая многокомпонентность первичных изверженных пород передается как возникающим из них вторичным (осадочным) породам, так и гидросфере, биосфере и атмосфере.

Третьей причиной надо считать естественные и вызванные реакции радиоактивного распада [Ранкама, 1956]. Именно в результате естественных реакций на месте таких элементов, как уран, торий, актиноуран, калий, рубидий и другие, в каждый момент времени образуются изотопы свинца, гелий, аргон, кальций, стронций и другие элементы. В то же время, благодаря ядерным реакциям земного вещества с гамма-лучами и альфа-частицами, протонами, нейтронами и мезонами, возникающими в земных условиях или приносимыми из космоса, происходят новообразования элементов, преимущественно в виде легких атомов, с массовыми числами до 30—40, а при делении тяжелых ядер — от 80 до 140. В результате процессов радиоактивного распада во всех верхних геосферах непрерывно создавались и создаются сейчас из одних элементов другие. Это, безусловно, способствует наблюдающемуся в природе рассеянному состоянию элементов.

Вместе с тем следует подчеркнуть, что как следствие особенностей миграции, а также законов естественного радиоактивного распада элементов, на отдельных участках литосферы, с течением времени, естественным путем создаются устойчивые своеобразные геохимические ассоциации элементов [Ферсман, 1955]. Эти ассоциации характеризуются качественно-количественными особенностями и содержат в себе элементы, связанные либо общностью путей и судеб при миграции (по причинам сходства определенных физико-химических особенностей), либо генетическими узлами (по причинам принадлежности к определенным радиоактивным семействам). Они проявляются на больших или меньших участках земной коры, обуславливая существование геохимических провинций. Наиболее геологически важные геохимические ассоциации — это присущие изверженным горным породам. Их общие особенности приведены в статье А. П. Виноградова [1962].

Исключительное практическое значение имеют ассоциации, свойственные месторождениям полезных ископаемых. Поскольку на участках этих последних кларки концентрации рудообразующих элементов всегда больше единицы, то месторождения полезных ископаемых необходимо рассматривать как положительные аномалии во всеобщем геохимическом поле рассеяния элементов, возникающие в результате действия разнообразных сил, внешних по отношению к полю рассеяния. Подобный подход позволяет применить физико-математический анализ в вопросе оценки закономерностей распределения в земной коре рудных запасов, различных по содержанию, о чем сказано ниже.

ОСОБЕННОСТИ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ МИГРАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДЕ

Миграция элементов в природе, в результате которой разрушаются сложившиеся и возникают новые геологические образования, представляет собой весьма многообразный процесс, рассмотрение которого в полном объеме не входит в нашу задачу. Здесь внимание будет сосредоточено лишь на отдельных вопросах этой большой проблемы, выяснение которых имеет особое значение с точки зрения прикладной геохимии. При этом будут рассмотрены некоторые особенности миграции элементов как в глубинных, так и в поверхностных условиях.

Глубинная миграция земного вещества, прямым образом связанная с тектоно-магматической деятельностью и приводящая к возникновению любых интрузивных пород, различных жильных (дайковых) образований и вулканических лавовых потоков, покровов и т. п., по А. Е. Ферсману, определяется шестью главными факторами миграции — тремя внутреннего и тремя внешнего характера по отношению к атомам

Среди внутренних факторов выделяются способность атомов к созданию кристаллохимических решеток, определяемая в первую очередь размерами атомных и ионных радиусов; способность атомов к химическим взаимодействиям, характеризующаяся в первую очередь сродством с галоидами, кислородом и серой; физические особенности элементарных веществ (температуры плавления и кипения, растворимость, плотность и т. п.). Из внешних факторов миграции особое значение придается характеру остывания магмы и эволюции ее свойств при этом, в частности, вязкости магмы; тектоно-геологической обстановке в поле миграции; диффузионной особенностью магмы и ее продуктов и проницаемости вмещающих ее пород.

Очевидно, элементы, связанные общностью атомных внутренних факторов миграции и находящиеся в одинаковых внешних условиях, будут перемещаться в Земле совместно и образовывать, таким образом, естественные геохимические ассоциации элементов магматогенного характера.

Одним из важнейших следствий глубинной миграции элементов является образование постмагматических рудных месторождений. О том, что миграции элементов в этом процессе принадлежит основная роль, говорят не только заключения, основанные на полевом изучении конечных продуктов миграции — рудных месторождений, но и следующее теоретическое соображение, имеющее общее значение. Согласно А. А. Саукову [1951], «Любое представление об образовании земной коры допускает наличие таких моментов в истории жизни Земли, когда вещество земной коры все или в значительной своей части находилось в расплавленном состоянии. При этом, все элементы были смешаны в количествах, близких к их среднему содержанию в земной коре, их кларку». В то же время содержания элемен-

тов в их рудах значительно превышают кларки этих же элементов. В условиях тесного смешения всех элементов в первоначальном исходном материале любое обособление тех или иных элементов внутри подобной среды немыслимо без перемещения (миграции) одних элементов в зону обособления, других — из этой зоны. Таким образом, рудные месторождения нужно рассматривать как продукты специфических видов миграции элементов.

Существенное геохимическое значение, особенно важное с точки зрения образования ореолов первичного рассеяния постмагматических месторождений, имеет глубинная миграция вещества инфильтрационным и диффузионным путями. При этом, под инфильтрацией (просачиванием) понимается проникновение раствора в целом, т. е. одновременно и растворителя и растворенных в нём веществ, под действием внутреннего давления самого раствора. Под диффузией понимается перемещение только растворенного вещества относительно растворителя под действием прежде всего разности концентраций, а в отдельных случаях — разности температуры или давления. Инфильтрация происходит вдоль по ослабленным (но отнюдь не открытым) зонам; диффузия осуществляется главным образом через пленочную и поровую влагу пород, а также через дефекты кристаллических решеток и самые решетки.

Существо инфильтрации и происходящего при этом инфильтрационного эффекта, приводящего к разделению растворенных веществ, описаны Д. С. Коржинским [1947], Р. Маккеем [MacKay, 1946], Л. Н. Овчинниковым и В. Г. Максеновым [1949].

Практические материалы по диффузии через поровые воды и в твердом состоянии через решетки приведены Д. С. Коржинским [1952, 1955], Р. Бэррером [1948], И. Бугге [Bugge, 1945]. Согласно данным последнего, коэффициенты диффузии в твердых породах хотя и не велики, но конечны и значительно возрастают с ростом температуры. Особенный скачок в скорости диффузии наступает при достижении критической температуры, равной 0,6—0,9 температуры плавления пород и даже 0,3 от этой величины; последнее имеет место при наличии катализаторов, например, углекислых солей натрия. Таким образом, не должно возникать сомнений в возможности образования ореолов в результате диффузии внутри пород. Заметим, что геологическая значимость диффузии в породах в твердом состоянии принимается школой гранитизаторов.

Приведем теоретические сведения о диффузии в водной среде по Н. А. Изгарышеву и С. В. Горбачеву [1951].

Согласно диссоциационной теории большинство веществ, в том числе неорганические соли металлов, при растворении в воде распадаются на ионы; согласно гидратационной теории эти ионы образуют с водой прочные соединения, называемые гидратными комплексами. При этом ион элемента находится внутри комплекса, а молекулы воды образуют его внешнюю гидратную оболочку.

Поперечный размер молекулы воды велик ($3,26 \text{ \AA}$) и значительно превосходит поперечники большинства ионов; молекулярный вес

воды равняется 18 и является заметной величиной. Поэтому возникновение у иона гидратационной оболочки ведет к существенным увеличениям как его поперечного размера, так и эффективной массы по сравнению с соответствующими значениями для исходного иона, что и должно приниматься во внимание при рассмотрении движения в растворе. Два фактора, при прочих равных условиях, определяют скорость движения тела в реальной газообразной и жидкой среде: площадь поперечного сечения и масса тела. Скорость движения тем ниже, чем больше поперечное сечение и чем больше значение корня квадратного из величины массы. Отсюда следует, что скорость гидратированного иона будет всегда ниже, чем теоретическая скорость иона негидратированного, а два разных иона одинаковых исходных масс тем больше будут отличаться по скорости при их гидратации, чем больше будет разница в их гидратных оболочках.

По существующим воззрениям силы, удерживающие молекулы воды в гидратной оболочке вокруг иона, — электростатической природы. Они возникают в результате взаимодействия заряда иона с электрически полярными молекулами воды. Взаимодействие тем сильнее, а сфера влияния иона тем больше, чем больше так называемый ионный потенциал

$$P_i = \frac{e_i}{r_i}, \quad (1)$$

где e_i — заряд иона; r_i — его ионный радиус.

Следовательно, чем выше ионный потенциал исходного иона, тем больше будет его гидратационная оболочка и тем меньше будет реальная скорость образовавшегося гидратного комплекса.

К сожалению, по малочисленным опытным данным о реальных подвижностях ионов всех элементов трудно сделать бесспорные выводы для практики. Тем не менее, для общей ориентировки могут быть использованы материалы прил. 4, а некоторые цифры, согласно Н. А. Изгарышеву и С. В. Горбачеву [1951], даются в табл. 8.

Из данных таблицы можно сделать следующие выводы.

1. Энергия гидратации в целом тем выше, чем больше потенциал иона. Так как эта энергия определяет собою объем и массу гидратной оболочки, то последние характеристики также находятся в прямой зависимости от ионного потенциала.

2. Скорости перемещения гидратированных ионов в растворах находятся в обратном отношении с их поперечными размерами и массами; следовательно, подвижности гидратированных ионов тем меньше, чем выше их исходные ионные потенциалы.

3. Закономерная зависимость подвижности от ионного потенциала в простейшем виде особенно отчетливо проявляется на элементах, принадлежащих к одновалентным группам периодической системы Менделеева (например, на группе щелочных металлов, на группе галоидов). Эта зависимость теряет непрерывность и испытывает разрывы при переходе к другим группам, содержащим многовалентные элементы.

ТАБЛИЦА 8

Ион	Атомный вес	Исходный радиус иона, Å	Ионный потенциал	Энергия гидратации, ккал/г-ион	Абсолютная скорость гидратированного иона (10^{-6} см/сек в поле 1 в/см)	Относительные скорости
Li ⁺	6,94	0,78	1,3	136,0	344	1
Na ⁺	22,99	0,98	1,02	114,0	456	1,33
K ⁺	39,10	1,33	0,75	94,0	665	1,93
Rb ⁺	85,48	1,49	0,67	87,0	684	1,99
Cs ⁺	132,91	1,65	0,61	80,0	698	2,03
F ⁻	19,00	1,33	0,75	97,0	483	1,0
Cl ⁻	35,46	1,81	0,55	65,0	676	1,40
Br ⁻	79,92	1,96	0,51	57,0	697	1,44
I ⁻	126,91	2,20	0,45	47,0	685	1,42
Be ²⁺	9,01	0,34	5,9	608	—	—
Ni ²⁺	58,69	0,78	2,6	516	—	—
Co ²⁺	58,94	0,82	2,4	504	—	—
Cu ²⁺	63,54	0,83	2,4	536	—	—
Zn ²⁺	65,38	0,83	2,4	528	484	—
Cd ²⁺	112,41	1,03	1,9	462	476	—
Ba ²⁺	137,36	1,43	1,4	348	569	—
Al ³⁺	26,98	0,57	5,26	1149	—	—
La ³⁺	138,92	1,22	2,47	768	—	—
Th ⁴⁺	232,05	1,10	3,64	1540	—	—

Представляет интерес поведение многовалентных элементов (U, Mo, As, Sb и др.), обладающих высокими исходными ионными потенциалами (5,9—11,0). Очевидно, благодаря этому они еще до гидратации существуют в виде сложных комплексных ионов. Особенно в этом отношении показательны шестивалентные U и Mo, образующие с кислородом соответственно двухвалентные катионы — уранил UO_2^{2+} и молибденил MoO_2^{2+} [Липилина, 1959; Бусев, 1962].

Детальные исследования, проведенные над уранилом показали, что этот катион имеет небольшой ионный потенциал (порядка 1,5) и гидратируется всего шестью молекулами воды. То же самое можно сказать по аналогии в отношении молибденила. Поскольку размеры гидратированных уранила и молибденила практически одинаковы, отношение их реальных скоростей определится обратной величиной отношения корней квадратных из их эффективных масс. Элементарный расчет показывает, что скорость молибденила должна быть на 25—30% выше скорости уранила, а скорости того и другого, по близости ионных потенциалов, должны быть соизмеримы со скоростью

движения Rb^{2+} . Мышьяк и сурьма, по-видимому, должны также иметь относительно высокие подвижности.

Все приведенные соображения в полной мере относятся к диффузии в водной среде. Инфильтрация через водонасыщенную полупроницаемую преграду отличается от диффузии компонентов через ту же преграду только тем, что в первом случае имеет место движение уносящего потока. Поэтому установленные общие закономерности, определяющие подвижности гидратированных ионов при диффузии, могут быть перенесены и на явления инфильтрации. Подчеркивается, что сказанное имеет отношение к процессам в водной среде, когда температура ниже критической. В противном случае необходимо ожидать нарушений в изложенной простой схеме.

Указанные особенности поведения элементов при диффузии и инфильтрации являются важными для понимания зонального распределения элементов в ореолах первичного рассеяния постмагматических месторождений.

В условиях земной поверхности перемещения совершаются поразному и весьма энергично. Показателем грандиозности этих перемещений служат геологические масштабы масс осадочных пород литосферы. Чтобы понять образование ореолов и потоков вторичного рассеяния, рассмотрим миграцию более подробно.

Миграция вещества в поверхностных условиях Земли предвзается выветриванием. Под выветриванием понимают процесс, который вызывает изменения геологических, петрографических, физических и химических особенностей глубинных образований, после того как они оказываются выведенными на поверхность; зона, охваченная выветриванием, носит название коры выветривания.

Причины выветривания по своей природе различны и могут быть подразделены на физические, химические и биохимические.

Физическое выветривание (сезонные и суточные колебания температуры, замерзание и оттаивание воды, перемещение воздушных, водных и ледяных масс и т. д.) вызывает внутри геологических образований знакопеременные механические усилия, в результате чего монолитность любых пород нарушается и они превращаются в совокупность глыбовых развалов, щебень, древесу, полиминеральные пески и в незначительном количестве — в переизмельченный илистый материал. Каких-либо существенных изменений в химическом составе, равно как и в видах и формах существования элементов, выветривающийся материал не испытывает.

Химическое выветривание (влияние кислорода и углекислоты воздуха, воды, природных неорганических и органических кислот и др.) вызывает в породах, подвергающихся его воздействию, значительные химические превращения. Так как эти превращения зависят от химизма исходных пород, то рассмотрим этот вопрос в общем виде, предполагая, что геологический субстрат представлен алюмосиликатными породами, относящимися к числу наиболее распространенных. Химический состав этих пород может быть приравнен, с приближением достаточным для наших целей, к среднему составу лито-

сферы (химическому и минералогическому), охарактеризованному выше.

Химическое выветривание монолитных пород подобного состава приводит к разложению всех алюмосиликатных (полевшпатов и слюд) и железо-магнезиальных минералов, составляющих порядка 80% по массе от исходной породы, с возникновением на месте их рыхлого, более объемистого, существенно глинистого материала, состоящего из водных алюмосиликатных минералов и коллоидов; железо и марганец из состава исходных минералов образуют гидроокисные соединения, рассеянные в глинистом материале. Кварц и некоторые акцессорные рудные минералы (магнетит, рутил, циркон и т. п.) выдерживают химическое выветривание и сохраняются в массе глинистых новообразований. К химическому составу исходной породы добавляется некоторое количество воды, кислорода и углекислоты. Большая часть Са, Mg, Na, K, ранее входивших в состав первичных минералов, связывается с углекислотой и наряду с частью кремнекислоты (из количества, входившего в алюмосиликаты) переходит в водорастворимое состояние.

Микроэлементы исходной породы также подвергаются изменению. Часть из них входит в решетки образующихся глинистых минералов [Петров, Лизунов, 1946], часть сорбируется ими, часть переходит в водные растворы. В целом при химическом выветривании происходит резкое изменение видов и форм существования элементов в блоке.

Водная растворимость элементов определяется факторами внутреннего и внешнего (относительно элемента) порядка. К внутренним факторам относятся физико-химические особенности атомов и ионов данного элемента и тип химического соединения, в виде которого находится элемент. К внешним факторам относятся следующие показатели раствора: кислотность (концентрация водородных ионов рН); окислительно-восстановительный потенциал Eh; состав сообщества ионов; температура и давление; химизм и степень дисперсности омываемых раствором пород и др.

Среди внутренних факторов наибольшее значение имеет ионный потенциал, что было отмечено еще Гольдшмидтом. Согласно ему, наиболее способны переходить в растворы и удерживаться в растворах независимо от их кислотности, одно- и двухвалентные, щелочные, и щелочноземельные металлы, с малыми значениями ионных потенциалов (меньше 2,4). Трехвалентные, а также многовалентные элементы, обладающие большими значениями ионных потенциалов, требуют для своего перехода и удержания в растворах особых внешних условий.

Среди внешних факторов растворимости первостепенными являются кислотность рН и окислительно-восстановительный потенциал Eh.

По кислотности, определяемой рН, различают растворы кислые (рН меньше 6,5), нейтральные (рН в пределах 6,5—7,5) и щелочные (рН больше 7,5). Как правило, многие металлы-катинообразователи (Cu, Zn, Mn, Co, Fe) в условиях кислой среды более растворимы

и подвижны, тогда как многие анионообразователи (V, Mo, W) менее растворимы и малоподвижны. Отметим, что процессы преобразования, растворения и миграции тяжелых металлов в условиях зоны окисления сульфидных месторождений облегчаются и ускоряются в присутствии свободной серной кислоты, особенно легко возникающей при наличии в рудах пирита.

По окислительно-восстановительным условиям, определяемым Eh, различают окислительную (Eh выше 0,1 и до 0,6—0,7), восстановительную без H₂S (Eh ниже +0,4 и до 0) и восстановительную с H₂S (Eh ниже 0) обстановки.

Геохимические особенности окислительной обстановки связываются с присутствием в воде свободного кислорода; значительно реже в роли окислителя выступает Fe₂(SO₄)₃, что отмечается для окисляющихся сульфидных месторождений. Окислительная обстановка способствует переходу в раствор Cr, V, S и, наоборот, благоприятствует выпадению в осадок трехвалентного Fe и четырехвалентного Mn.

Геохимические особенности восстановительной без H₂S обстановки связываются с наличием в водах CH₄ и H₂, возникающих в результате микробиологического разложения мертвой органики. В этой обстановке двухвалентные Fe и Mn легко переходят в раствор и мигрируют.

Геохимические особенности восстановительной с H₂S обстановки связываются с наличием в водах сероводорода, возникающего в результате переработки сульфатов особыми бактериями. В этих условиях наблюдается очищение вод от тяжелых металлов (Cu, Zn, Pb, Cd, Fe, Ag), реагирующих с H₂S и выпадающих в осадок в виде новообразований — сульфидов.

Как показали исследования, механический перенос веществ на поверхности Земли не менее чем в 4 раза превышает по массе миграцию веществ в виде растворов. Однако, с позиций геохимии, последний вид миграции представляется не менее важным.

По образному выражению А. И. Перельмана, «вода — кровь ландшафта». Благодаря водной миграции становятся возможными перемещения элементов как по горизонтали, так и по вертикали, многообразные химические реакции веществ в природе, питание растений и т. п.

Коротко говоря, любые элементы и их соединения способны переходить в те или иные водные растворы, в виде которых и возможна их миграция. Однако содержание каждого из компонентов в подобных растворах есть величина переменная, зависящая от совокупного действия различных причин. А. И. Перельман [1961] предложил характеризовать поведение элемента в истинном водном растворе через коэффициент водной миграции

$$K_x = \frac{m_x}{a} \cdot 100 = \frac{m_x}{a} \cdot \frac{100}{n_x} \quad (2)$$

где m_x — содержание данного элемента в растворе, г/л; a — суммарное содержание $\sum m_x$ всех элементов, г/л; n_x — содержание (кларк) элемента в дренируемых породах, вес. %.

Очевидно, что величина K_x будет различной для разных элементов в разных условиях. А. И. Перельман [1961] предлагает все элементы подразделить на группы, в зависимости от значения упомянутого коэффициента водной миграции:

- Элементы очень подвижные. $K_x = n \cdot 10 - n \cdot 100$
- » легкоподвижные. $K_x = n - n \cdot 10$
- » подвижные $K_x = 0, n - n$
- » слабоподвижные и инертные. $K_x = 0, 0n$ и менее

В соответствии с этим составлены ряды подвижностей элементов в различных геолого-географических условиях. Эти ряды позволили А. И. Перельману выявить некоторые общие закономерности, приведенные ниже. Так, согласно А. И. Перельману, в большинстве случаев:

- 1) S, Cl, (Br, J) * — очень подвижные;
- 2) Li, Na, Mg, Ca, Sr, F, В в боратах — легкоподвижные и подвижные.
- 3) K, Si, P, (Rb, Cs, Tl, Ba, В) в силикатах — подвижные и слабоподвижные;
- 4) Al, Ga, Ti, Sc, Y, TR, Th, Zr, Hf, Nb, Ta, W, платиноиды, Sn, In, (Be, Bi, As, Sb, Te) — слабоподвижные и инертные;
- 5) подвижными и слабоподвижными в окислительной и инертными в восстановительной среде являются: V, Cr, Mo, U, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb, (Ge, Re, Ag, Au, Se, Hg);
- 6) подвижными и слабоподвижными в восстановительной (глеевой) и инертными в окислительной среде являются: Fe, Mn, Co.

Формами миграции металлов в истинных растворах, согласно сводке С. А. Брусиловского [1963], являются не столько простые, сколько полимерные ионы, гидроксокомплексы, комплексные соединения с анионами. По его данным микроэлементы мигрируют в виде комплексов с SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Br^- , J^- , F^- , H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} . Одновременно подчеркивается особенная роль гидроксокомплексов, т. е. соединений с OH^- , а также органокомплексов, т. е. солей гуминовых, ульминовых и фульвокислот.

Огромное значение в природе имеют коллоидные растворы, которые, по существу, способны создаваться любыми веществами. Однако практическое значение здесь имеют лишь определенные образования. Так, важное значение придается гумусовым коллоидным растворам, устойчивым в кислой среде, под защитой которых могут существовать золи гидроокисей Fe, Mn, Al и кремнекислоты. Последние же являются ярко выраженными сорбентами. Так, $\text{Fe}(\text{OH})_3$, заряженная положительно в кислых и нейтральных водах, сорбирует и удерживает

* В скобках — дополнения Н. И. Сафронова.

анионы PO_4^{3-} , VO_4^{3-} , AsO_4^{3-} , SO_4^{2-} , Cr, а также Mo; наоборот, окислы Mn, заряженные отрицательно, сорбируют катионы, особенно микрокомпоненты Cu, Zn, Cd, Ni, Co, Ba, Pb, Au, Ag. Этой же способностью отличаются золи и гели гумуса; гель Al_2O_3 сорбирует титан, а гель кремнекислоты и фосфориты — уран. Таким образом, судьба микроэлементов при миграции в поверхностных условиях в большинстве случаев прочно связана с судьбой органических и неорганических коллоидов, что и было отмечено Н. М. Страховым [1960].

Тонкие водные взвеси и мути, переносимые водотоками, играют такую же, как коллоиды, роль при переносе микроэлементов.

Биохимическое выветривание пород вышеуказанного алюмосиликатного состава, причиной чего является жизнедеятельность в самом широком смысле этого слова и, в частности, жизнедеятельность почвенных и грунтовых микроорганизмов, приводит к двойным результатам — к непосредственной миграции части элементов и к возникновению специфических новообразований. Поскольку главное значение в органическом мире принадлежит растительности, ниже рассматривается только этот вид жизнедеятельности. В качестве источников использованы работы В. В. Поликарпочкина и Р. Т. Поликарпочкиной [1964], А. И. Перельмана [1961], А. П. Виноградова [1950], К. Ранкама и Т. Сахама [1955], В. И. Вернадского [1960] и др.

Как уже отмечалось, химический состав биосферы многокомпонентный, он закономерно связан с минеральным субстратом. Эту связь применительно к каждому элементу выражают через коэффициент биологического накопления.

По А. И. Перельману, коэффициент биологического накопления

$$A_x = \frac{l_x}{n_x}, \quad (3)$$

где l_x — содержание данного элемента в золе растения, вес. %; n_x — то же, в породе или почве, на которой собрана растительность, вес. %.

Элементы P, S, Cl, в меньшей степени Ca, K, Mg, Na, Sr, B, Zn, As, Mo, F, Mn и реже Cu, Ni, Co обладают в целом показателем A_x больше единицы. Эти элементы относятся к биологически накапливаемым. Для элементов Si, Fe, Ba, Al, TR, Sn, Zr, Nb, Ta, платиноидов показатель A_x меньше единицы. Эти элементы в растительности не накапливаются. В то же время известны виды растительности, избирательно накапливающие элементы до содержаний, превосходящих средние содержания в других растениях во многие десятки раз.

Пути, которыми элементы проникают в растительность, различны. Так, кислород, водород и углерод поступают в растения из атмосферы и грунтовой воды, в конечном итоге имеющей также атмосферное происхождение. Атмосферное происхождение имеет и азот, предварительно связываемый грозowymi разрядами и деятельностью нитробактерий в формы, усваиваемые растительностью. Все другие элементы усваиваются растительностью из подстилающего геологического субстрата; они называются элементами минерального питания.

Биоусвоение элементов минерального питания происходит в результате двойного извлечения — как непосредственно из породы, так и из водных растворов. Примером первого может служить произрастание лишайников на голых гранитных скалах. Живое вещество выделяет некоторые органические кислоты (типа яблочной, лимонной, щавелевой и др.), ферменты, углеводы и другие органические соединения, непосредственно воздействующие на отдельные минералы (в частности, на алюмосиликаты), разлагающие их и переводящие химические элементы их состава в раствор. Однако в целом непосредственно минеральная форма нахождения элементов в геологическом субстрате оказывается малодоступной для растений. Подавляющую часть элементов из группы минерального питания растения получают из водных природных (грунтовых, почвенных) растворов. Убедительным доказательством существования подобного рода питания растений и его достаточности для нормального развития являются успехи гидропоники — одного из достижений агротехнической науки.

Таким образом, самый факт жизнедеятельности приводит к определенному перемещению известной части элементов — некоторых из атмосферы, большинства — из геологического субстрата в живые организмы с соответствующим (небольшим) уменьшением содержания в субстрате.

Важнейшим новообразованием, обязанным жизнедеятельности, является почва. Почвой называют самый верхний покров земной коры, обычно очень тонкий (до 1—2 м мощностью), вовлеченный в биокруговорот элементов. Характернейшей составной частью почв является гумус. Гумус по химизму весьма сложное образование и включает в себя высокомолекулярные органические кислоты (гуминовую, ульминовую, фульвокислоты) и их металлические соли, в первую очередь щелочных и щелочноземельных металлов, а также многих из рудообразующих элементов. Гуматы некоторых металлов (например, меди) плохо растворимы, с чем связана недостаточность этих элементов в гумусе, в ряде случаев приводящая к болезням растений.

Образование гумуса происходит за счет переработки микроорганизмами отмерших остатков растительных и частично животных организмов. Аналогично происхождение торфа и сапропеля; в образовании последнего главная роль принадлежит остаткам простейших и планктонных организмов.

Помимо гумуса в состав почв входит минеральное вещество. Однако и оно подвергается значительной переработке за счет жизнедеятельности микроорганизмов. Так, установлено существование силикатных бактерий, способных к разложению первичных силикатов, с одновременным образованием опала, глинистых минералов и минерализованных растворов; сульфобактерий, деятельность которых приводит к образованию в почвах сероводорода, и других микроорганизмов, обогащающих почвенный воздух углекислотой, метаном и т. п.

Характерной особенностью почв как в целом, так и гумуса является их коллоидальное строение, обуславливающее высокую сорбционную способность этих образований по отношению к катионам.

Формы существования микроэлементов в почвах весьма многообразны (собственные минералы, примеси в минералах чуждого состава, растворы в почвенной влаге, сорбенты в почвенных коллоидах, металлоорганические соединения в живых и мертвых организмах). Некоторые формы (водные растворы, частично сорбенты) обеспечивают легкую подвижность микроэлементов в почвах, откуда они и поступают в растения.

Однако эта подвижная составляющая не велика (в большинстве случаев по массе не более 10%), и, таким образом, большая часть микроэлементов довольно прочно фиксируется в почвах.

При установившемся процессе в системе почва — растительность создается некоторое динамическое равновесие, когда уход микроэлементов из почвы и подпочвенных горизонтов в растительность восполняется поступлением их в почву с отмирающими организмами. Поскольку почвы тесно связаны по химизму с почвообразующими породами, а растительность связана аналогичным образом с почвами, то в результате создается взаимосвязанный комплекс, характеризующийся геохимической общностью. Вместе с тем, развитые почвы по содержанию микроэлементов всегда закономерно отличаются от почвообразующих пород. Особенное значение имеет прогрессирующий вынос из почв щелочноземельных и тяжелых металлов. При этом разница в содержаниях между почвой и подпочвой выражена значительно резче разницы между подпочвой и исходными породами. Лишь молодые почвы очень близко отображают состав материнских пород. Тем не менее главные особенности почвообразующих пород, например богатство кислых пород Li, Rb, Cs, их бедность Ni, Co, Cu, Sr и обратные зависимости для базитов и гипербазитов, передаются, в общих чертах, образующимся на них почвам.

Итак, в конечном итоге, в результате воздействий на монолитные геологические образования агентов выветривания возникают различные вторичные продукты, притом в состоянии, благоприятствующем их перемещению, т. е. можно сказать, что в результате выветривания создаются условия для миграции химических элементов.

Самая миграция в условиях поверхности Земли происходит многими путями и в многообразных формах. Среди этих путей наиболее известным является перемещение рыхлых продуктов непосредственно под действием силы тяжести по склонам, движущей силой воды, ветра, ледников. Наибольшие массы вещества перемещаются движущей силой воды.

Мощность литосферы, охваченная в каждый данный момент времени выветриванием и сопровождающим его перемещением вещества, не велика, однако эти процессы развиваются на площади всей суши и, кроме того, динамически взаимосвязаны, так что денудированная (мигрирующая) часть незамедлительно восстанавливается силами

выветривания. В результате за геологические периоды времени в бассейнах накопления образуются мощные пласты осадочных пород — продуктов выветривания перемещенных и седиментированных тем или иным путем. Одновременно на континентах как промежуточная стадия в этом большом и длительном процессе образуются современные рыхлые отложения (делювиальные, коллювиальные, пролювиальные, аллювиальные, флювиогляциальные, моренные, эоловые), почвы, растительность, растворы в грунтовых и поверхностных водах, пары и газы в приповерхностной атмосфере.

Геологические процессы на поверхности Земли действуют в направлении разрушения сложившихся в коренном залегании ассоциаций пород, руд, минералов и элементов, с последующим их смещением, по крайней мере в части металлических элементов, для которых важнейшими источниками добычи служат коренные месторождения. Примером этого может служить химическое выветривание сульфидных месторождений меди, цинка, никеля и других металлов, от присутствия которых практически освобождаются даже одновременно образующиеся из тех же первичных сульфидов бурожелезняковые шляпы. Возникновение в благоприятных условиях местных концентраций элементов, в общем балансе их миграций, имеет место (как, например, осаждение меди, никеля на известняках, образование конкреционных скоплений железа, марганца и других металлов на морском дне и т. п.), однако это возникновение играет, как мы видели, подчиненную роль.

В последнее время особенности поведения элементов в поверхностных зонах Земли рассматриваются с точки зрения учения о ландшафтах. Как известно, В. И. Вернадский неоднократно подчеркивал большое влияние жизнедеятельности, в широком смысле этого слова, на историю развития верхних оболочек Земли (литосферы, гидросферы и атмосферы). На этом основании он и выделил биосферу, как такую непрерывную гетерогенную оболочку, которая охватывается теми или иными проявлениями жизни. По представлениям В. И. Вернадского, биосфера включает в себя тропосферу, большую часть гидросферы и верхние этажи литосферы; ее мощность оценивалась им в несколько километров. Вся практическая деятельность человека протекает в биосфере.

Характернейшей геолого-геохимической особенностью биосферы В. И. Вернадский [1954] считал энергичную миграцию, круговорот элементов в ее пределах, причем решающую роль приписывал жизнедеятельности. В. И. Вернадский подчеркивал, что состав биосферы в различных местах не одинаков, так как тесно связан с геологическим строением местности. В связи с этим он призывал к количественному изучению состава биосферы, в чем видел один из путей нахождения месторождений полезных ископаемых, с их концентрацией и рассеянием. Одновременно он обращал внимание на несомненное существование в этой области далеко идущих закономерностей. Последующее развитие прикладной геохимии и результаты ее практического приложения вполне подтвердили оба основных положения

В. И. Вернадского [1954], касающихся биосферы, — энергичную миграцию элементов и существование закономерных связей между концентрациями и рассеянием элементов в ее пределах.

В пределах биосферы могут быть выделены отдельные участки, характеризующиеся взаимосвязанностью отдельных компонентов биосферы. Эти участки получили название биогенных ландшафтов. Подобные ландшафты имеют в природе преобладающее значение, поэтому ниже только они и рассматриваются. Ландшафты абиогенные, т. е. лишённые жизнепроявлений, в которых миграция элементов осуществляется в силу причин физического, физико-химического или химического порядков (ландшафты голых скал, вечных снегов и ледников, действующих вулканов), не рассматриваются вовсе как нехарактерные для большинства горнопромышленных районов и не являющиеся ареной геохимических поисков.

Ландшафт представляет собою одно из основных понятий физической географии, откуда этот термин и заимствован геологическими науками, в силу его удобства.

Под ландшафтом в физической географии понимается однородный участок поверхности суши, окаймленный естественными границами, в пределах которых природные компоненты (горные породы, рельеф, климат, воды, почвы, растительность, животный мир) образуют взаимосвязанное и взаимообусловленное единство.

Отличительной особенностью ландшафта является то, что при единообразии геологического строения и гидрогеологических условий, в пределах одной и той же географической зоны, при сходных климатических условиях и одинаковой истории формирования возникает строго определенный комплекс форм рельефа, растительности, почв, животного мира и т. п. Ландшафт непрерывно изменяется, никогда не повторяя однажды пройденного пути. Движущими силами развития являются как внутренние причины, так и внешние факторы (климатические, геоморфологические и др.). Основание учения о географических ландшафтах принадлежит В. В. Докучаеву, в дальнейшем оно было развито Л. С. Бергом, Б. Б. Польновым, В. Н. Сукачевым и др.

Приложение идей ландшафтоведения к области геохимии было осуществлено А. И. Перельманом [1961]. Под геохимическим ландшафтом понимается однородный участок поверхности Земли в пределах которого химизм слагающих ландшафт образований (горных пород, коры их выветривания, почв, природных грунтовых и поверхностных вод, почвенного и приповерхностного воздуха, растительности и животного мира) является взаимосвязанным и взаимообусловленным. Эта геохимическая взаимосвязанность и взаимообусловленность есть следствие разносторонней миграции атомов элементов в ландшафте; главной причиной, определяющей интенсивность этой миграции, является климатический фактор, иначе гидротермический режим — осадки + солнечное тепло, свойственные ландшафту.

Геохимический ландшафт, развивающийся в данных физико-географических условиях, на данной же породе, носит название элементарного. Размеры элементарного ландшафта по поверхности самые

различные. По вертикали в границы ландшафта включают приповерхностный слой атмосферы, в котором наблюдается перенос пыли в пределах ландшафта; почву с растительностью; кору выветривания; верхний активный горизонт грунтовых вод. Таким образом, мощность элементарного ландшафта оказывается величиной переменной, заключенной в пределах от десятков сантиметров (в тундрах) и до десятков — первых сотен метров (в тропиках).

Внутри каждого элементарного ландшафта различают автономный ландшафт, развивающийся на водораздельных участках, и подчиненные ему — ландшафт подводный (в низинах) и ландшафт промежуточного склона. Всякие изменения в автономном ландшафте влекут за собой изменения в подчиненных.

Формирование ландшафтов с их особенностями происходит в зависимости от трех причин: климата, геологического строения и рельефа, характерных для данного района, при ведущем значении климата. В то же время климат весьма резким образом сказывается на растительности. Поэтому признано рациональным в классификационных целях использовать этот наглядный признак и выделять следующие 4 главные группы ландшафтов: лесные, степные, пустынные и тундровые, с использованием подобной терминологии и в геохимическом аспекте. Дальнейшее, более детальное подразделение ведется по характеру лесов (тропические, таежные), видам степей (черноземные, сухие) и т. п., а также в соответствии с геологическим фундаментом ландшафта (силикатные, карбонатные, дальнепринесенные породы). В результате выделяется весьма большое количество типов элементарных геохимических ландшафтов, каждый со своими особенностями миграции.

Вместе с тем, главным определяющим фактором миграции и предшествующего ей выветривания является гидротермический режим — осадки + солнечное тепло. Если этот фактор выражен слабо, как это, например, имеет место в тундровых ландшафтах, породы и руды подвергнутся главным образом физическому выветриванию с последующим перемещением вещества в виде свалов, обломков, сростков кристаллов, освободившихся минеральных зерен. Лишь только пластинчатые и хрупкие минералы дают небольшое количество переизмельченного илистого материала, способного создавать взвеси и коллоидные растворы.

Наоборот, если гидротермический фактор выражен резко, как это, например, имеет место в ландшафтах тропических лесов, то геологические образования подвергаются химическому выветриванию с коренной переработкой первоначального химико-минералогического состава. В этих условиях на месте первичных пород и руд возникают водные растворы (истинные и коллоидные) и водные минеральные новообразования; миграция элементов здесь происходит по большей части в виде растворов.

В ландшафтах с промежуточными значениями гидротермического фактора наблюдаются оба вида выветривания, а миграция происходит смешанным образом.

В соответствии с подобным многообразием типов выветривания и миграции виды и формы существования элементов в различных образованиях ландшафта также многообразны: собственные первичные и вторичные минералы; твердые растворы в минералах чуждого состава; истинные и коллоидные растворы в грунтовых и поверхностных водах; металлоорганические соединения в растительности; сорбаты в природном поглощающем комплексе и почвах; пары и газообразные продукты в почвенном воздухе. Как правило, изучение рудообразующих элементов в этих видах и формах требует применения особых высокочувствительных приемов исследования, особенно в свете обычно ничтожных содержаний их.

Основная геохимическая особенность верхних геосфер — повсеместное присутствие всех элементов — полностью сохраняет свое значение и для ландшафта. Иными словами, в любой пробе рыхлых поверхностных образований или сформировавшихся осадочных пород, растительности, поверхностной или грунтовой воды — всюду присутствуют все химические элементы, в свойственных им содержаниях. Это повсеместное рассеяние всех элементов составляет собою первичный геохимический фон, на котором проводятся все прикладные исследования в ландшафте. Фоновые содержания отдельных элементов стоят в зависимости от рода опробуемого материала и местных условий, однако же закономерным образом выдерживаются в определенных пределах на больших площадях. Так, из сравнения средних содержаний элементов в почвах и рыхлых осадочных породах с содержаниями этих же элементов в изверженных породах следует несомненная близость сравниваемых цифр. По В. И. Вернадскому и А. П. Виноградову, химический состав различных систематических подразделений растений настолько специфичен и выдержан, что может служить основой для их классификации. Геохимические особенности природных вод сохраняют постоянство в пределах геологически единообразных площадей.

Вместе с тем при всех обстоятельствах руды любого состава и ореолы первичного рассеяния месторождений этих руд в условиях ландшафта теряют свое первоначальное состояние, состав, вид и монолитность и так же, как любые геологические тела в ландшафте, дают целый ряд тех или иных новообразований в состоянии, способствующем перемещению, миграции вещества. Это же последнее влечет за собою передачу геохимических особенностей рудных материалов всем природным компонентам ландшафта — рыхлым покровам, почвам, грунтовым и поверхностным водам, растительности, почвенному и приповерхностному воздуху. В результате при условии присутствия руд в недрах во всех компонентах ландшафта возникнут местные качественно-количественные отклонения от фоновых геохимических характеристик, свойственных безрудным ландшафтам, иначе, появятся геохимические аномалии, генетически связанные с эродирруемыми рудными телами. Подобные геохимические аномалии носят название ореолов вторичного рассеяния месторождений.

РАСЧЕТ ЭНЕРГИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ (ореолообразования)

При изучении ореолов первичного рассеяния месторождений, равно как и полиметаллических руд, всегда возникают трудности при графическом и аналитическом отображении результатов подобного изучения и при сравнительной количественной оценке в единообразных единицах подобных объектов, взятых из различных районов. Трудности проистекают из хорошо известной изменчивой химической многокомпонентности рассматриваемых геологических образований и отсутствия соответствующих объективных единиц измерения. Поэтому необходимо искать способы простого и единообразного выражения составов химически многокомпонентных геологических объектов через единые показатели, свойственные этим объектам. Есть основания полагать, что подобным единым показателем может служить энергетический показатель рудо(ореоло)образования. К этому мы приходим на основании следующих двух простых соображений.

Первое соображение покоится на повседневном горно-геологическом опыте. Действительно, если мы имеем два сорта руды — богатую и бедную, то получение однообразного концентрата из богатой руды будет являться процессом значительно менее энергоемким, нежели получение такого же продукта из руды бедной. Чтобы не впасть в противоречие с законом сохранения энергии, необходимо будет признать, что образование руд в природе, во-первых, происходит с затратами энергии и, во-вторых, эти затраты тем больше, чем богаче руды.

Второе соображение требует предварительных геолого-геохимических и термодинамических обоснований. Основным законом геохимии является повсеместное, в верхних геосферах Земли, рассеянное распространение всех элементов, с единообразно низкими содержаниями. Более того, в этом состоянии пребывает, согласно соответствующим подсчетам для литосферы, близкое к 100% количество масс всех рудообразующих элементов. Причины этого явления изложены выше; здесь лишь подчеркнем, что литосфера, вне зависимости от существующих взглядов на начальное происхождение Земли в целом, вследствие неизбежной самодиффузии элементов пришла в состояние химического равновесия, с практически равномерным распределением элементов, с содержаниями, определяемыми их кларками.

Полную противоположность рассеянному состоянию рудообразующих элементов представляют их концентрации в рудных месторождениях и сопровождающих месторождения ореолах. Как известно, рудные месторождения и их ореолы — это ограниченные по распространности, узкоместные геологические образования, с повышенными, в той или иной степени против средних в литосфере, содержаниями элементов.

Какими бы по происхождению ни являлись рудные месторождения, все они, судя по наблюдаемым геологическим условиям залегания,

В частности по взаимоотношениям с вмещающими и окружающими их горными породами, образовались позже того, как в определенной мере консолидировалась литосфера в целом, с присущим ей внутренним первичным запасом рассеянных рудообразующих элементов. Особенно отчетливо это проявляется для всех эпигенетических месторождений, которые и получили отсюда свое общее название, хотя в широком смысле слова такое положение, бесспорно, относится ко всем без исключения месторождениям. В результате вопрос о временных соотношениях литосферы и заключенных в ней рудных месторождений решается совершенно определенно: месторождения в целом образовались позже литосферы (и рассеяния рудообразующих элементов в ней). Однако подобное решение не снимает вопроса об источниках рудного материала в месторождениях, иначе вопроса о взаимоотношениях концентрированного в месторождениях и рассеянного в породах литосферы рудообразующего материала.

Ограничиваясь областью магматических, точнее постмагматических рудных месторождений (и их ореолов первичного рассеяния), и обращаясь к известным литературным источникам [Богданович, 1912; Lindgren, 1933; Обручев, 1934; Смирнов, 1947; Магматизм. . ., 1960; Смирнов и др., 1968; Судовиков, 1965; Домарев, 1967], находим, что на поставленный вопрос имеется по меньшей мере три точки зрения, а именно, что рудообразующий материал в месторождения поступает:

- а) из родоначальных магм, возникающих в пределах литосферы;
- б) за счет мобилизации элементов, рассеянных в породах литосферы, в результате регионального метаморфизма этих пород;
- в) из источников, расположенных вне литосферы (в мантии).

Здесь не место подробно разбирать все аргументы за и против, касающиеся изложенных точек зрения. Отметим лишь, что целый ряд отмечаемых исследователями фактических полевых наблюдений убедительно свидетельствует в пользу первой точки зрения: непосредственное выпадение рудных минералов из вулканических эманаций и горячих магматогенных источников; выборочная приуроченность месторождений определенных металлов к определенным семействам магматических пород; территориальная близость большинства рудных месторождений и массивов изверженных пород; первичнозональное, закономерно универсальное расположение многих гидротермальных месторождений вокруг определенных массивов изверженных пород; частая тесная связь месторождений с дайковыми сериями, а последних с интрузивами; наблюдаемая геохимическая общность рудных месторождений с определенными сериями изверженных горных пород и др. Поэтому большинство геологов поддерживает эту точку зрения, имея в виду наличие прямой генетической связи рудообразования с магмами изверженных пород и рассеянными в них рудообразующими элементами.

В идейном согласии со взглядами предшествовавших исследователей вопроса о прямой связи магмы и рудообразования (Л. Делонэ, К. И. Богданович, В. Линдгрэн, В. Эммонс, В. А. Обручев,

С. С. Смирнов и др.) высказался Л. Н. Овчинников в разделе, посвященном плутогенным гидротермальным месторождениям салического ряда, связанным с гранитной магмой, в коллективном труде [Смирнов и др., 1968]. Мы приведем основные положения Л. Н. Овчинникова в основном в его формулировках.

1. В гидротермальных месторождениях салического ряда сосредоточено от 40 до 55% мировых запасов вольфрама, меди, свинца, цинка, золота, почти все запасы молибдена, три четверти запасов коренных месторождений олова, одна пятая запасов урана и т. п.

Эти цифры определяют как промышленную значимость рассматриваемых месторождений, так и относительную масштабность проявления их в природе.

2. Салические гидротермальные плутогенные месторождения порождаются гранитным магматизмом. Геологические условия образования и размещения подобных месторождений свидетельствуют о том, что процесс формирования этих месторождений мог идти только по схеме: внедрение гранитного расплава → отделение рудообразующего раствора → движение рудообразующего раствора вверх → отложение.

3. Образование салических гидротермальных месторождений — это процесс концентрации металлов, находящихся в рассеянном состоянии. При этом поставщиком металлов для этих месторождений служит непосредственно сам магматический очаг, магма, порождающая рудообразующие растворы. Возможность заимствования металлов из пород кровли на пути прохождения по ним растворов также реальна, но такое заимствование при образовании месторождений не исключает главной роли магматического очага как источника гидротермальных растворов.

Взгляд на происхождение рудообразующего материала за счет мобилизации элементов, рассеянных во вмещающих породах, является логическим развитием представлений школы «гранитизаторов» о метаморфогенном возникновении самих гранитоидных массивов за счет осадочных толщ, накапливающихся в геосинклиналях, под влиянием внутреннего тепла Земли и гранитизирующих растворов. Школа «гранитизаторов» пользуется известным распространением за границей (О. Баклунд, Д. Рейнольдс и др.), а среди советских исследователей мало популярна.

На первом Всесоюзном петрографическом совещании идеи гранитизаторов не получили одобрения, что не мешает, однако, многим исследователям признавать, что часть рудообразующего материала родоначальные магмы могут заимствовать из интродуцируемых ими горных пород за счет переплавления и ассимиляции.

Наиболее последовательно идеи метаморфогенного рудообразования развиты в работах Н. Г. Судовикова [1965] и В. С. Домарева [1967]. Считая гранитоидные магмы (в обычном понимании этого слова) достаточно «сухими», они отвергают на этом основании самую возможность возникновения в процессе эволюции магматического очага рудообразующих гидротермальных растворов в нужных

объемах. В замену они предлагают гипотезу, сущность которой, по Н. Г. Судовикову, «... заключается в том, что признается формирование рудообразующих гидротермальных растворов в процессе метаморфических минеральных реакций, происходящих с освобождением воды, углекислоты и других летучих компонентов».

Взгляды Н. Г. Судовикова и В. С. Домарева сводятся к следующему. В качестве родоначальных образований принимаются осадочные и эффузивно-осадочные толщи; при прогрессивном метаморфизме этих толщ возникают свободные воды как за счет вод, захороненных в порах этих пород, так и при дегидратации гидроксилсодержащих минеральных образований. Наибольшие количества воды освобождаются на границе зеленокаменной и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма в результате изменения таких богатых водой минералов, как хлорит (около 12,97% воды) или антигорит (13% воды) и т. п. Освобождение воды происходит вплоть до образования пород гранулитовой фации метаморфизма, в которых гидратизированные минералы отсутствуют.

Неизбежно развивающиеся в зоне регионального прогрессивного метаморфизма высокие температура и давление, наряду с одновременным выделением в воды углекислоты, галоидов и других летучих компонентов, придают метаморфогенным водам агрессивный характер.

Мобилизация рудообразующих элементов происходит в результате агрессивного воздействия указанных метаморфогенных вод на эти элементы, рассеянные в метаморфизируемых толщах. В конечном итоге и возникают водные образования, по температуре, составу и другим особенностям не отличающиеся от гидротермальных растворов магматического происхождения.

Метаморфогенные гидротермальные растворы при своем возникновении пропитывают родоначальные породы, и миграция растворенных в них веществ происходит путем диффузии; при наличии же или появлении трещинных зон растворы могут относительно легко перемещаться на те или иные расстояния и образовывать эпигенетические залежи руд.

Со своей стороны заметим, что точки зрения о собственно магмотермном и метаморфогенном происхождении рудообразующих гидротермальных растворов близки потому, что предполагают возникновение металлической нагрузки гидротерм за счет выщелачивания металлов из родоначальных магм или метаморфизируемых пород, где они первоначально находились в рассеянном состоянии.

Автор настоящей работы является сторонником взглядов о прямой связи оруденения с магматизмом. Ему представляется, что запасы металлов, сосредоточенные в месторождениях, настолько относительно ничтожны по сравнению с запасами тех же металлов, находящимися в рассеянии в изверженных горных породах и литосфере в целом, что вполне могут быть почерпнуты из этого источника тем или иным путем. Этого основного положения как руководящего автор и придерживается во всем дальнейшем изложении.

В свете всего сказанного нет оснований, чтобы поддерживать взгляды сторонников внелитосферного (мантийного) нахождения источника рудообразующего материала, к числу которых принадлежат А. Локк, П. Биллингслей, Ч. Уайт, Ч. Холмс. Заметим, что эти взгляды в Советском Союзе не пользуются распространением.

Вернемся ко взгляду о существовании энергетического показателя рудо(ореоло)образования. В этой связи обратим внимание на два обстоятельства: рудные месторождения образовались позже возникновения литосферы и всеобщего рассеяния элементов в ней и рудообразующий материал, участвующий в формировании месторождений, черпался из ранее возникшего рассеяния путем выщелачивания гидротермами. Принимая эти обстоятельства как исходные, мы вынуждены принять и вытекающие отсюда следствия.

Как известно [Киреев, 1967], любая локальная система из любого состояния переходит в равновесное самопроизвольно, под влиянием внутренней энергии, и при этом энтропия ее достигает максимума. Наоборот, переход из равновесного состояния в любое неравновесное требует затраты внешней (по отношению к системе) энергии и сопровождается уменьшением энтропии. Энергетический аспект этого может быть легко проиллюстрирован следующим простым примером. Положим, что в изолированном сосуде находится легко летучая жидкость (например, эфир). Всем известно, что испарение (рассеяние) этой жидкости (полное или частичное, в зависимости от объема жидкости и сосуда, температуры среды и т. п.) произойдет самопроизвольно, без вмешательства извне. Однако же обратная концентрация испарившейся жидкости требует приложения внешней энергии в явной или неявной форме (в явной форме — в работе химикатов, сорбентов, экстракционных механизмов и т. п., в неявной — в форме энергетических затрат на их изготовление).

Применительно к рассматриваемому нами геологическому случаю это означает, что рассеяние рудообразующих элементов в литосфере, имевшее место в свое время, произошло самопроизвольно, внутренними силами самих элементов, однако же любая агрегация, любое разделение их, внутри пришедшей в равновесие многокомпонентной химической системы, которой является литосфера, и за счет рассеяния элементов в ней — невозможно без вмешательства в том или ином виде внешней энергии.

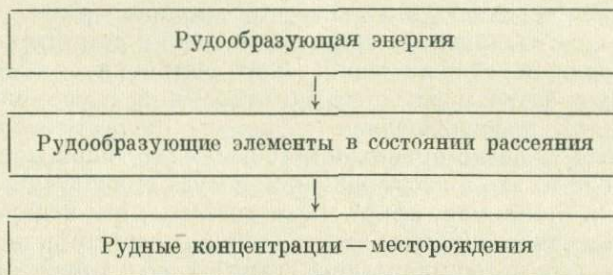
Будем называть эту естественную энергию, проявляющуюся в форме работы сил физической, химической и физико-химической природы и приводящую к образованию концентраций элементов в литосфере внутри и за счет всеобщего рассеяния их, энергией рудообразования (ореолообразования).

Математический аппарат термодинамики в сочетании с основными положениями физической химии при определенных допущениях позволяют описать количественно происходящие рудообразующие процессы с энергетической точки зрения. При этом истинная величина энергии рудообразования (ореолообразования) для каждого отдельного месторождения будет, конечно, различной, зависящей

от трудно учитываемых путей разделения и перемещения веществ при рудообразовании. Однако в широком глобальном масштабе можно допустить, что эта энергия будет стремиться к пределу, определяемому теоретическим минимумом. Последний же может быть рассчитан для некоторых идеальных случаев [Сафронов, 1966]. Ниже, в рамках основной идеи, изложенной в этой статье, сделана попытка обосновать расчетную часть новыми данными по рудоотложению и рудопереносу в соответствии с трудами Г. К. Хелгесона [1967] и Р. М. Гаррелса и Ч. Л. Крайста [1968].

Прежде чем перейти непосредственно к энергетическим расчетам, обратимся к общей схеме рудообразования, как она представляется на основании существующих данных.

Общая схема рудообразования



В этой схеме достоверным является лишь то, что рудные месторождения образуются в результате воздействия энергии рудообразования на рассеянные массы рудообразующих элементов. В то же самое время о механизме, физико-химических условиях и силах этого воздействия, о видах, формах и путях перемещения рудообразующих субстанций от места их возникновения и до места рудоотложения в собственном смысле этого слова, о причинах рудоотложения и т. п. можно лишь судить с большей или меньшей степенью вероятности. В этой связи перечислим геолого-геохимические обстоятельства, фактические или весьма правдоподобные, обосновываемые всей совокупностью известных данных и нужные нам для дальнейшего.

1. Гранитоидные породы и эпигенетические кварцевые жилы и месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, меди и других металлов представляют собою совокупность, прямым образом связанную общностью происхождения.

2. Вещественные составы современных гранитоидов, кварцевых жил и соответствующих рудных месторождений в свое время находились в тесном взаимодействии в общем для них праматериале; состояние этого праматериала было таковым, что допускало всякого рода перемещения, обеспечившие последующее разделение его как по составу, так и по местоположению.

3. В глобальных масштабах в рудные месторождения отщепляются ничтожные доли масс элементов, находящихся в рассеянии;

нет сомнений, что это имело место и при дифференциации рассматриваемого нами праматериала. Поэтому недифференцированный праматериал по составу может быть уподоблен современным гранитоидам.

4. Субстанцией, выщелачивающей рудообразующий материал из материнских магм и переносящей его до мест рудоотложения, является вода, нагретая до высоких температур, близких к надкритическим, и находящаяся при больших давлениях, соответствующих глубинам в 3—5 км.

5. Вода в подобном состоянии является крайне агрессивной и способной растворять, удерживать и переносить в растворенном в ней виде количества веществ, по массе значительно превосходящие то, что наблюдается в нормальных условиях. Н. И. Сафронов [1962—1963] привел обобщенные сведения разных авторов о составе жидких включений в минералах, дающие возможность судить хотя бы косвенным образом о составе тех растворов, из которых образовывались минералы.

Согласно этим сведениям, общая минерализация «гидротермальных рап» может приближаться к 70—75%, а минерализация 120—150 г/л является обычной. Согласно сведениям, приведенным в работе В. С. Домарева [1967], буровой скважиной, пробуренной в Калифорнии в 1963 г., на глубине 2000 м были вскрыты сильно нагретые высокоминерализованные натрий-кальций-калий-хлорные воды, содержавшие (помимо кремнекислоты): К — 23 800; Cl — 185 000; Ag — 2; Cu — 25; Pb — 100; Zn — 700 г/м, а также следы В, W, Mo. За три месяца скважина была выполнена материалом, состоявшим главным образом из аморфного кремнезема с Fe и Mn и обильным борнитом. Из этого материала извлекли 9 т меди, при содержании в осадке 15% меди, 2% (?) серебра и заметных количеств As, Bi, Pb, Sb и некоторых других металлов.

Заметим, что нет ничего удивительного в предположении, что рудообразующие гидротермы в конце своего формирования в пределах магматического очага уже несут в себе все необходимое и достаточное, притом в весьма концентрированном виде, для отложения руд соответствующего состава.

6. Долгое время удерживавшийся взгляд, что рудообразующие гидротермы как растворы являются сильно разведенными и диссоциированными, в настоящее время заменяется представлением о концентрированности и ассоциированности их. Так, согласно Г. К. Хелгесону [1967] и Р. М. Гаррелсу, Ч. Л. Крайсту [1968], экспериментально доказано, что даже такие сильные электролиты, как HCl, NaCl, KOH и др., диссоциированные в водных растворах при 25° C на 70—80%, становятся в высокой степени ассоциированными, с константой диссоциации всего порядка 10^{-3} — 10^{-4} в условиях температур, близких к надкритическим. Подобные и иные факты и соображения, согласно Г. К. Хелгесону [1967], все больше свидетельствуют в пользу того, что гидротермальные растворы — это концентрированные, слабо диссоциированные образования,

в которых растворенное вещество вместе с растворителем образует полимолекулярные комплексы. При этом под комплексом понимаются частицы, образующиеся путем соединения двух или более простых частиц, каждая из которых может существовать независимо. Согласно этому же автору, хлоридные (и вообще галоидные) комплексы, — вероятно, наиболее важный фактор при переносе и отложении рудообразующих элементов; изменение устойчивости и степени образования комплексов HCl и NaCl (и, возможно, KCl и хлоридов Mg и Ca), в зависимости от температуры и давления, по-видимому, имеет при этом первостепенное значение. Хлоридные комплексы, очевидно, играют существенную (но не исключительную) роль в гидротермальном переносе Ag , Pb , Zn и других металлов.

7. Согласно Г. К. Хелгесону и многим другим авторам, придерживающимся взгляда о комплексном строении гидротерм, эти последние могут существовать сколь угодно долго в стабильных условиях. Причину разрушения комплексов, их диссоциации, с возникновением свободных ионов и соответствующих реакций между ними, с выпадением из раствора рудообразующих минералов они прежде всего усматривают в более или менее резких падениях температуры, возникающих в силу разных обстоятельств на пути продвижения гидротерм.

Указанное здесь и в пп. 5 и 6 позволяет представить механизм возникновения и особенности галоидных ореолов первичного рассеяния рудных месторождений.

При повышенных давлениях и температурах галоиды играют центральную роль в создании и существовании в постмагматитах устойчивых комплексных соединений, включающих в себя многие атомы металлических и металлоидных (главным образом O и S) элементов-рудообразователей. При снижении давления и температуры до известного предела эти комплексы распадаются, металлические элементы вступают с O и S в прочные соединения и выпадают из раствора в виде минералов, образуя руды. В это же время галоиды оказываются свободными, несвязанными, покидают постмагматит и диффундируют в боковые породы. Здесь они и образуют либо минеральные флюоритовые (F), либо безминеральные (Cl , Br , J) ореолы.

Особенно интересно поведение Br и J . Обладая малыми ионными потенциалами и будучи не способными к минералообразованию или к изоморфным замещениям, эти элементы проявляют большую способность к диффузии как сквозь минеральные решетки, так и особенно по поровым водам, устремляясь при этом по наискратчайшим направлениям к поверхности. В связи с этим и находятся особенности ореолов Br и J — только следы их в руде, отрыв от рудного тела, столбообразная вертикальная форма ореола, особенная дальность выноса, сосредоточение в поровых водах пород.

Можно думать, что диффузия Br и J не прекращается и после сформирования ореола; в этой связи надлежит ожидать переход их в атмосферу.

8. Движущей силой, обуславливающей перемещение гидротермальных растворов как внутри родоначального магматического очага, так и далее до рудовмещающих полостей, является давление вышележащих масс пород.

Приближенные расчеты, которые позволили бы установить общие количественные закономерности процесса рудообразования, могут быть выполнены на основе ограниченного числа упрощающих термодинамических допущений, проистекающих из принятой геолого-геохимической обстановки процесса рудообразования.

1. Предполагается, что различие в составах одинаковых объемов гранитоидов и генетически связанной с ними руды формально можно рассматривать следствием совершившихся непосредственно в очаге, заключавшем праматериал (или же в другом месте), двух взаимосвязанных процессов, — с одной стороны, процесса разрежения «атмосфер» петрогенетических элементов (алюминия, калия, натрия, кальция, магния, в определенных условиях железа, кремния и кислорода) и, с другой, процесса сжатия «атмосфер» тех или иных рудообразующих элементов (олова, вольфрама и т. п.). Разрежение и сжатие рассматриваются относительно исходных содержаний в праматериале (гранитоидах); конечные содержания элементов в рудах даются их анализами.

Геологическую модель этого можно представить себе, например, в виде гидротермального раствора, уже в момент рождения концентрированного и по составу нагрузки отвечающего исходным гранитоидам. До состояния соответствующего рудоносного раствора исходный гидротермальный раствор доходит путем двусторонних обменных реакций, с участием сил физической, физико-химической и химической природы, между ним и магмой, в результате чего элементы петрогенетические вытесняются рудообразующими.

2. Процесс образования рудоносных гидротермальных растворов принимается изотермическим, со средней температурой.

$$T = \frac{200^{\circ} \text{C} + 600^{\circ} \text{C}}{2} = 400^{\circ} \text{C} (673^{\circ} \text{K}).$$

Заметим, что использование при расчетах вместо изотермического более реального политропического процесса, учитывающего даже более широкий температурный диапазон ($100-575^{\circ} \text{C}$), приводит лишь к незначительным уточнениям итоговых цифровых данных.

3. Принимается, что ионная сила рудообразующих гидротермальных растворов, представляющих собою водные образования, в которых рудообразующие элементы находятся в виде электрически нейтральных или слабо заряженных ассоциированных комплексов, может считаться равной нулю. При этом условии коэффициенты активности любого иона или комплекса γ_i могут быть приравнены единице. Тогда термодинамическая активность a_i любого иона или комплекса будет равняться его атомному (молекулярному) содержанию в единице объема c_i .

4. Так как окончательные результаты расчетов выражаются в относительных единицах, принимаем для любых элементов, что в их месторождениях отщепляются одинаковые доли масс этих же элементов, рассеянных в породах. Это соответствует допущению, что «рудообразующие» способности элементов одинаковые и равняются условной единице.

5. За причину выпадения рудообразующих элементов из гидротермальных растворов принимается падение температуры на пути следования сформировавшегося рудоносного раствора.

При этих допущениях нет возможности строго рассчитать и выразить в абсолютных цифрах энергию рудообразования с использованием термодинамических функций энтальпии, свободной энергии по Гельмгольцу или свободной энергии по Гиббсу, однако же можно рассчитать в условных единицах потребную работу на сжатие и расширение «атмосфер» породообразующих и рудообразующих элементов в единице объема руды (ореола) заданной кондиции. Эти расчеты и произведены по единообразной для всех элементов формуле, применительно к термодинамике идеальных газовых смесей и растворов (при термодинамической активности, численно равной содержанию) при изотермическом процессе и считая заданными начальные (для материнской породы — гранитоида) и конечные (для руды) геохимические параметры.

При этих условиях чистый расход энергии ε_q рудообразования в расчете на единицу объема руды в общепринятых единицах

$$\varepsilon_q = m_3 RT \ln K, \quad (4)$$

где m_3 — количество *z*-атомов элемента, участвующего в процессе в расчете на единицу объема; R — универсальная газовая постоянная, приблизительно равная $2 \text{ кал/град} \cdot \text{моль}$; T — абсолютная температура процесса, равная 673°K ; K — безразмерная величина, показывающая, во сколько раз «атмосфера» данного элемента сжата или разрежена в единице объема руды, в сравнении с геохимическим фоном в родоначальном гранитоиде; величина K исчисляется через атомные содержания и всегда > 1 .

При использовании приведенной формулы для наших целей надлежит принять, во внимание, что по ней учитывается лишь чистая работа, расходуемая на сжатие-разрежение данного количества непосредственно исследуемого компонента m_3 , безотносительно обстановки, в которой происходит процесс, и без учета затрат энергии на создание рабочего механизма. В частности, предполагается, что компонент находится в единственном числе и всегда в одной и той же концентрации, тогда как на самом деле в геологических условиях всюду существует «атмосфера» из 92 компонентов, каждый из которых присутствует в свойственной ему атомной концентрации [Виноградов, 1962]. Далее предполагается, что рабочий механизм уже создан. Эти обстоятельства приводят к тому, что истинные затраты рудообразующей энергии со стороны природы на процесс концентрирования (разрежения) того или иного компонента, в расчете на выбранную

единицу (массы, объема) его, будут систематически отличаться от исчисленных по формуле (4). Как известно, для определения истинной затраты энергии $\varepsilon_{\text{ист}}$ необходимо затраты чистой энергии $\varepsilon_{\text{ч}}$ разделить на коэффициент полезного действия процесса. В статье Н. И. Сафронова [1966] вопрос о величине к. п. д. процесса концентрации — разрежения разобран достаточно подробно и сделан обоснованный вывод, что вне зависимости от природы процесса концентрации — разрежения (сорбция, химическое воздействие, воздействие электрического тока или работа механического устройства типа селективного насоса) к. п. д. должен быть пропорционален атомному содержанию C_a обрабатываемого элемента при равновесии. Последнее означает, что при концентрировании какого-либо элемента в выбранном объеме за счет запасов в окружающей среде за C_a необходимо брать постоянное атомное содержание элемента в среде, а при разрежении «атмосферы» элемента в выбранном объеме руды — атомное содержание того же элемента в этом объеме в конце процесса. При этом под атомным содержанием элемента будем понимать долю участия его атомов в общем числе атомов, слагающих единицу объема исследуемого вещества. Таким образом, для определения истинной (полной) затраты энергии необходимо чистый расход энергии, исчисленный по формуле (4), разделить на к. п. д., величина которого пропорциональна атомному содержанию элемента при равновесии:

$$\varepsilon_{\text{ист}} = \frac{\varepsilon_{\text{ч}}}{\text{к. п. д.}} = \frac{m_3 RT \ln K}{A C_a} = A' \frac{m_3 RT \ln K}{C_a}, \quad (5)$$

где $A' = \frac{1}{A}$ — постоянный коэффициент пропорциональности, зависящий от ряда факторов; C_a — атомное содержание обрабатываемого элемента при равновесии, где в свою очередь при сжатии:

$$C_a = \frac{\text{число } g\text{-атомов элемента в ед. объема гранитоида}}{\text{сумма } g\text{-атомов всех элементов в ед. объема гранитоида}} = \frac{\mu_{\text{э. г}}}{\sum \mu_{\text{э. г}}},$$

при разрежении:

$$C_a = \frac{\text{число } g\text{-атомов элемента в ед. объема руды}}{\text{сумма } g\text{-атомов всех элементов в ед. объема руды}} = \frac{\mu_{\text{э. р}}}{\sum \mu_{\text{э. р}}}.$$

Совершенно очевидно, что при сжатии $m_3 = \mu_{\text{э. г}} K$, при разрежении $m_3 = \mu_{\text{э. р}} K$. Это дает возможность написать при сжатии:

$$\varepsilon_{\text{ист}} = A' \frac{m_3 RT \ln K}{C_a} = A' \frac{\mu_{\text{э. г}} K RT \ln K}{\frac{\mu_{\text{э. г}}}{\sum \mu_{\text{э. г}}}} = A' \sum \mu_{\text{э. г}} RT K \ln K, \quad (5')$$

при разрежении:

$$\varepsilon_{\text{ист}} = A' \frac{m_3 RT \ln K}{C_a} = A' \frac{\mu_{\text{э. р}} K RT \ln K}{\frac{\mu_{\text{э. р}}}{\sum \mu_{\text{э. р}}}} = A' \sum \mu_{\text{э. р}} RT K \ln K.$$

Получили формально подобные формулы.

Как мы видим, в формулы входит постоянный коэффициент пропорциональности A' , зависящий от ряда факторов, в том числе от индивидуальных особенностей отдельных элементов. Поскольку реальными значениями коэффициента мы не располагаем, относительные рудообразующие способности каждого элемента — одного порядка малости, а отдавать предпочтение отдельным элементам у нас нет оснований, то принимаем коэффициент для всех элементов одинаковым, постоянным, положив его для простоты равным единице, и оставляем детальное выяснение этого вопроса для будущих исследований.

Подобным же образом по основным условиям задачи можно положить постоянным произведение RT , положив его равным также условной единице.

Наконец, как показывают соответствующие подсчеты, суммы грамм-атомов всех элементов в объеме 1 л для главнейших пород и руд, особенно при малых содержаниях металлов, имеют приемлемые отклонения от таковой величины для гранитоидов (табл. 9).

ТАБЛИЦА 9

Породы	г-атом	%
Литосфера в целом	135,0	102,5
Гранитоиды	131,3	100,0
Диориты	137,8	105,0
Базальты (габбро)	145,4	110,7
Ультрабазиты	172,9	131,4
Пустые кварцевые жилы	132,0	100,2
Кварц-касситеритовые руды	134,0	102,0
Кварц-вольфрамитовые руды	140,6	107,0
Кварц-молибденитовые руды	91,0	69,2
Медноколчеданные руды	102	77,5

Как видно из таблицы, действительно, если отбросить сравнительно далеко уклоняющиеся значения для ультрабазитов и предельно богатых руд молибдена и меди, то во всех других случаях отклонения не превышают +14%. Так как в практике работ приходится иметь дело преимущественно с ореолами и сравнительно бедными рудами, а среди пород — главным образом с представителями кислого ряда, и если еще учесть далеко не абсолютную точность в определении других членов формул (5'), то представляется обоснованным положить $\sum \mu_{э,г} = \sum \mu_{э,р}$ постоянной и считать эту постоянную равной условной единице.

Тогда окончательная расчетная формула для определения истинной энергии, потребной для разрежения или сжатия «атмосферы» выбранного элемента в единице объема, предельно упрощается:

$$\epsilon_{ист} = K \ln K. \quad (6)$$

Полная затрата истинной энергии рудообразования (ореолообразования) в расчете на единицу объема руды (ореола) при числе элементов n , затронутых процессом, составит

$$E_{\text{ист}} = \sum_{i=1}^{i=n} \epsilon_{\text{ист}} = \sum_{i=1}^{i=n} K_i \ln K_i. \quad (7)$$

Этой формулой и будем пользоваться в дальнейшем. Однако необходимо всегда иметь в виду, что если сумма грамм-атомов всех элементов в единице объема будет резко отличаться от таковой цифры для гранитоидов, то в расчет необходимо будет вводить соответствующий поправочный коэффициент, или считать истинную энергию для одного элемента по формуле (5), полагая $A' = 1$ и $RT = 1$.

Может возникнуть вопрос — исчерпываются ли расчетами по формулам (6) и (7) все природные затраты энергии на рудообразование и нет ли необходимости количественно оценить другие статьи энергетических затрат. Для этих целей рассмотрим следующие соображения.

Конечно, процесс рудообразования не сводится только к концентрации — разрежению «атмосферы» элементов в единице объема руды, он предполагает также и собственно перемещение рудообразующего материала из мест его зарождения в места рудоотложения. На это перемещение, безусловно, также нужно затратить энергию, именно механическую. Однако известно, что безрудных гранитоидных интрузий значительно больше, чем рудоносных; вместе с тем сплошь и рядом следы гидротермальной деятельности у безрудных гранитоидов выражены не менее сильно, чем у рудоносных. Есть все основания, таким образом, считать, что перемещение горячих водных растворов — явление довольно обычное и лишь в редких случаях сопровождается образованием руд. Можно думать, что собственный процесс рудообразования есть следствие работы специфических рудообразующих сил физико-химической природы.

Далее, из теоретической петрологии следует, что коль скоро происходит остывание магмы, образование горячих водных растворов в конце ее эволюции неизбежно. Неизбежен и процесс выдавливания этих растворов образующимся твердым минеральным веществом. Поэтому можно считать, что затраты энергии на выдавливание растворов покрываются за счет внутренней энергии расплавленной магмы, которую она получает с самого начала из запасов внутреннего тепла, не имеющих прямого отношения к процессам рудообразования.

В силу указанных соображений следует принять, что энергия рудообразования может быть полностью описана и рассчитана как энергия, расходуемая только на сжатие-разрежение атмосферы элементов в данном объеме руды, без учета работы механических сил на перемещение рудообразующих растворов.

Подчеркнем, что изложенный путь расчета энергии рудообразования не является единственным. Другим путем, даже более удобным,

может служить подсчет, основанный на количественном минеральном анализе руд и энталпии, или свободной энергии образования минеральных составляющих, с учетом истинных затрат энергии на образование исходных чистых простых веществ из рассеянного состояния. В настоящее время [Гаррелс, Крайст, 1968] эта энергия принимается равной нулю для всех исходных веществ, что, очевидно, не отражает истинной картины и требует устранения путем необходимых расчетов.

Формулы (6) и (7) могут служить целям расчета затрат энергии на сжатие-разрежение атмосферы элементов в единице объема. Но они не дают никакой возможности предугадать распределение общей энергии, израсходованной в Земле, по процессам различной степени интенсивности сжатия-разрежения, определяемой величиной K . Для решения этого вопроса надлежит обратиться к закону Больцмана (В. А. Киреев, 1967).

Согласно этому закону, если в какой-либо системе происходит выделение энергии E и имеет место равенство

$$E = E_1 + E_2 + \dots + E_n, \quad (8)$$

где E_1, E_2, \dots, E_n — отдельные порции ее, имеющие различную интенсивность, то термодинамическая вероятность проявления любого частного процесса в общей системе их определяется уравнением (9) через энтропию процесса (формула Больцмана)

$$S = k \ln W, \quad (9)$$

где S — энтропия процесса, отнесенная к одной грамм-молекуле (атому) вещества, участвующего в процессе, *эрг/град·моль*; W — термодинамическая вероятность процесса, обладающего энтропией S (всегда > 1), в расчете на моль; $k = \frac{R}{N}$ — постоянная Больцмана, равная $1,38 \cdot 10^{-16}$ *эрг/град·молекула*; N — число неделимых в 1 моле.

Из формулы следует, что чем меньше энтропия, тем меньше вероятность процесса, и наоборот. Так как при сжатии энтропия газа уменьшается [Киреев, 1967], то, следовательно, чем резче выражен этот процесс, тем менее он вероятен. Аналогичный вывод имеет место и в отношении разрежения относительно равновесного состояния.

К аналогичным выводам приводит рассмотрение видоизмененной формулы Больцмана

$$E = E_0 e^{-\frac{\Delta E}{RT}}, \quad (10)$$

где E_0 — количество энергии, участвующее в процессе и отличающееся наименьшей интенсивностью; E — количество энергии заданной интенсивности; ΔE — отнесенная к 1 г-молю избыточная интенсивность энергии частного процесса; e, R, T — основание натуральных логарифмов, газовая постоянная и приведенная абсолютная температура процесса.

Формулы (9) и (10) позволяют разрешить поставленную задачу. Но предварительно условимся о характере термодинамического

процесса сжатия-разрежения. При этом для удобства перейдем на рассмотрение систем, состоящих из одной усредненной молекулы (атома), опираясь на то, что формула Больцмана справедлива для любых систем, а молекулярные значения s и w связаны с молярными S и W простыми соотношениями: $s = \frac{S}{N}$; $w = \sqrt[23]{W}$ — и являются конечными величинами [Зельдович, Мышкис, 1967]. Тогда, очевидно, будем иметь для случая рудообразования с кларком концентрации, равным единице (например, для пустых кварцевых жил), максимальное значение термодинамической вероятности w_0 , отвечающее максимуму энтропии s_0 в расчете на 1 усредненную молекулу,

$$w_0 = e^{\frac{s_0}{k}}, \quad (11)$$

а для любого процесса

$$w = e^{\frac{s}{k}}. \quad (11')$$

Тогда вероятность рудообразования с $K > 1$ будет равна, при значении энтропии s , в долях w_0 :

$$\frac{w}{w_0} = e^{\frac{s-s_0}{k}} = e^{\frac{\Delta s}{k}}. \quad (12)$$

Выше для процесса сжатия-разрежения был обоснованно выбран изотермический процесс. В этом случае Δs при сжатии в K раз, в расчете на 1 усредненную молекулу (атом) определяется по формуле

$$\Delta s = -k \ln K, \text{ кал/град. усредн. молекула.} \quad (13)$$

В результате расчетная формула для определения термодинамической вероятности рудообразования для любого $K > 1$, в долях вероятности рудообразования при $K = 1$, будет иметь вид

$$\frac{w}{w_0} = e^{-\ln K} = \frac{1}{K}, \quad (14)$$

где K — кларк концентрации элемента, исчисленный относительно равновесного содержания в гранитоидах.

Аналогичный вид расчетной формулы мы будем иметь и при разрежении, причем K будет являться кларком разрежения, показывающим, во сколько раз произошло разрежение «атмосферы» данного элемента против нормальной для гранитоидов.

Используя формулы (7) и (14), можно определить относительную величину запаса P_k руды заданной кондиции K в объемных условных единицах. Для этого будет служить выражение:

$$P_k = \frac{\frac{1}{K}}{\sum_{i=1}^{i=n} K_i \ln K_i} = \frac{\text{Общий расход энергии образования руд заданной кондиции } K \text{ (по Больцману)}}{\text{Расход энергии на образование единицы объема руды заданной кондиции } K \text{ (по термодинамике идеальных процессов)}}. \quad (15)$$

Ниже будут рассмотрены области применения выведенных расчетных формул на практике.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ РАССЕЯНИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОСФЕРЕ

Установление, изучение и использование в практических целях соответствующих закономерностей всеобщего рассеяния элементов и его связей с месторождениями полезных ископаемых составляет сущность прикладной геохимии.

Ниже кратко рассмотрены генетическая классификация рассеяния рудообразующих элементов, а затем основы использования различных классов этого рассеяния в геологопоисковых целях. Здесь отметим, что некоторые разновидности рассеяния могут использоваться как геохимические критерии оруденения, другие — как его признаки. В качестве критериев возможно использование особенностей сингенетического (первично конституционального) рассеяния элементов; в качестве признаков — первичные и вторичные ореолы рассеяния месторождений.

Выше отмечалось, что литосфера сложена по массе на 98,69% и по объему атомов практически на 100% всего восемью элементами (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg), среди которых лишь два (Fe, Al) являются промышленно наиболее важными металлами, однако проявляющимися в трудно разлагаемых соединениях. Этим всем элементам свойственно преимущественно минеральное существование. Остальные 84 элемента, в том числе все многочисленные рудообразующие металлические и неметаллические элементы, составляют ничтожную долю массы литосферы и исчезающе малую часть ее объема. При этом большинству рудообразующих элементов свойственно преимущественно безминеральное существование.

Таким образом, можно говорить о поле рассеяния, преимущественно безминеральном, многочисленной группы рудообразующих элементов внутри восьмизаэлементного, в основном минерального остова литосферы. Это позволяет рассматривать, с одной стороны, многокомпонентную группу рудообразующих элементов как единый объект рассеяния и, с другой, — восьмизаэлементный, в основном минеральный остов литосферы — как носитель этого рассеяния. Для поисковых целей можно предложить классификацию рассеяния рудообразующих элементов, положив в ее основу генетические взаимоотношения рассеяния и его носителей (см. стр. 55). Ниже приводятся соображения, служащие основами для выделения того или иного класса рассеяния, наименование класса и его особенности.

Даже обыденная геологическая практика, не говоря уже о более тонких исследованиях, широко использует понятия о первичных и вторичных минералах как образованиях, различных по генезису и различно связанных с историей развития тех или иных участков литосферы. Ничто не препятствует распространению этих понятий на область всеобщего рассеяния элементов. В соответствии с изложенным будем различать первично конституциональное (сингенетичное) и вторично наложенное (эпигенетичное) рассеяние элементов [Сафронов, 1962—1963].

Под первично конституциональным (сингенетичным) рассеянием будем понимать такое рассеяние элементов, которое возникает в его носителе — породах, минералах и т. п. — одновременно с образованием последних и входит в состав носителя как его неотрывная, конституциональная составляющая. Рассеяние этого класса охватывает собою любые твердые, жидкие и газообразные геологические образования, являясь наиболее ярким выражением закона Кларка — Вернадского о повсеместном распространении всех элементов.

В изверженных породах первично конституциональное рассеяние элементов возникает за счет рассеяния в родоначальных магмах, унаследовав все особенности последнего. В осадочные породы это рассеяние вносится с уцелевшими минералами выветриваемых пород, органическими и прочими остатками, одновременно дополняется минералами-новообразованиями и за счет сорбции рассеянных элементов из бассейновых вод осаждающимся минеральным и органическим веществом. В породах метаморфических первичное рассеяние определяется в основном условиями образования начальных пород. В отдельные минералы оно вносится из среды, в которой образуются эти минералы.

Качественный состав рассеянных элементов всюду однообразный и в пределе включает в себя 84 элемента таблицы Менделеева. Виды и формы существования элементов в рассеянии в целом многообразные (собственные минералы, все безминеральные формы).

В то же время в каждом отдельном случае количественные соотношения содержаний различных элементов, равно как и их конкретные виды и формы проявления в тех или иных геологических образованиях, будут различными, определяясь историко-геологическими условиями становления исследуемого объекта. Эти качественно-количественные характеристики и должны использоваться при геохимических исследованиях.

Внутри класса первично конституционального рассеяния надлежит выделить два подкласса.

1. Нормальное рассеяние (нормальный геохимический фон), отличающееся сохранением единообразно низких содержаний рассеянных элементов, а также видов и форм существования их в представительных пробах во всех пределах данного геологического образования. Локально выраженные знакопеременные градиенты содержания элементов отсутствуют, кроме скачков на контактах различных сред; региональные градиенты в тех или иных направлениях

(в изверженных породах, например, от центра массива к периферии) для отдельных элементов или групп их могут наблюдаться. Рассеяние этого подкласса, как показывает опыт, наиболее обычно и количественно включает в себя совершенно подавляющие массы всех элементов; использование любых геохимических исследований должно производиться с учетом повсеместного существования нормального геохимического фона. Именно к нормальному фону в полной мере относятся соображения о прямой связи его возникновения с процессами всеобщей диффузии элементов в геологически доисторическую эпоху и о существовании внутри его устойчивых во времени и пространстве геохимических ассоциаций элементов.

2. Аномальное рассеяние характеризуется локальностью распространения и отличается от нормального первично конституционального рассеяния в данных породах повышенными содержаниями закономерно связанных, как правило, немногочисленных групп рудообразующих элементов и наличием ярко выраженных градиентов в содержаниях «аномальных» элементов. По существу, возникновение аномального первично конституционального рассеяния оказывается прямо связанным с образованием соответствующих месторождений протоматматического гравитационно-сегрегационного, собственно осадочного и вулканогенно-осадочного происхождения; это дает право рассматривать его как первично ореольное рассеяние этих месторождений. С такой точки зрения понятно возникновение подобного рода рассеяния лишь в определенных, потенциально рудоносных толщах.

Под вторично наложенным (эпигенетичным) рассеянием будем понимать такое рассеяние элементов, которое возникает в его носителе позже образования последнего в результате наложения под влиянием причин последующего порядка. Это рассеяние — локального распространения и всегда наблюдается на фоне первично конституционального рассеяния носителя, отличаясь от этого рассеяния своеобразными количественными соотношениями содержания рудообразующих элементов, наличием резко выраженных градиентов этих содержаний и своеобразными формами нахождения элементов.

Среди класса вторично наложенного рассеяния могут быть выделены два основных подкласса.

1. Ореолы первичного рассеяния постмагматических месторождений, представляющие собою участки вмещающих месторождения пород, прилегающие к самим месторождениям и обогащенные в той или иной мере элементами, входящими в состав месторождения или парагенетически связанными с этими последними. Генетически образование ореолов первичного рассеяния стоит в прямой связи с образованием самих месторождений и происходит инфильтрационным и диффузионным путями.

2. Ореолы вторичного рассеяния месторождений, представляющие собою участки перекрывающих месторождения рыхлых (а в ряде случаев и монолитных) пород и обогащенные ценными или характерными

для месторождения элементами. Образование ореолов вторичного рассеяния стоит в прямой связи с вторичными изменениями самих месторождений и их первичных ореолов рассеяния в приповерхностных условиях, под влиянием различных факторов выветривания. В соответствии с изложенным главные черты ореолов вторичного рассеяния месторождений определяются только их основным минеральным составом и не зависят от генезиса месторождений.

Области повышенных содержаний ценных или характерных элементов месторождений, развивающиеся на путях поверхностного или подземного, водного, газообразного или твердого стока с суши, называются потоками вторичного рассеяния. Литохимические потоки рассеяния месторождений развиваются в пролювиальных и аллювиальных отложениях временной или постоянной гидросети.

Все выделенные классы и подклассы всеобщего рассеяния рудообразующих элементов в литосфере отображены на нижеследующей схеме.

Схема всеобщего рассеяния рудообразующих элементов в литосфере



Примечание. Под ареалами первичного рассеяния подразумеваются эоконтактные зоны активных интрузий.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РУДОНОСНОСТИ

Будем называть поисковыми геохимическими критериями те качественно-количественные особенности пород, руд и минералов исследуемого района, которые положительным образом указывают на возможность существования в пределах района месторождений тех или иных полезных ископаемых или позволяют с их помощью выяснить характер процессов минерализации. Ниже рассмотрены лишь некоторые из этих критериев.

Хотя в настоящее время многое в интересующей нас области еще не выяснено с надлежащей полнотой или по ограниченности опыта не может считаться достоверным, тем не менее представляется вполне оправданным использование некоторых геохимических критериев в комплексе с критериями иной природы для оценки перспективной рудоносности территорий. К числу подобных критериев относятся все основанные на использовании особенностей состава природных геохимических ассоциаций. При этом имеется в виду, что в рассмотрение вовлечены все формы (минеральные и безминеральные, концентрированные и рассеянные) проявлений элементов на исследуемой площади.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДЕ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИХ СОСТАВА

Химическим элементам в Земле присуще повсеместное распространение и некоторые средние содержания (кларки элементов). Однако, как показывает практика, в действительности подобного однообразия нет и оно нарушается местными сообществами элементов, для которых характерны отличия в ту или иную сторону от их кларков. Иными словами, на качественно однообразном геохимическом фоне тем или иным путем возникают и существуют количественно выделяющиеся группы элементов. Эти группы далеко не случайны. Так, еще с давних пор известно преимущественное проявление свинцовых минералов с цинковыми и с серебром, золота с серебром (и с кварцевыми жилами), никелевых минералов с кобальтовыми (и с серебром) и т. п., притом в повышенных содержаниях.

Впервые идеи о «смежности минералов», о научной и практической важности совокупного проявления минералов были высказаны русским академиком В. М. Севергиным. Позднее эти идеи были развиты Брейтгауптом, и он же ввел привившийся термин «парагенезис минералов». Позднее, в 1909—1910 гг., В. И. Вернадский ввел понятие «парагенезис элементов», охватывающее собою, естественно, и парагенезис минералов. При этом под парагенезисом элементов В. И. Вернадский понимал обязанное общности физико-химических свойств совместное проявление в Земле групп определенных элементов, связанных качественно-количественными соотношениями. Им же были составлены и первые парагенетические ряды элементов. В 20—30 годах А. Е. Ферсман, развивая далее идеи В. И. Вернадского, выдвинул представление о геохимических ассоциациях элементов, как о таких их естественных сообществах, которые исторически и закономерно сложились на тех или иных участках земной коры и характеризуются качественно-количественными особенностями. Области проявления геохимических ассоциаций элементов А. Е. Ферсман предложил называть геохимическими провинциями. Это понятие более широкое и объемлющее, чем понятия о петрографических и металлогенических провинциях, так как оно включает в себя особенности, свойственные этим двум частным явлениям. Временные промежутки, в течение которых складывались геохимические провинции, получили название геохимических эпох.

Возникновение естественных геохимических ассоциаций рассматривается как результат усложнения последующей геохимической миграцией первичного, равномерного распределения элементов в Земле.

Вместе с тем, причины явлений, приводящих к миграции элементов, внутренние факторы миграции, характеристика внешних условий и т. п. в природе настолько многочисленны и разнообразны, что не создается твердой основы для уверенных теоретических предсказаний. Поэтому наши современные представления о совместном нахождении элементов базируются главным образом на эмпирическом материале. Ниже приводятся пять основных геохимических ассоциаций элементов магматогенного типа, составленных: первые три по А. Е. Ферсману [1955] и остальные две — по сборнику [Геология. . . , 1964]:

а) ассоциация, связанная с базитами и ультрабазитами: С, Р, S, Cl, Ti, V, As, Cr, Mn, Ni, Co, Cu, платиноиды, Re;

б) то же, с породами промежуточного состава (типа гранодиоритов): Cu, Pb, Zn, Ag, (Au), Cd, In, Sc, Tl, Ni, Co, As, Sb, Hg, S, Se, Te;

в) то же, с ультракислыми породами: H, Li, Be, B, Bi, F, (P), (Cl), (Ti), Rb, Cs, Y, TR, Zr, Nb, Ta, Sn, Mo, W, Hf, Au, Th, U;

г) то же, со щелочными и субщелочными гранитами: Nb, Zr, TR, Th, Be, Li, Sn, U, As;

д) то же, со щелочными породами — дифференциатами основной и ультраосновной магм: Nb, Zr, TR (цериевая группа), Th, Mo, Sr, Ba.

ТАБЛИЦА 10

Породы	Типы месторождений			
	Собственно магматические	Пегматитовые	Пневматолито-гидротермальные	Гидротермальные
Габброиды и их щелочные дифференциаты (габбро-монциты, шонкиниты, щелочные сиениты и др. основного комплекса)	Медно-никелевые сульфидные месторождения (Ni, Co, Cu, платиноиды, Se, Te)	—	TR, U, Cu, Mo	—
Гранодиориты	—	Ta, Nb, Zr, Hf, P, Ti, TR, Th, Y, Sc, U, тяжелые металлы	Cu, Fe, Co, Au, Sn, W, Mo, U, Be, Bi, Li, (Zr), Sc, As, S, B, F, Cl, CO ₂	Fe, Pb, Zn, Cd, In, Cu, Ag, Au, Ni, Co, Sn, W, Mo, Bi, As, Sb, Hg, S, Se, Te, CO ₂
Граниты (гранитного комплекса)	TR (цериевая группа), Th, Zr, Ti, Nb, Ta	TR (иттровая группа), Sc, U, N, Nb, Ta, Be, Sn, Li, Rb, Cs	Be, Li, Rb, Sn, W, Mo, Sc, F, Nb, Ta	Cu, Pb, Zn, As, Sb, Co, Bi, U, In, Cd, Ga, Tl, Sn, W, Mo, Ge, Re, Sc, Ag, Au, Se, Te, S, Hg, Li, Be
Нефелиновые сиениты (гранитного комплекса)	—	Nb (пироклор) TR, Zr, Ti	Nb (пироклор), TR (цериевая группа), Th, Zr	Nb
Щелочные граниты и щелочные сиениты (гранитного комплекса)	—	TR, Th, Nb, Ti, U	TR, Th, U, Zr, Nb, Ta, Be, Zn	TR, Th, Ta, Nb, Zr, Be, U, F, Sn, Mo, Pb, Zn, In, Ba, Sr
Гипербазиты, ийолиты, нефелиновые и щелочные сиениты (ультраосновного щелочного комплекса)	TR (цериевая группа), Nb, Ta, Zr, Fe, Ti	—	Пироклоровые карбонатиты с Nb, Ta, Zr, TR (цериевая группа)	То же, что и выше и анкеритовые карбонатиты с Nb, Th, Pb, Mo, TR (цериевая группа)

Породы	Типы месторождений			
	Собственно магматические	Пегматитовые	Пневматоли-тогидротер-мальные	Гидротермаль-ные
Фойялиты, нефелиновые сиениты неизвестного генезиса	Nb, Ta, Th, Ti, Zr, TR (циреевая группа)	TR, Th, Nb, Zr, Be, Li, Ga	—	—

Примечания. 1. Сведения по гранодиоритам—по А. Е. Ферсману [1955], остальное по работе [Геология . . . , 1964]. 2. Среди редкометалльных пегматитовых месторождений выделяют четыре основных типа (по главнейшим компонентам): редкоземельные, мусковитовые, редкометалльные, хрусталеносные. 3. Гидротермальные месторождения разных генетических связей различаются следующими геохимическими особенностями: а) обогащением месторождений кислого гранитоидного ряда Sc, In, Re, Cd, Tl, Ge, Ga, Se, Te; б) обогащением месторождений щелочного (кислого и ультраосновного) рядов TR, Th, Zr, Nb, Ta, в сопровождении F (флюорит), P (фосфаты), железистых карбонатов. Предполагают, что связь с F вызвана выносом этих элементов в виде фторсоединений.

Более подробные сведения о геохимических ассоциациях рудообразующих элементов в зависимости от пород и типов месторождений приведены в табл. 10.

Приведенные общие закономерности дополняются частными, также установленными эмпирическим путем. В этой связи приводятся изоморфные ряды В. И. Вернадского [1954—1960] для магматогенных процессов, предложенные им еще в 1909 г. и до сих пор не потерявшие значения:

1. Al, Fe, Cr, Mn, Ti, B, (Y), (Cl), V
2. Br, J, Cl, F, OH
3. Bi, Sb, As
4. NH₄, K, Na, Cs, Rb, Tl, Li, H
5. Mg, Mn, Fe, Zn, Be (?), Cd, Ni, Cu, Co
6. Au, Ag, Hg, Cu, Pb, Tl
7. Pt, Fe, Pd, Ir, Rh, Cu
8. Os, Ru, Rh, Ir
9. Ca, Mg, Mn
10. Si; Ti, Zr, Sn, Mn, Th (?)
11. Nb, Ta
12. S, Se, Te

Указанные ряды следует восполнить еще элементами, связанными закономерностями химизма, изоморфизма, сорбции.

Примерами химически близких элементов являются TR и Th; Zn и Cd; Ag, Au и Cu; Ni и Co; K и Cs и т. п.

Примерами изовалентных изоморфных элементов, т. е. элементов, обладающих близкими ионными радиусами и одинаковыми валентностями и, следовательно, особенно легко заменяющих друг друга в кристаллических решетках, являются сочетания: Ta — Nb; Re — Mo; Hf — Zr; Tl^{+1} — K; Ga — Al; Ni — Mg; Rb — K; Ge — Si.

Примерами элементов, имеющих близкие ионные радиусы, но разные валентности и заменяющих друг друга в решетках по более сложным законам гетеровалентного изоморфизма, могут служить пары TR — Ca; Ba — K; Sc — Mg; Na — Ca; Pb — K; Li — Mg; Sc — Fe; Be — Si. Хотя значение сорбции для месторождений неосадочного происхождения еще не выяснено, однако согласно данным, приведенным в сборнике [Геология. . . , 1964], минералы, выпадающие из коллоидных растворов, особенно обогащены редкими и рассеянными элементами. В частности, указывается, что колломорфные пириты из некоторых сурьмяных месторождений наиболее богаты таллием, а колломорфные сфалеритовые руды — индием и кадмием, но говоря уже о более широкой гамме рассеянных в них элементов, по сравнению с кристаллизованными образцами.

Примечательно, что некоторые сочетания элементов (например, W и Hg; Be и Sb) являются «запрещенными», если только геохимические сочетания элементов не образовывались в несколько приемов или в результате действия нескольких причин.

Говоря о парах изоморфных элементов, необходимо подчеркнуть, что отношения их содержаний в различных образованиях могут колебаться весьма широко, как, например, для Al : Ga до 10^4 раз; Zr : Hf — до 15 раз; Mo : Re — до 100 раз; Rb_2O : Tl_2O — от 30 до 650 раз, и т. д. В то же время указанные соотношения содержаний сохраняют свои средние значения в пределах распространения отдельных изверженных пород и их комагматических производных, являясь одним из характеристических показателей их.

Тем не менее в отношении ряда рассеянных элементов трудно теоретически предсказать их поведение в природных условиях. Легче использовать эмпирические данные. В табл. 11, взятой из сборника [Геология. . . , 1964], представлены некоторые обобщенные материалы, имеющие непосредственное поисковое значение.

Возникновение геохимических ассоциаций при образовании осадочных толщ подчиняется своим закономерностям, отличным от изложенных. Согласно Н. М. Страхову [1960], наблюдающееся разнообразие распределения различных, особенно «малых» (рудообразующих), элементов в осадочных породах определяется такими факторами, как характер выветривания в бассейне питания, т. е. на водосборной площади, или в зоне активного воздействия морских прибрежных вод; формы миграции в поверхностных водах; физико-химические условия осадкообразования.

Если в бассейне питания преобладает физическое выветривание, то химические элементы, в том числе металлические элементы-примеси, будут перемещаться совместно с обломками пород руд и минералов, сохраняя соотношения, присущие ассоциациям в исходных

породах и рудах. Иными словами, сложившиеся до разрушения пород геохимические ассоциации в целом не нарушаются, однако при условии, если в процессе отложения осадков физического выветривания не имела места сортировка по крупности или плотности. В противном случае возникают невыдержанные («пестрые», по Н. М. Страхову) содержания одного и того же элемента в различных гранулометрических фракциях данной породы, а также россыпные месторождения. Невыдержанные содержания возникают, если в начальных породах исследуемый элемент распределялся по-разному в различных первичных породообразующих минералах. Россыпи образуются, если начальные породы несли в себе рудообразующие элементы в виде их собственных устойчивых при выветривании минералов. Это относится в первую очередь к таким элементам, как Zr; Ti; TR; Nb; Ta; Th; Sn и некоторым другим, накапливающимся в россыпях в виде самородных металлов, цирконов, рутилов, ильменитов, редкоземельных минералов и монацита, колумбитов, пирохлоров, касситерита и др.

ТАБЛИЦА 11

Элемент	Минералы-концентраторы
Sc	Вольфрамит, касситерит, цинвальдит, берилл
Re	Молибденит, борнит, халькопирит
In	Марматит, сульфостаннаты олова, деревянистое олово, кобальтин, колломорфный сфалерит
Cd	Сфалерит (особенно клейофан, прибрамит (колломорфный)
Ga	Сфалерит, халькопирит, энаргит, германит
Tl	Галенит поздних генераций, сульфосоли свинца, колломорфный пирит, марказит, колломорфный молибденит
Ge	Борнит, сфалерит, халькопирит, энаргит, тетраэдрит, теннантит, сульванит
Se	Халькопирит, пирит, пирротин, галенит, арсенопирит, блеклые руды, молибденит, киноварь
Te	Самородное золото, галенит, висмутин, халькопирит, пирит

Примечание. Выделены основные минералы-концентраторы.

Если в бассейне питания преобладает химическое выветривание с полным разрушением большинства силикатных, алюмосиликатных и сульфидных минералов, то первоначально сложившиеся геохимические ассоциации нарушаются, а во вновь образующихся осадках складываются новые качественно-количественные сочетания элементов. Нарушение сложившихся ассоциаций начинается с начала выветривания и находится в связи с различными миграционными способностями отдельных элементов и их групп.

В то же время создание новых геохимических ассоциаций в типично осадочных толщах определяется не только закономерностями самой миграции элементов, но и извлечением их из водной среды

в осадки. Эти вопросы подробно рассмотрены в книге Н. М. Стрехова [1960].

При химическом выветривании все слабоподвижные и инертные мигранты (Fe, Al, Cr, Zr, Ti, TR, Ta, Nb, Sn, платиноиды, Be, W и др.) сразу же обособляются и, оставаясь в основном на месте, образуют естественную ассоциацию элементов. При этом гидроокислы железа, в совокупности с некоторой частью Ni, Co, Cr, могут в последующем привести к возникновению промышленных самолегирующихся руд элювиального типа; гидроокислы алюминия при последующем механическом переотложении, сопровождаемом диагенетической переработкой, могут дать месторождения бокситов; Zr, Ti, TR, Ta, Nb, Sn, платиноиды и др. могут сконцентрироваться в аллювиальных и элювиальных россыпях, подобных образующимся при механическом выветривании.

Обособляются, но по противоположному признаку — именно по отличной способности давать устойчивые истинные растворы — группы элементов очень и легко подвижных (Na, K, Mg, Ca, Cl, Sr, S (в виде сульфата), C (в виде уголекислоты), частично Si, из малых элементов В и некоторые другие. Эти элементы достаточно устойчиво существуют в виде водных растворов и извлекаются в осадки лишь в специфических условиях резкого испарения растворов в замкнутых или полузамкнутых водоемах (Na, K, Cl, S, B), либо в результате жизнедеятельности (C, Ca, Mg, Si). Как показывает опыт, соляные калийные и галитовые, содовые и мирабилитовые месторождения и исходная рапа, а также соляные месторождения боратов всегда несут в себе редкие щелочные элементы — Li, Rb, Cs.

Особого замечания заслуживает K, который может сорбироваться глинами, что несвойственно Na. В результате, соотношение кларков Na и K, в литосфере практически равное единице, увеличивается до 25—30 в гидросфере.

Наибольший интерес к себе вызывает многочисленная группа элементов, относящихся к категории подвижных и частично слабо подвижных, включающая в себя многие рудообразующие элементы, такие, как Cu, Ni, Co, Zn, S, U, V, Mo и др., а также те части масс Si, P, Mn, Fe, Al, Pb, As, Ti, Ba и др., которые в какой-то мере мигрируют в водных растворах.

Еще в процессе миграции «малые» элементы оказываются спутниками железа, марганца и алюминия, золи и гели которых выступают в качестве сорбентов, а малые элементы — сорбатов. Извлечение из растворов Fe, Mn и Al как на путях движения, так и в конечном бассейне происходит в виде гелей, которые фиксируют и «малые» элементы, хотя последние элементы извлекаются из их растворов частично биогеохимическим путем. Многие углисто-кремнисто-глинистые осадки проявляют себя как комплексные сорбенты, извлекающая одновременно Cu, V, Mo, U и др.

Таким образом, очевидно, что в большинстве случаев возникновение ассоциаций рудообразующих элементов в цикле осадкообразования и накопления происходит сорбционным путем. Это обстоятель-

ство необходимо иметь в виду при изучении осадочных образований, используя приведенные выше данные о соотношениях основных природных сорбентов (гидроокислы железа, марганца, алюминия, кремнекислоты, фосфаты, углисто-кремнисто-глинистые образования и др.) и «малых» элементов-сорбатов.

Н. М. Страховым [1960] подчеркивается, что уже в процессе первоначального диагенеза осадков многие рассеянные металлические элементы, а также фосфор способны создавать собственные минералы (халькопирит, галенит, сфалерит, фосфориты и др.), что не характерно для этих же элементов в рассеянии в изверженных породах.

В конечном итоге в осадочных толщах происходит своеобразное разделение рудных элементов по типам пород, выражающееся в том, что органогенные известняки (как породы), равно как и грубозернистые песчаники, оказываются обедненными подавляющим числом рудообразующих элементов (за исключением Zr, Ti, TR, Th и др., дающих устойчивые минералы, входящие в состав песчаников), а глинистые и мергелистые породы — обогащенными.

Приведем предложенные В. И. Вернадским ряды изоморфных элементов, характерные для осадочных образований, возникающих в приповерхностной зоне:

1. Al, Fe, Cr, (Mn)
2. Ba, Ca, Sr, (Pb)
3. Br, J, Cl
4. V, P, As (?), Sb
5. NH₄, K, Na, Cs, Rb
6. W, Mo
7. Ge, Sn
8. Mg, Mn, Fe, Zn, Be (?)
9. Pb, Tl
10. Ca, Mg
11. Co, Fe
12. Nb, Ta

Эти данные необходимо учитывать дополнительно к сказанному выше о геохимических ассоциациях, возникающих в осадочных образованиях. В то же время ассоциация S — Se — Te распадается, поскольку миграционные способности серы, с одной стороны, и селена — теллура, с другой, в поверхностных условиях резко отличаются друг от друга. Согласно Н. М. Страхову [1960], Д. Г. Сапожникову [1961] и сборнику [Геология. . . , 1964], в рудных осадочных месторождениях наблюдаются, помимо главных, весьма широкие ассоциации «малых» элементов, иногда заслуживающих самостоятельного извлечения. Данные о важнейших элементах-спутниках в месторождениях бесспорно осадочного или смешанного (джеспилиты) происхождения приведены в табл. 12.

Согласно Н. М. Страхову [1960], в результате каждого цикла подводных вулканических извержений возникает вулканогенно-осадочная линза, характерной чертой которой является закономерное распределение в ней составляющих частиц по их крупности. Ближе

ТАБЛИЦА 12

Месторождения	Геохимические ассоциации элементов-спутников
Железорудные: джеспилитовые бурожелезняковые	Ge, Sc, Mn V, Co, Ni, P, Mn, As, Cr
Марганцевые	Обогащение руд марганца примесями выражено слабее всего. Присутствуют Co, Ba, Ni, Mo (?) Tl
Алюминиевые, бокситовые	Ti (характерны различные соотношения содержания Al_2O_3 и TiO_2 для разных месторождений и сохранение этих соотношений, внутри данного месторождения), Ga, V, Ge, Cr, Mo, Zr, Be, Sc, Nb
Фосфориты	U, TR, Th, Nb, Sc, Zr, Cu, Pb, Zn, Co, Ga, Mo, V, Ag, As, Be, Cr
Медистых песчаников и сланцев	Ni, Co, Ag, Pb, Ba, Re, Sc, Se
Урановые	Se, Te, Ge, V, Mo, TR (иттровая группа)
Угристо-кремнистые породы, глины	U, V, Mo, Ni, Co, Zn, Cu и др.
Угли, горючие сланцы, битуминозные породы	Ge, U, V, Mo, Ni, Co, Bi, Pb, Cu и др.
Галитовые, содовые, мирабилитовые, боратные и исходная рапа	Li, Rb, Cs

к очагу находится крупный несортированный материал (бомбы, лапилли), затем следует более мелкий, пескообразный, со следами сортировки и, наконец, по периферии располагается сортированный пепловый, переходящий в нормальные осадки. По своему происхождению весь материал принадлежит к магматическим образованиям, поэтому геохимические особенности вулканогенно-осадочной линзы должны в целом соответствовать особенностям изверженных пород и отличаться от таковых для пород нормально осадочных. Кроме того, любые вулканические извержения сопровождаются привнесом

в бассейн повышенных количеств элементов гидротермального ряда. В то же время, пепловый, особенно тонкий, материал обладает повышенной сорбционной способностью по отношению ко многим элементам этого ряда. В результате тонкозернистые периферийные участки линзы будут обогащены большой гаммой рудообразующих элементов. В целом перечисленные геохимические особенности вулканогенно-осадочных линз могут служить в качестве уверенных критериев при их распознавании.

Как известно, к числу вулканогенно-осадочных образований относится ряд промышленных месторождений гематитовых, колчеданных, марганцевых и, возможно, полиметаллических (свинцово-цинковых) месторождений. Геохимические ассоциации элементов, представленные в указанных месторождениях, будут, очевидно, в целом соответствовать ассоциациям гидротермальных месторождений, описанным выше.

Геохимические ассоциации в метаморфизованных породах, как это показано еще Т. Сахама [1952], главным образом определяются их первоначальным происхождением и на этом основании могут служить диагностирующим признаком генезиса.

Имеется ряд месторождений, в отношении генезиса которых признается определенная роль метаморфизма. Среди этих месторождений в первую очередь надо выделить метаморфизованные конгломераты, в частности золото-урановые, распространенные, по-видимому, по всему свету. Для них характерной геохимической ассоциацией служит сочетание Au , U , TR , Th .

Особого рассмотрения требуют случаи активного взаимодействия различных геохимических ассоциаций элементов в литосфере, с образованием новых сочетаний их. Эти взаимодействия наблюдаются в условиях, когда между системами возникают тем или иным путем разности химических потенциалов. При этом под химическим потенциалом понимается особая функция состояния, зависящая от температуры, давления и концентрации компонентов системы. Очевидно, что разность химических потенциалов будет определяться разностями указанных аргументов и достигнет, при прочих равных условиях, максимальных значений при одностороннем действии этих разностей.

В природе наиболее энергичного взаимодействия следует ожидать, если одна из систем относительно нагрета и долго сохраняет высокую температуру, находится под повышенным давлением, например, за счет газообразных (летучих) агентов и, наконец, несет повышенные концентрации подлежащих исследованию компонентов. Этим условиям отвечает взаимодействие кислой магмы и карбонатных толщ. Наименьшее взаимодействие наблюдается при магме и интродуцируемых породах близких составов. Так или иначе, рассматриваемое взаимодействие скажется на химизме самой интродуцирующей магмы, на интродуцируемых породах и, наконец, на постмагматических продуктах.

Продукты постмагматической деятельности благодаря геохимической специфичности состава и повышенным химическим потенциа-

лам вступают во взаимодействие с породами, внутри которых они перемещаются. Наиболее выразительными результатами подобных взаимодействий являются метасоматические образования, возникающие как в самих материнских, так и во вмещающих интрузию породах и представляющие истинные продукты обменных химических реакций. В табл. 13, заимствованной из сборника [Геология. . . , 1964], представлены своеобразные геохимические ассоциации, возникающие при метасоматизме в материнских породах.

ТАБЛИЦА 13

Показатели	Кислые породы гранитного ряда		Щелочные породы	
			кислого ряда	ультраосновного ряда
Главнейшие типы метасоматоза	Автоскарнизация (в обстановке карбонатных вмещающих пород)	Альбитизация, флюоритизация, грейзенизация, циннвальдитизация	Альбитизация, карбонатизация, флюоритизация, эгиринизация, цеолитизация	Карбонатизация, кальцитизация, анкеритизация, сидеритизация
Ведущие рудообразующие элементы	Fe, Cu, Pb, Zn, W, Mo, S	Be, Li, Nb, Ta, Sn, W, Mo, Sc, U, F, B, Bi	Nb, (Ta), Zr, TR, Th, Mo, F, Ti, Y, Pb	Nb, (Ta), TR, P, Ti, Sr, Ba, F
Характерные элементы-примеси	B, Be, F, Cd, In	P, Th, Rb, Cs, Zn, Pb, Cu, As, Ge	Li, Be, P, U, Sr, Hf	Zr, Pb, Ti

Обычно метасоматизм материнских интрузий сопровождается подобным же процессом во вмещающих породах. Особенно этот процесс проявляется при взаимодействии кислых гранитных интрузий и их постмагматических продуктов с карбонатными, в частности с доломитизированными толщами. В результате возникают новообразования — скарны, в той или иной степени захватывающие приконтактные зоны известняков и характеризующиеся приведенными выше геохимическими ассоциациями.

Заслуживает особого упоминания случай метасоматоза алюмосиликатных пород и кварцитов под воздействием интрузий щелочных пород. В результате возникают либо альбито-грейзеновые породы, либо существенно натрий-калиевые (альбит, эгирин, калишпат) метасоматиты, называемые фенитами, в сопровождении концентраций Be, F, Li, W, Sn, Sc, Mo, B, Bi. При метасоматозе основных алюмо-железо-магнезиальных пород часто возникают слюдиты (флогопиты) в сопровождении Be, Mo, F, Li.

Помимо прочего, геохимические особенности вмещающих пород могут оказаться решающими для процессов рудообразования. Так, карбонатная обстановка препятствует рассеянию большинства рудообразующих элементов, приводя к их фиксации в тех или иных месторождениях либо в самих осадителях, либо по контактам с ними. Наоборот, алюмосиликатное окружение благоприятствует рассеянию редких элементов, изоморфно связанных с обычными петрогенетическими элементами, как, например, Tl, Ga, Ge, Li и др. и тяготеющих к K, Al, Si, Mg. Далее, в основной алюмосиликатной или железо-магнезиальной обстановке возникают жилы с сульфидами тяжелых металлов, карбонатами, баритом; олово присутствует в них в форме станнина, вольфрам — в форме шеелита и т. п.; в то же время в кислом алюмосиликатном окружении возникают кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом и т. п.

В заключение остановимся на рядах истинно парагенетических элементов, связанных узлами естественной радиоактивности. Их в настоящее время насчитывается более 10. Ниже перечислены лишь шесть из них, которые используются для определения абсолютного геологического возраста (табл. 14). Более подробные сведения см. в прил. 5.

ТАБЛИЦА 14

Ряд	Уравнение распада	Период полураспада (лет)
Урано-свинцовый	$U_{92}^{238} - (8He + 6e) \longrightarrow Pb_{82}^{206}$	$4,5 \cdot 10^9$
Урано-свинцовый	$U_{92}^{235} - (7He + 4e) \longrightarrow Pb_{82}^{207}$	$0,7 \cdot 10^6$
Ториево-свинцовый	$Th_{90}^{232} - (6He + 4e) \longrightarrow Pb_{82}^{208}$	$14 \cdot 10^9$
Калий-аргоновый	$K_{19}^{40} \rightarrow e \longrightarrow Ar_{18}^{40}$	$1,33 \cdot 10^9$
Калий-кальциевый	$K_{19}^{40} - e \longrightarrow Ca_{20}^{40}$	$1,33 \cdot 10^9$
Рубидие-стронциевый	$Rb_{37}^{87} - e \longrightarrow Sr_{38}^{87}$	$61,5 \cdot 10^9$

Выше кратко изложены основные сведения, касающиеся закономерностей состава природных геохимических ассоциаций элементов в различных геологических условиях, парагенетических рядов элементов и т. п.

Основными особенностями этих ассоциаций являются постоянство качественно-количественного состава элементов в пределах данного

геологического образования, его изменчивость, часто резкая при переходе к другим образованиям, и, наконец, сохранение родственных геохимических черт в составе образований, так или иначе связанных генетическими узами. Эти особенности и могут быть использованы в практических, геологопоисковых целях. Все приведенное касается литосферы. Однако в связи с тесным общением между собою всех верхних оболочек Земли геохимические особенности участков литосферы тем или иным путем передаются гидросфере, атмосфере и биосфере. Это обстоятельство приводит к возникновению в последних также своеобразных качественно-количественных сочетаний элементов, что также может использоваться в практических целях.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ СОСТАВА ПРИРОДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВЫХ КРИТЕРИЕВ

Общим критерием для положительной оценки намечаемой к опованию площади является ее приуроченность к благоприятной для преследуемых целей области распространения геохимической ассоциации элементов.

Основой для подобного суждения должна служить геохимическая карта того или иного масштаба. На карту должны быть нанесены все выделяющиеся над средними кларками результаты геохимических исследований изверженных, осадочных и метаморфических пород, перекрывающих их рыхлых образований, а также сопредельных участков других геосфер, особенно гидросферы.

При проведении геохимических исследований, интерпретации их результатов и использовании этих результатов для дальнейших целей надлежит учитывать все приведенные выше данные о закономерностях, связующих отдельные элементы в группы совместного проявления вследствие изоморфизма, парагенезиса, сорбции и т. п. Это тем более важно иметь в виду, что не все элементы в подобных группах обнаруживаются существующими аналитическими методами одинаково просто, уверенно, быстро и экономично. Исследования на многие важные редкие элементы требуют затраты больших сил и средств и к ним рекомендуется приступать, имея к тому определенные мотивы, например, базирующиеся на наличии в природе перечисленных геохимических связей. Так, легко и просто осуществляемое радиометрическое обнаружение Th должно влечь за собою исследования на все редкие земли; радиометрическое и люминесцентное определение U — исследования на V, Mo; визуальное определение молибдена (в молибдените), циркония (в цирконе), свинца (в галените), цинка (в сфелерите) и т. п. — исследования на Re, Hf, In, Cd; все бурые железняки должны исследоваться на ванадий и фосфор, а окислы Mn — на тяжелые металлы и т. п., в полном соответствии с приведенными выше материалами. Согласно указаниям, изложенным в сборнике [Геология. . . , 1964], для решения вопросов, связанных с выделением редкометалльных провинций, необходимо опреде-

лять в изверженных породах индикаторные отношения $Rb : Tl : K$; $\sum Ce$ земель: $\sum Y$ земель; $(Nb + Ta) : Ti$; $Ta : Nb$; $Hf : Zr$ и т. п.

В итоге на геохимической карте представится возможным отобразить не только металлогению обычных промышленных металлов — Cu , Zn , Pb , Sn , W , Mo , но и редких элементов: Nb , Ta , Sc , Re , Ga , Zr , Cd , Li , Rb , Cs , Be и т. п., притом независимо от видов и форм проявления этих элементов на исследуемой территории. В упомянутой работе указывается, что, используя подобные методы, удалось установить существование специфических танталовых, бериллиевых, скандиевых, индиевых, германиевых провинций, подобных давно известным медным, полиметаллическим, золото-серебряным, оловянным и т. п. В пределах этих провинций, районов, узлов встречаются месторождения различных генетических типов от собственно магматических и до осадочных, с одновременным «заражением» (выше кларковой нормы) как основных петрогенетических, так и акцессорных минералов, а также вод и растительности (например, бериллием). Естественно, что приуроченность участка, намечаемого к обследованию, к области подчеркнутого проявления рудообразующих элементов в составе геохимической ассоциации явится, безусловно, положительным рудопоисковым критерием для этого участка.

Использование сводных геохимических данных вышеописанным путем дает критерий для оценки перспектив выбранной площади в целом. Данные дальнейших специфических исследований геохимических ассоциаций рассеянных элементов в массивах изверженных пород, в осадочных и вулканогенных толщах и т. п. могут служить критериями перспективной рудоносности этих образований, обеспечивая таким образом выбор первоочередных участков внутри перспективных площадей.

Оценка перспективной рудоносности геологических образований при помощи геохимии должна производиться на основе результатов изучения в них сингенетических геохимических ассоциаций элементов и может осуществляться косвенным или прямым путем. Косвенным положительным критерием перспективной рудоносности исследуемой породы является качественно-количественное подобие составов рассеянных элементов в этой породе и в заведомо рудоносных породах. Правомерность подобного вывода основывается на том простом соображении, что геохимическое сходство должно свидетельствовать и о сходстве пород в отношении их рудоносности.

Элементы-индикаторы, по которым должно быть произведено сравнение в каждом частном случае, очевидно, разные и должны быть установлены опытно. Для оловяносных гранитоидов крайнего Северо-Востока СССР подобными элементами-индикаторами являлись бериллий и редкие земли (повышенные содержания), цирконий и ниобий (пониженные содержания), по Н. И. Сафронову, Н. М. Янчук; рудоносные гранитоиды Дальнего Востока, Приморья, Забайкалья, Центрального Казахстана характеризуются повышенными содержаниями определенных сочетаний, разных для различных

районов, из элементов Li, Rb, F, B, Ga, Y, Ta, Nb, La, Sc, Sr, Ba, Cr, Ti, V, Mn, Cu, Zn, Pb, Sn, Co, Ni [Коптев-Дворников и др., 1960]; медно-никеленосным базитам и гипербазитам Кольского полуострова свойственны своеобразные сочетания содержаний Ni, Cu, Co, Cr, Ti, V [Полферов, 1962].

В работе И. Д. Волкова, посвященной выяснению закономерностей распределения Ni, Cr, Ti и ряда других элементов в породах Норильского района, приведены результаты геохимического изучения интрузий основного и ультраосновного составов, с отдельными типами которых в различных районах мира (Восточная Сибирь, Кольский полуостров, Украина, Гренландия, Канада, Индия, Южная Африка и др.) связано сульфидное медно-никелевое оруденение. Согласно этим сводным данным рудоносные интрузии мира отличаются от нерудоносных по целому ряду акцессорий.

В частности, в интрузиях с относительно высокими содержаниями Ti (равно и Zr) медно-никелевого оруденения, как правило, нет. В то же время, рудоносные породы выделяются относительно повышенными содержаниями Ni, Cu, Co, а также Cr. Количественные соотношения содержаний тех или иных элементов должны быть во всех случаях получены сравнением и, очевидно, будут различными для разных рудоносных районов.

Прямым оценочным критерием возможной рудоносности тех или иных геологических образований является, помимо общего качественно-количественного сходства состава рассеянных элементов, повышенное содержание искомого элемента, находящегося в рассеянном состоянии в породах. Обоснованием для подобного заключения в части массивов изверженных пород служит подкрепляемое непосредственными подсчетами наблюдение, что даже для небольших интрузивных массивов и крупных, явно связанных с ними рудных месторождений соотношение запасов металла, сконцентрированных в месторождениях и рассеянных в массиве, оказывается ничтожным (не более первых единиц процента). Естественно поэтому заключить, что массивы, обогащенные рассеянным металлом, скорее могли в свое время отщепить часть металла в месторождения, чем бедные им. Очевидно, что подобные выводы имеют значение прежде всего для случаев, когда генетическое родство пород и руд не вызывает сомнения, а самые руды представляют собой прямую противоположность сингенетичному рассеянию, а именно — сингенетичную концентрацию. Сюда относятся комплексы интрузий базитов и гипербазитов и связанных с ними месторождений медно-никелевых руд; дунитов и месторождений хромитов и платины; габбро-норитов и титаномагнетитов; сениитов и апатито-магнетитов.

Особенно много примеров накопилось по комплексу базитов и гипербазитов и месторождениям медно-никелевых руд. Так, Д. В. Полферовым [1962] показано, что рудоносные гипербазиты и базиты Кольского полуострова (и Прибайкалья) по сравнению с безрудными гипербазитами и базитами тех же районов выделяются повышенными

содержаниями никеля (в 2—3 раза), меди (примерно в 5 раз), серы (минимум в 11—13 раз), обогащением H_2O и обеднением хлором. И. Д. Волковым получены аналогичные соотношения для Норильского района. Количественное сравнение проводилось по 6 элементам — Cu, Ni, Co, Ti, Cr, Zr. В результате автор приходит к выводам, что при перемещении сверху вниз по разрезу рудоносных дифференцированных интрузий содержания Cr и Co увеличиваются, а содержания Ti, V, Zr, Ba — уменьшаются. Содержания Ni возрастают по мере приближения к рудовмещающему горизонту, а Cu и Co — резко увеличиваются непосредственно в этом горизонте. В табл. 15 приведены более детальные выводы И. Д. Волкова по этому вопросу.

ТАБЛИЦА 15

Рудоносные разности пород	Количество элементов-индикаторов по сравнению с безрудными разностями					
	в повышенных количествах				в пониженных количествах	
	Ni	Cu	Co	Cr	Ti	Zr
Габбро-долериты	2—9	4—22	2—6	2—19	1,1—2,5	5—10
Оливиновые габбро-долериты	1,2—9	2—84 *	1,2—2,5	1,2—12	1,5—3	1,6—8
Разнообразные основные интрузии (оливиновые габбро-долериты, пикритовые габбро-долериты и др.), несущие мелко-рассеянную вкрапленность сульфидов	Тенденции к обогащению Ni, Cu, Co, Cr и к обеднению Ti, Zr сохраняются, однако зависимости достаточно сложные					

* Только непосредственно в рудоносных горизонтах.

Т. И. Нюппенен [1966] в целом подтверждает выводы Д. В. Полферова и И. Д. Волкова, однако обращает внимание на необходимость, при оценке получаемых данных, учитывать обязательно соотношения содержаний Ni, Cu, Co с одной стороны и Si с другой, поскольку эти соотношения резко меняются при переходе от одной породы к другой [Виноградов, 1962].

Принципиально нельзя возразить против распространения приема прямой оценки перспективной рудоносности интрузий и на комплекс гранитоидных интрузий, а также связанных с ними постмагматических месторождений различного металлического состава. Опыт показывает, что, действительно, в случаях несомненной генетической связи интрузий и постмагматических месторождений породы оказываются обогащенными, по сравнению с нерудоносными разностями, всей гаммой рудообразующих элементов. Так, повышенные содержания олова в оловоносных гранитах в 1,5—2 и до 3—5 раз установлены

для Чукотки С. Ф. Луговым [1958, 1959] и для Калбы В. Л. Барсуковым и Л. П. Павленко [1956]; последними же отмечаются повышенные содержания меди, свинца и цинка в гранитоидах Рудного Алтая.

Прямая зависимость между повышенными содержаниями в гранитоидах олова, вольфрама, молибдена (а также и летучих) и появлением промышленных месторождений тех же элементов установлена для Дальнего Востока, Приморья, Забайкалья и Центрального Казахстана рядом исследователей [Коптев-Дворников и др., 1960]. В работе Г. Н. Щербы [1960] указывается, что для Центрального Казахстана в рудоносных редкометалльных интрузиях содержания W, Mo, Sn, Bi в 10—15 раз превышают принятые кларки этих металлов.

Согласно данным, приведенным в сборнике [Геология., 1964], в бериллиеносных массивах изверженных пород кларки Be повышены в 1,5—3 раза, при одновременном обогащении этих пород F и Li.

Своеобразный геохимический критерий рудоносности гранитоидных пород предлагает В. В. Ляхович [1964]. В обоснование своего критерия автор кладет два соображения: бесспорное о том, что большая часть первоначально рассеянных в магме рудообразующих элементов при остывании магмы остается в рассеянном же состоянии в породах, и предположительное о том, что эти рассеянные в породах массы элементов при вторичном изменении пород постмагматическими растворами могли извлекаться ими из минералов породы и переотлагаться с образованием месторождений. В результате в переработанной вторично подобным образом породе как признак переработки и возможного рудоотложения должна возникать особая пестрота в локальных содержаниях рудообразующих элементов, с выявлением как участков местного обогащения, так и выщелачивания. В качестве иллюстрации автором приводятся следующие данные о колебаниях содержаний отдельных элементов в неизменных и измененных рудоносных гранитоидах (табл. 16).

ТАБЛИЦА 16

Порода	Колебания содержаний по элементам, число раз							
	Cs	B	Li	Rb	Sn	Zr	Nb	TR
Гранит неизменный	10	40	20	17	3	4	2	4
Гранит измененный, грейсенизированный	53	300	1400	230	80	53	199	6

Такая же неравномерность в распределении содержаний приводится автором и для ряда аксессуарных минералов (колумбита, монацита, циркона, торита, амблигонита, берилла, молибденита, касситерита, пирита, ксенотима). Подобное наблюдалось рядом

других исследователей в отношении U, Th, Pb, Zn, Y, Nb, Zr, Sn, Mo, Ta, W, Cs. Сравнительно выделяющуюся неравномерность содержания рудообразующих элементов в исследуемом гранитоиде В. В. Ляхович предлагает использовать как геохимический положительный критерий возможной рудоносности массива.

Рассмотренные геохимические критерии были установлены путем соответствующих анализов изверженных пород в целом. Они становятся более контрастными, если в качестве объектов исследования брать должным образом выбранные отдельные минералы из пород. По петрологическим соображениям [Барт, 1956], рациональнее всего брать такие минералы, которые выпадают из магмы в периоды наибольшего обогащения ее рудообразующими элементами, а также обладают составом и строением, благоприятствующими насыщению их этими же элементами либо по закономерностям изоморфизма, либо в связи с большой емкостью структуры. В конкретных случаях эти общие требования должны иметь специфическое преломление. Так, при определениях в гипербазитах и базитах никеля рекомендуется брать на анализ оливин и магниевые пироксены; меди — железомagneзиальные пироксены; хрома — шпинели и пироксены и т. п. При исследованиях кислых пород на всю гамму рудообразующих элементов наиболее подходящими универсальными минералами будут являться слюды (биотит), а также самый поздний кварц. При исследованиях на свинец необходимо отбирать калиевый полевой шпат; на ниобий, тантал и особенно редкие земли — сфен. Некоторые рекомендуют для оценки металлоносности отбирать на анализы акцессорные минералы.

Возможность использования мусковитов в качестве индикаторов для оценки оловоносности пегматитов, из которых отобран мусковит, показана Л. Х. Аренсом и У. Р. Либенбергом [1952] на опыте работ в Юго-Западной Африке. Исследователями установлено, что содержания олова в мусковитах из оловоносных пегматитов достигают 0,3% против тысячных долей процента из неоловоносных. По данным В. Л. Барсукова и Л. П. Павленко [1956], в биотитах из оловоносных гранитоидов Калбы и Забайкалья содержания олова достигали 390 г/т против 30—45 г/т в биотитах из неоловоносных интрузий.

Согласно сборнику [Геология., 1964], в мусковитах, касситеритах и шерлах, взятых из танталоносных пород, содержания Та всегда повышенные, так же как лепидолиты и шерлы из цезиевых провинций несут повышенные содержания Cs. Среди карбонатитов известны по происхождению интрузивные и постмагматические (пневматолито-гидротермальные метасоматические); последние в отношении рудоносности значительно более перспективны. Критериями рудоносности карбонатитов являются повышенные содержания Sr (до 0,5—1,0%) и суммы цериевых земель (до 0,5—1,0%) в карбонатах и апатитах, Ti (до 0,2—2,0%) и Nb (0,02—0,05%) — в магнетитах, слюдах и амфиболах, на фоне практически полного отсутствия Th в монацитах. По В. С. Коптеву-Дворникову и др. [1960], степень

примесей металлических элементов в биотитах, а также в аксессуарных минералах (сфенах, анатазах, рутилах, цирконах, апатитах) может служить индикатором соответствующей рудоносности тех интрузий, из которых взяты минералы.

С. Д. Туровский [1953] выдвигает минералого-геохимический критерий как один из основных для выявления генетической связи между изверженными породами и постмагматическими проявлениями. Этот критерий основывается на установленной автором (и другими исследователями) для гранитоидных пород и связанных с ними постмагматических месторождений однотипности составов минералов-аксессуариев и минералов-рудообразователей; качественно-количественных соотношений главнейших рудообразующих элементов; общего состава аксессуарных элементов. О подобных же минералого-геохимических связях месторождений и массивов родоначальных пород упоминал Х. М. Абдуллаев [1954]. В. Ф. Слоусон и М. П. Накровский [Slawson, Nackowsky, 1958] показали, что содержание свинца в калишпатах из монзонитов, сопровождаемых крупными месторождениями свинцовых руд, в 1,5—2,5 раза выше, чем в калишпатах из аналогичных безрудных пород.

Согласно К. Ранкама и Т. Сахама [1955], содержания редких элементов в сфенах могут служить как бы мерой суммарного запаса этих же элементов в исследуемой породе.

В обширной сводке Ж. Эдвоба [1957] приведены многочисленные примеры использования повышенных содержаний искомых элементов в примесях в различных минералах в качестве положительного критерия рудоносности пород, из которых были отобраны эти минералы. Отмечаются успехи использования сфенов и биотитов для оценки перспектив оруденения Та, Се, Ла, амазонитов, микроклинов, сподуменов — Cs, полевшпатов, калишпатов, альбитов — Li, Pb, Zn, апатитов — TR и др.

Вышесказанное относится к магматогенным породам и месторождениям. Аналогичный принцип может быть положен в основу оценки перспективности осадочных толщ.

Так, согласно Н. А. Хрущеву [1956], кремнистость и углистость сланцев, особенно кембро-силурийского возраста, может служить критерием возможной рудоносности U, V, Mo. Эти металлы могли попасть в состав сланцев в результате сорбции их из вод бассейна отложения. Аналогичным критерием рудоносности известняков и доломитов на широкий круг элементов будет являться их битуминозность.

Ссылаясь на Н. М. Страхова [1960], можно заключить, что рудоносные вулканогенно-осадочные линзы должны быть сравнительно обогащены элементами гидротермального ряда и тем в большей степени, чем был больше приток металлонесных растворов во время формирования линзы. Поэтому положительным критерием возможной рудоносности вулканогенно-осадочных линз будут являться высокие количественные показатели исследования гаммы рудообразующих элементов в породах, особенно пеплового состава этих линз.

Оценка рудоносности метаморфических толщ и месторождений должна производиться в соответствии с общими соображениями, высказанными в отношении магматических и осадочных образований, поскольку по первоначальному происхождению эти толщи принадлежат либо к одному, либо к другому типу.

Выше были изложены геохимические критерии наиболее общего порядка, позволяющие оценить перспективность предназначенной к исследованию площади и выбрать внутри нее первоочередные поисковые и разведочные участки.

Некоторые геохимические критерии могут быть использованы и на этапе исследования этих участков. Подобными критериями наиболее частного порядка являются качественно-количественные особенности состава сингенетично рассеянных элементов в отдельных минералах. Как показывают проведенные исследования, упомянутые геохимические особенности, отображающие обстановку в среде минералообразования, позволяют судить о генезисе и условиях выпадения исследуемых минералов, а тем самым делать выводы поискового порядка.

Так, первоначально А. М. Болдыревой и Я. Д. Готманом, а затем и более обстоятельно А. С. Дудыкиной [1959а] было показано, что исследования примесей в касситеритах позволяют определить генетический тип оловорудного месторождения. Этими исследователями было установлено, что качественно-количественный состав элементов-примесей в касситеритах закономерно меняется в ряду оловорудных месторождений от пегматитовых через кварц-полевощпатовые, грейзеновые, типичные кварц-касситеритовые и переходные кварц-сульфидные к типичным сульфидно-касситеритовым. Именно, четко выраженное преобладание циркона, тантала и ниобия при угнетении индия, сурьмы, серебра, цинка и свинца для пегматитовых и грейзеновых месторождений сменится обратной картиной для месторождений сульфидно-касситеритовых и сульфидно-кварцевых. Для месторождений промежуточных типов и состав рассеянных элементов будет промежуточным.

А. С. Дудыкина [1959б] также установила соответствующие геохимические критерии для гранатов, позволяющие рассматривать их в качестве химических индикаторов среды, отображающих в составе своих рассеянных химических элементов изменения состава расплава (или раствора) в ходе развития минералообразования. Использование подобных данных в сочетании с геологическими предпосылками может явиться полезным при проведении поисковых работ.

Согласно сборнику [Геология. ., 1964], в ходе развития сульфидного гидротермального процесса в минералах-хозяевах закономерно изменяются отношения $In : (Zn + Fe^{2+})$; $Cd : Zn$; $Re : Mo$; $Ge : (Fe^{2+} + Zn)$; $Tl : Pb$; $S : Se : Te$; $Se : Te$. При этом высшие концентрации Sc и иногда In соответствуют высоким температурам, тогда как Tl — низким. Среднетемпературным образованиям соответствует обогащение Re , Ge , Cd , Ga .

По данным Н. Д. Синдеевой [1959], безошибочным критерием

осадочного происхождения бурых железняков является их бедность Se и Te. Бурые железняки из окисленных зон сульфидных месторождений всегда обогащены этими элементами, что подтверждает плохую подвижность Se и Te в зоне гипергенеза.

Х. Хаберландом [1952] приведены сводные данные об особенностях состава рассеянных элементов, в зависимости от происхождения, в флюоритах, урановых смолках, шеелитах, апатитах, биотитах, пиритах, сфалеритах. В частности, им указывается, что урановая смолка гидротермального происхождения содержит в себе двухвалентный европий, практически отсутствующий в пегматогенном уранините; пирит гидротермальный по сравнению с пиритом осадочным обогащен мышьяком, медью, цинком при угнетении марганца; высокотемпературный сфалерит по сравнению с низкотемпературным обогащен кобальтом, железом и марганцем при угнетенных галлии, германии и таллии, и наоборот.

Новые возможности скрыты в исследованиях изотопного состава. Так, согласно К. Ранкама [1956], гидротермальные карбонаты (кальцит, доломит, родохрозит, сидерит, стронцианит и др.) обладают по сравнению с подобными же минералами осадочного происхождения повышенными отношениями $C^{12} : C^{13}$ (в среднем 89,4 против 88,5). Аналогичным образом для кальцитов гидротермальных, по сравнению с подобными же осадочными, установлено повышенное отношение $O^{16} : O^{18}$ (495—500 против 487). Эта особенность установлена и для кислородных соединений кремния.

По А. П. Виноградову и Е. И. Донцовой [1952], скарновые минералы как произошедшие из осадочных известняков, с заведомо пониженными отношениями $O^{16} : O^{18}$, по этому признаку могут быть отличены от аналогичных минералов изверженного или гидротермального происхождения, где эти отношения повышенные.

Наконец, геохимические критерии могут быть привлечены к решению чисто геологических задач. Так, например, в областях развития магматических пород, на основе полного или частичного сходства сингенетических геохимических ассоциаций в различных породах, может быть установлена их идентичность или комагматичность. В этой связи специального упоминания заслуживают работы Л. Х. Аренса и В. С. Коптева-Дворникова.

Л. Х. Аренс [1952] проводил свои исследования в Южной Африке; он выяснял особенности геохимического поведения в различных породах рубидия и таллия. Изучались граниты, сиениты, пегматиты. В результате Л. Х. Аренс пришел к следующим выводам.

1. Если отношение $Rb_2 : Tl_2O$ адресуется к одной и той же породе или генетической провинции, то значение отношения остается практически постоянным.

2. Использование этого отношения может помочь разрешению геохимических проблем определения возраста и генезиса изверженных пород и их дериватов.

В. С. Коптев-Дворников и др. [1960] производили геохимическое изучение гранитоидных интрузивов Центрального Казахстана, Даль-

него Востока и Забайкалья. В результате они пришли к следующим основным выводам.

1. Качественно-количественные соотношения элементов, наблюдаемые в гранитоидах, определяются возрастом, составом и геологической позицией интрузий.

2. Группы «сквозных» (проходящих) элементов-примесей дают возможность выявлять генетические связи между главными и дополнительными интрузивами, жильными сериями, а также эффузивами.

3. Геохимические критерии, значение которых в силу целого ряда причин ранее не учитывалось, являются весьма важными.

Подобный же принцип в областях развития осадочных пород может быть использован для расчленения немых толщ, выделения маркирующих горизонтов и выяснения условий образований отдельных горизонтов разреза. Работы в указанных направлениях проводились многими исследователями и всегда заканчивались успешно. Это работы И. И. Тучкова [1958] в Алданском угленосном районе; С. М. Катченкова [1953], (1958), на северо-западе Русской платформы, в Самарском Заволжье и на Северо-Восточном Кавказе; А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой [1956], исследовавших породы в среднем течении р. Вилюя; Н. М. Страхова [1956, 1960] в Донбассе, Караганде и других местах; Б. Я. Кудымова [1960] по спектро-картажу опорных скважин, и др.

Наконец, в областях развития метаморфических толщ исследование состава рассеянных элементов в реликтовых участках способно помочь выяснению первоначального генезиса образований. Работы Т. Г. Сахама [1952] в Южной Финской Лапландии, М. М. Ермолаева и др. [1966] на Кольском полуострове и Дж. Буге [Bugge, 1945] в Южной Норвегии показали, что можно решить указанную задачу с упором прежде всего на геохимические особенности пород.

ПОИСКОВЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ

Будем называть поисковыми геохимическими признаками те геохимические качественно-количественные особенности, устанавливаемые на участках исследования, которые прямым образом указывают на существование здесь коренных источников рудной минерализации. В качестве таких геохимических признаков в настоящее время можно рассматривать первичные и вторичные ореолы (и потоки) рассеяния месторождений; первичные ореолы имеют особое значение при поисках месторождений, не выходящих на эрозионный срез вмещающих их пород («слепые» месторождения), вторичные — выходящих (или выходивших) на этот срез. Образования, подобные ореолам, могут возникать в природе вне непосредственной связи с месторождениями; это обуславливает необходимость, во-первых, изучения свойств и особенностей истинных ореолов и, во-вторых, применения геохимии в комплексе с другими поисковыми приемами.

Приводимые ниже основные положения общей геохимии и особенности, связанные с выделением, существованием и закономерностями естественных геохимических ассоциаций, предполагаются известными.

ОРЕОЛЫ ПЕРВИЧНОГО РАССЕЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Преимущественным состоянием химических элементов, особенно рудообразующих, во всех геосферах является рассеяние с однообразно низкими содержаниями. Вместе с тем в этом поле рассеяния местами существуют более или менее выраженные концентрации тех или иных элементов; некоторые из этих концентраций представляют собой промышленные месторождения.

Месторождения возникают благодаря действию определенных сил в благоприятной для рудообразования геолого-тектонической и физико-химической обстановке и, по существу, представляют собой положительные геохимические аномалии.

Какой бы процесс рудообразования мы ни взяли, в течение его термодинамический потенциал (прямая функция концентрации, давления и температуры) в области рудоотложения неизбежно должен быть выше, чем потенциал окружающей среды, либо по

причине только повышенной концентрации рудообразующего вещества, либо по совокупному действию повышенных концентраций, давления и температуры. В результате неизбежно должна возникнуть миграция элементов из очага рудоотложения, и некоторое количество массы их, вовлеченной в общий процесс рудообразования, рассеется во вмещающих породах, образуя видимые (минеральные) или невидимые (безминеральные) оторочки собственно рудных тел; последнее полностью подтверждается практикой, давно использующей эти оторочки в поисковых целях. В последнее время за упомянутыми образованиями укрепилось название ореолов первичного рассеяния месторождений.

Ореолами первичного рассеяния называются участки вмещающих месторождения пород, непосредственно примыкающие к самим месторождениям и обогащенные в той или иной мере элементами, входящими в состав месторождений или парагенетически с ними связанными. Правомочность использования термина «ореол первичного рассеяния месторождения» обосновывается изложенными выше обобщениями.

Содержания ореолообразующих элементов в ореолах падают по направлению от границ рудных тел, где они оказываются соизмеримыми с содержаниями в рудах, к периферии, где эти содержания теряются на фоне первично конституционального рассеяния во вмещающих породах. Это в полной мере относится к элементам, входящим в состав руд месторождения, порождающего ореол. Некоторые элементы, как, например, йод, ртуть и др., способны создавать «отогнанные» ореолы, теряющие непрерывность связи с рудными телами.

За внешнюю границу ореола первичного рассеяния месторождения принимают:

$$C_a = C_\phi + 3\sigma \quad (16)$$

или

$$C_a = C_\phi e^3, \quad (17)$$

где C_a — минимальное аномальное содержание элемента, принимаемое за граничное для ореола этого элемента; C_ϕ — фоновое содержание данного элемента в породах, исчисляемое как среднеарифметическое из серии анализов для формулы (16), предполагающей нормальный закон распределения элемента, и как среднегеометрическое из серии анализов для формулы (17), предполагающей логнормальный закон распределения; σ — среднеквадратичное (стандартное) отклонение фоновых содержаний от среднеарифметического значения; e — стандартный множитель, равный $\text{antilog } \sigma$.

В пределах ореолов наблюдаются закономерно выраженные градиенты содержаний, направленные от периферии к центру ореола. Виды и формы существования элементов в ореолах первичного рассеяния самые разнообразные — собственные минералы; растворы в твердой и жидкой составляющих рудовмещающих пород; растворы в эпигенетических минералах-вкрапленниках, возникающих в связи

с рудообразованием; состояние сорбции во вмещающих породах. Эти виды и формы определяются особенностями поведения отдельных элементов, их способностями к минералообразованию, концентрациями в исходном рудообразующем материале и законами рудо- и ореолообразования. Закономерностями ореолообразования объясняется и распределение элементов в ореолах, для отдельных видов ореолов оказывающееся зональным.

Формы ореолов первичного рассеяния различные и находятся в связи с генезисом и формой рудных тел, проницаемостью вмещающих пород и развитием в них ослабленных зон. Линейные (и объемные) размеры ореолов также зависят от перечисленных факторов и заключены в пределах от десятков и сотен сантиметров и до десятков и сотен метров. Во всяком случае первичные ореолы в той или иной мере увеличивают поисковые размеры рудных тел, что благоприятствует более легкому обнаружению последних. Однако главное поисковое значение рассматриваемых ореолов состоит в том, что ими на эрозионном срезе могут проявляться рудные тела в слепом залегании; тем самым эти наиболее трудно обнаруживаемые руды оказываются доступными простым поисковым приемам. Кроме того, при зональном строении ореолов представляется возможность определения высоты эрозионного среза.

Ореолы первичного рассеяния всегда сингенетичны с рудными месторождениями, которые они сопровождают; по отношению к рудо-вмещающим породам-носителям и к первично конституциональному рассеянию в них рассматриваемые ореолы могут быть и сингенетичными и эпигенетичными. Так, первичные ореолы собственно магматических и осадочных месторождений сингенетичны с вмещающими породами, а ореолы постмагматических — эпигенетичны. Эти обстоятельства имеют определенное значение при интерпретации данных полевых исследований.

В настоящее время имеются основания утверждать о существовании ореолов первичного рассеяния у коренных месторождений любого класса. Из них в наибольшей степени изучены ореолы первичного рассеяния постмагматических, за ними следуют ореолы собственно магматических и осадочных месторождений. Существование ореолов метаморфических месторождений допускается по аналогии.

СОБСТВЕННО МАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди рассматриваемых ореолов первичного рассеяния внимание уделено лишь тем из них, которые сопровождают месторождения гравитационно-сегрегационные и ликвационные, залегающие непосредственно в материнской породе. Ликвационные отщепленные месторождения близки по своим особенностям к постмагматическим. На этом основании ореолы отщепленных месторождений, как очевидно близкие по свойствам к ореолам постмагматитов, отнесены в группу этих последних.

Ореолы первичного рассеяния гравитационно-сегрегационных и ликвационных неотщепленных магматических месторождений

должны возникать в висячих боках залежей как естественное следствие образования самих месторождений. Именно в процессе образования месторождений в течение определенного промежутка времени до застывания магмы через нее происходит падение жидких или твердых рудообразующих частиц.

При прочих равных условиях скорость падения v частиц определяется формулой Стокса:

$$v = K \Delta d r^2, \quad (18)$$

где K — постоянный коэффициент, зависящий, в частности, от вязкости; Δd — избыточная плотность падающей частицы относительно среды падения; r — радиус этой частицы.

Из формулы следует, что скорость падения частицы пропорциональна ее избыточной плотности и квадрату радиуса равновеликой сферы; в результате более плотные и крупные частицы будут падать быстрее, и наоборот. Так как в магме присутствуют частицы всевозможных размеров, то за конечный период ее остывания часть более мелких частиц не успеет осесть и создаст выше рудного тела своеобразное «облако», более плотное внизу и разреженное вверху. Кроме того, начиная с некоторых минимальных размеров (микрон) рудные частицы вследствие броуновского движения осаждаться не будут, и их масса также пойдет на создание упомянутого «облака». Распределение этих частиц по высоте над рудным телом определяется формулой Пэррена [Кройд, 1933]:

$$n_1 = n_0 e^{-K \Delta h}, \quad (19)$$

где n_1 — число равновеликих частиц в единице объема на высоте h над слоем, обладающим плотностью частиц n_0 ; K — постоянный коэффициент.

Формула определяет обратный экспоненциальный закон уменьшения плотности частиц с высотой над рудой.

При отвердении магмы упомянутое «облако» рудообразующих частиц зафиксировано в породе и образует ореол первичного рассеяния рассматриваемых рудных месторождений. Если в процессе участвуют частицы различных плотностей, то возникнут зональные ореолы — более протяженные для легких и сжатые для тяжелых частиц. Сказанное предполагает минеральный вид существования рудных элементов в ореолах. Однако принципиально положение не изменится, если рудные элементы будут находиться в виде примесей в петрогенных минералах, если только их присутствие там скажется на объемном весе минералов-хозяев. Все рассматриваемые ореолы являются сингенетичными с породами, в которых они наблюдаются.

Опыт по изучению первичных ореолов рассеяния медно-никелевых сульфидных месторождений подтверждает сказанное. Так, Д. В. Полферовым [1962] на Кольском полуострове над указанными месторождениями установлены четырехэлементные (Ni, Co, Cu, Ti) первичные ореолы рассеяния с четким повышением содержаний по направлению

к рудным телам. Главный вид существования — собственные минералы — пентландит, халькопирит и титаномагнетит. Протяженность ореолов по высоте — от десятков метров до 140 м (для Ti), причем, как и следовало ожидать, протяженность медных халькопиритовых ореолов больше, чем никелевых пентландитовых, поскольку плотность халькопирита меньше плотности пентландита.

Аналогичные материалы по первичным ореолам рассеяния месторождений сингенетичных сульфидных медно-никелевых руд того же Кольского полуострова приводятся Т. И. Ньюшпененом [1963, 1966]. Однако автор предпочитает эти образования рассматривать как «...непромышленную сингенетичную вкрапленность сульфидов (и титаномагнетита), которая разубоживается постепенно при удалении

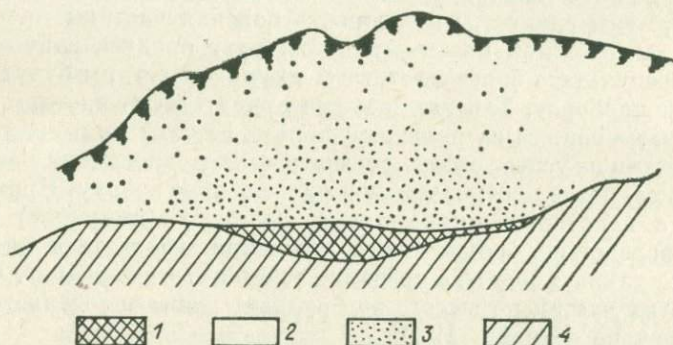


Рис. 1. Схема строения ореола первичного рассеяния сульфидного медно-никелевого месторождения (разрез).

1 — сплошные медно-никелевые руды; 2 — базиты; 3 — ореол в базитах; 4 — вмещающие породы.

вверх от рудного тела и должна рассматриваться как частный случай первично конституционального рассеяния». Т. И. Ньюшпененом указывается на изменения содержаний в ореолах по экспоненциальному закону.

Согласно Стоухаузу [Stonehouse, 1954], исследовавшему распределение ряда элементов (Ti, Mn, Cu, Ni, Co, Cr, Ag, Zn и др.) в норитах всякого бока медно-никелевых сульфидных тел месторождения Седберри, повышенные, постепенно снижающиеся по направлению от руды содержания Ni, Cr, Ti, Mn, V устанавливаются на протяжении 100—150 м вверх от рудных тел.

Для условий Норильского района И. Д. Волковым установлено, что в отдельных случаях уменьшение по высоте содержания никеля в первичных ореолах медно-никелевых руд строго следует экспоненциальному закону Пэррена.

Наконец, Т. И. Ньюшпененом [1965] рассмотрен случай первичных ореолов медно-никелевых сульфидных рудопроявлений в Иокодовыренском интрузивном массиве Северного Прибайкалья. Здесь в части массива шириной 150—200 м, содержания Ni и Cu возрастают одновременно с увеличением количества вкрапленных сульфидов

дов в направлении к лежащему боку массива и достигают максимума в зоне приконтактовых вкрапленных руд. Однако содержания исследованных металлов в указанных рудах невысокие (всего в 2—3 раза превышают фоновые), что позволяет с известным основанием говорить в данном случае о ложном ореоле.

На рис. 1 представлена схема строения ореола над медно-никелевым месторождением. Есть все основания полагать, что на месторождениях иных полезных ископаемых (платино-хромитовых, титано-магнетитовых, апатитовых) будут наблюдаться аналогичные картины.

Если время застывания магмы короткое, либо магма оказывается слишком вязкой, либо имеют место подвижки, то выпадение рудного вещества может начаться, но не дойти до сколько-нибудь заметной сегрегации. Тогда будут возникать типичные ложные ореолы, не отвечающие промышленным рудным телам, примером чего, по-видимому, является случай, описанный Т. И. Ньюшпененом [1965].

ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди рассматриваемого класса месторождений в настоящее время выделяют собственно осадочные, образовавшиеся в водных бассейнах за счет материала, поступившего в результате выветривания береговых пород, и вулканогенно-осадочные, обязанные возникновением привнесу рудообразующего материала при подводных вулканических извержениях.

Типичными представителями собственно осадочных месторождений являются оолитовые гидрогетит-шамозит-сидеритовые железорудные, месторождения марганца, бокситов, фосфоритов, медистых песчаников и сланцев, некоторые ванадиевые, молибденовые, урановые и др.

Вулканогенно-осадочное происхождение приписывается некоторым гематитовым, колчеданным, марганцевым (карбонатно-силикатным) и свинцово-цинковым месторождениям.

Джеспилитовые железорудные месторождения — смешанного происхождения.

Согласно Н. М. Страхову [1960], все эти месторождения всегда окаймлены достаточно широкими зонами зачаточного и незавершенного рудообразования, еще далее к периферии переходящими во вмещающие осадочные породы. Минералого-химические особенности этих полос позволяют использовать их в качестве критериев возможной рудоносности вмещающих пластов.

Особенностями этих зон являются: 1) одновременное образование как с окаймляемыми ими месторождениями за счет того же самого материала, так и с рудовмещающими пластами и линзами; 2) периферийное расположение по отношению к рудным телам; 3) закономерные падения содержаний от соизмеримых с рудными во внутренних частях до близких к кларковому на периферии.

Эти особенности позволяют считать упомянутые зоны зачаточного и незавершенного рудообразования сингенетичными ореолами первичного рассеяния осадочных месторождений.

Геохимические особенности рассматриваемых ореолов несколько различны для собственно осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений. Вначале приведены сведения для месторождений, за которыми признается собственно осадочное происхождение.

Для оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых железорудных месторождений ореольные полосы представлены тонкодисперсными шамозитовыми глинами, причем руды прибрежных зон пласта обогащены окисно-закисным железом (гидрогетитом), замещаемым по мере удаления в пелагическую часть бассейна закисными соединениями в виде шамозита и далее — сидерита. Самые рудные месторождения рассматриваемого типа могут нести в своем составе фосфор и ванадий.

Те же полосы для марганцевых месторождений представлены глинами, с рассеянными марганцевыми конкрециями; наблюдается ассоциация с кремнеземными осадками. В прибрежных частях рудного пласта преобладают псиломелан и манганин, замещаемые в глубь бассейна родохритом и манганокальцитом; обычны примеси кобальта и бария.

Промышленные месторождения меди в песчаниках обычно представляют собой линзы в обширном поле убогой вкрапленности; совместно с медью обычно встречается весьма широкая гамма других металлических элементов.

Полосы зачаточного и незавершенного рудообразования бокситовых руд представлены флинтглеями в составе сухарных и огнеупорных глин (каолинитов), с некоторой примесью гидратов окиси алюминия и низкосортных бокситов. Для месторождений, формировавшихся на ложе из карбонатных пород, замечаются уменьшение содержания алюминия и переход железа из окисной в закисную форму по направлению от лежащего к висячему боку. В самих бокситах могут иметь место накопления титана, с индивидуальными для различных месторождений отношениями содержания $Ti : Al$.

Фосфоритовые месторождения обычно окружены зонами с редкими желваками фосфоритов, в сопровождении глауконита. С фосфоритоносными участками, возможно ожидать обогащение ураном, происходящее, за счет сорбции последнего.

Обобщая приведенные данные, представляется возможным сказать, что ореолы первичного рассеяния собственно осадочных месторождений: 1) являются по составу, подобно рудным телам, простыми, но с меньшими кларками концентраций; какого-либо специфического обогащения теми или иными элементами не наблюдается; 2) по видам и формам существования элементов не отличаются от рудных тел, являясь либо минеральными, если руды сложены собственными рудными минералами, либо безминеральными, если рудный материал находится в состоянии сорбции в рудоносных породах; 3) не выходят из пределов рудоносного пласта ни в висячий, ни в лежащий бока, развиваясь лишь в плоскости этого пласта.

На рис. 2 приведена схема строения подобного ореола, отнесенная к моменту формирования.

Вместе с тем при последующих тектонических процессах рудовмещающие пласты, а с ними рудные тела и их первичные ореолы могут быть эродированы до любой степени. В частности, если эрозия зайдет до такой глубины, что будут уничтожены и самые рудные тела, то оставшаяся часть ореола первичного рассеяния окажется, по существу, ложным ореолом. Некритическое использование подобного образования при поисках может привести к серьезным ошибкам.

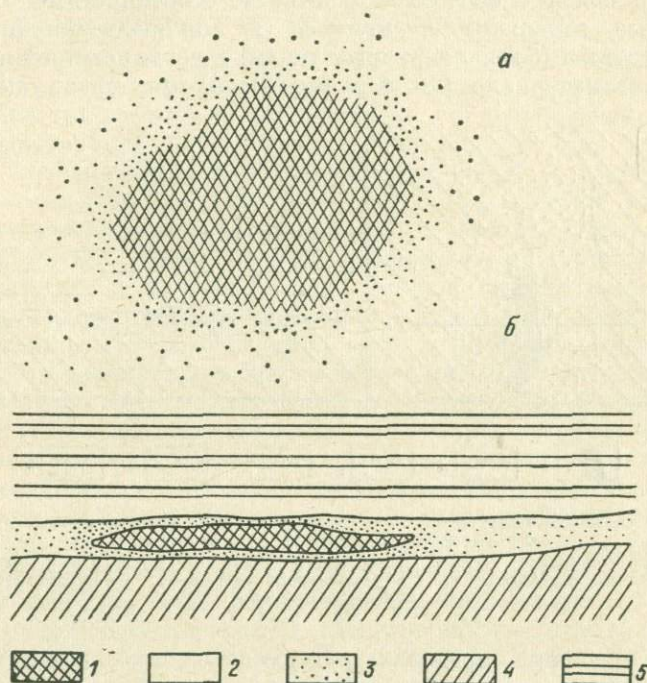


Рис. 2. Схема строения ореола первичного рассеяния собственно осадочного месторождения (к моменту сформирования): а — план; б — разрез.
 1 — промышленные руды; 2—3 — рудовмещающий пласт и ореол;
 4 — подстилающие породы; 5 — вода.

Избежать эти ошибки можно при помощи анализа градиентов содержаний в ореоле; последние в случае ложного ореола должны быть обратными.

Приведенные геохимические признаки могут служить определенным подспорьем при поисках месторождений собственно осадочного происхождения, наряду с их стратиграфическими, литологическими и прочими особенностями.

Данные Н. М. Страхова (1969), общие соображения и накопленные опытные материалы, неизбежно скудные, поскольку имеется мало критериев, дающих возможность бесспорно распознавать месторождения вулканогенно-осадочного происхождения, позволяют

в своей совокупности приписать первичным ореолам этого типа месторождений следующие геохимические особенности: 1) многокомпонентность состава ореола, повторяющая в основном состав вулканогенных гидротермальных растворов, питающих бассейн отложения; 2) отсутствие зональности в распределении элементов в ореолах как следствие перемешивания растворов в водном бассейне; 3) разнообразные виды и формы существования элементов в ореолах, стоящие в связи с физико-химическими особенностями элементов: собственные минералы и примеси в минералах-вкрапленниках чуждого состава (ближе к рудным телам) и сорбированное состояние в пепловом материале (по периферии); 4) при преимущественном

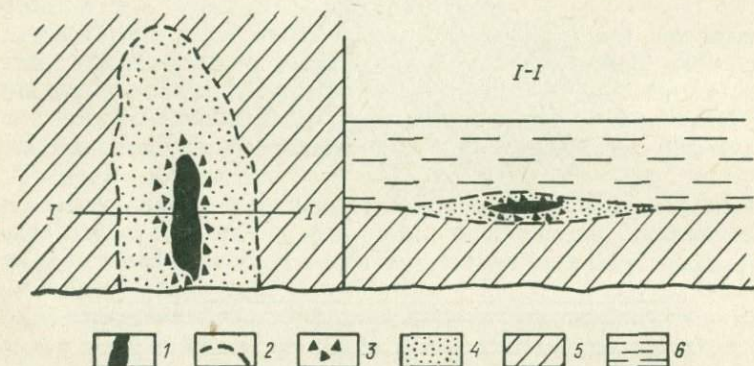


Рис. 3. Схема строения ореола первичного рассеяния вулканогенно-осадочного месторождения (к моменту формирования).

1 — промышленные руды; 2 — контур вулканогенно-осадочной линзы; 3 — рудные вкрапленники; 4 — безминеральный ореол; 5 — подстилающие породы; 6 — вода.

развитии ореола в пределах рудовмещающего пласта возможен выход его в висячий и лежащий бока залежи за счет ослабленных притоков рудообразующего материала в начале и в конце процесса рудообразования.

На рис. 3 приведена схема строения ореола первичного рассеяния вулканогенно-осадочного месторождения, отнесенная к моменту формирования.

Геохимические особенности ореолов первичного рассеяния месторождений смешанного (осадочного и вулканогенного) происхождения (типа джеспилитовых железорудных месторождений) являются также смешанными, с преобладанием черт, свойственных главному рудообразующему фактору. В частности, для джеспилитов ореолы первичного рассеяния представлены роговиками с непромышленными содержаниями железа, причем железо ближних к берегу зон находится в закисной форме (сидеритовые с пиритом, затем хлорито-сидеритовые образования), сменяемой далее в глубь древнего моря закисно-окисной (сидерито-магнетитовые отложения) и, наконец, окисной формой (гематитовые руды). Во всех случаях подобных

рудопроявлений необходимо иметь в виду возможности совместного нахождения с железом U и Au.

Для некоторых гематитовых залежей в Криворожском бассейне установлены ореолы первичного рассеяния, подобные наблюдаемым для постмагматических месторождений. Это подтверждает взгляды некоторых исследователей на эпигенетическую природу богатых руд [Белевцев, 1958].

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Постмагматические месторождения генетически связаны с завершающими этапами магматической деятельности и обычно подразделяются на три группы — пегматитовые, пневматолитовые (пневматолито-гидротермальные) и гидротермальные.

Среди постмагматических образований имеются месторождения любого металлического состава, самых различных форм и запасов. Некоторые металлы, как, например, золото, серебро, олово, молибден, вольфрам, литий, тантал, ниобий, редкие земли, сурьма, мышьяк, а также редкие рассеянные металлы (индий, таллий, кадмий, рубидий, цезий) и др., в своей массе извлекаются именно из подобных месторождений или образований, тесно с ними связанных.

По своим временным отношениям постмагматические (равно как и ликвационные отщепленные магматические) месторождения являются всегда эпигенетическими, т. е. более поздними образованиями по отношению к вмещающим их породам. Естественно, что и сопровождающие эти месторождения ореолы первичного рассеяния, по отношению к их породам-носителям и первично конституциональному рассеянию в этих породах, являются также эпигенетическими. Вследствие этого геохимические поиски постмагматических месторождений по их ореолам первичного рассеяния всегда будут происходить на мешающем в этом случае фоне сингенетического рассеяния в породах. Это обстоятельство подлежит специальному учету при интерпретации получаемых данных.

Проникновение ореолообразующего материала в боковые (вмещающие) породы рудных месторождений происходит, как это общепринято считать, под влиянием двух причин — инфильтрации и диффузии. Инфильтрация вызывается выдавливанием растворов из очага рудоотложения, а диффузия — положительными перепадами химического потенциала, возникающими при рудоотложении между очагом его и боковыми породами. Поскольку инфильтрация происходит в менее стесненной обстановке, чем диффузия, протяженность инфильтрационных ореолов на практике превосходит в 10 и более раз протяженность ореолов диффузионных, хотя и последние в подходящих условиях для некоторых элементов могут достигать больших размеров.

Химические элементы, проникшие инфильтрационным или диффузионным путями из очага рудоотложения в боковые породы, при прекращении их дальнейшего перемещения в силу исчезновения внутреннего давления раствора (при инфильтрации) или разности

химического потенциала (при диффузии), фиксируются в породах и создают ореол первичного рассеяния постмагматического месторождения.

Элементный состав ореолов, виды и формы существования элементов в ореолах и распределение элементов в них — важнейшие вопросы теории рассматриваемых ореолов.

Элементный состав ореолов неизбежно должен быть многокомпонентным, качественно сходным для разных по составу и происхождению постмагматических месторождений. Этот вывод основывается на следующих соображениях.

Поскольку материал для образования и месторождения и его ореола первичного рассеяния, несомненно, поступает из одного и того же источника, постольку первоначальный состав этого источника является решающим. Последний же, безусловно, многокомпонентный, притом значительно более широкий, чем об этом можно судить по составу практически извлекаемых из месторождения металлов. Действительно, давно известны примеры проявления в месторождениях различного генезиса и главного состава соединений Li, Be, B, Au, TR, Th, U, Fe, Cu, Sn, W, Mo, Bi, As, Sb, F, Hg, S, Ta, Nb, и др. в виде промышленных или аксессуарных минералов. Далее, нет рудных или жильных минералов, в составе которых в тех или иных количествах не присутствовали бы примеси элементов самого широкого круга, включающего даже такие необычные для постмагматитов элементы, как осмий, иридий и платина, твердо установленные в гидротермальных и пневматолитовых касситеритах и молибденитах и в пегматогенных ниобатах, танталатах, титанатах и цирконатах. В этом отношении крайне поучительные материалы приведены в книгах А. В. Каблукова и др. [1964], и В. В. Иванова [1965].

Наконец, сравнительное изучение составов термальных источников, гейзеров, продуктов фумарольной деятельности, вулканических экзгаляций, а равно и минеральных отложений, по происхождению стоящих в связи со всем этим [Бетехин, 1955; Феннер, 1937; Захарченко, 1955; Толстихин, 1958; Муликовская, Толстихин, 1958 и др.], в различных районах мира (источники Стимбот, Салфорс-Бэнкс и Саратога-Спрингс в США, Узон на Камчатке, гейзер Ротуроа в Новой Зеландии, различные продукты Долины Тысячи Дымов на Аляске, вулканы Камчатки, Везувий, Этна и др.), показывает их предельную многокомпонентность при качественном единообразии. Кстати сказать, некоторые элементы (например, йод, бром, хлор), легко устанавливаемые в термах и обнаруженные в повышенных количествах в ореолах, в собственно рудном материале присутствуют лишь в ничтожном количестве.

Все изложенное позволяет ожидать в элементном составе ореолов первичного рассеяния постмагматических месторождений, вне зависимости от их генезиса и главного состава, присутствия практически всех из 58 главных рудообразующих, металлических и металлоидных элементов (Li, Rb, Cs, Be, B, P, Zr, Ta, Nb, Y, TR, Th, U, Fe,

Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Hg, Sn, Mo, W, Bi, Ga, Ge, Sc, Cd, In, Hf, Re, Tl, As, Sb, S, Se, Te, Ba, F, Cl, Br, J), не считая обычных петрогенных. Количественные содержания каждого из указанных элементов, а следовательно, и взаимоотношения содержаний элементов будут, очевидно, в каждом отдельном случае своеобразными.

Виды и формы существования элементов в ореолах разнообразны и определяются физико-химическими особенностями элементов и содержаниями их. Так, элементы могут вступать в соединения друг с другом и образовывать собственные минералы; изоморфно входить в состав минералов вмещающих пород; находиться в растворе в плечных и поровых водах пород; создавать твердые и жидкие изоморфные и неизоморфные растворы в эпигенетических минералах-вкрапленниках, главным образом в простых сульфидах типа пирита, арсенопирита, пирротина и др. При исследованиях для надежности следует ориентироваться на невидимые безминеральные формы проявления элементов и в соответствии с этим применять надлежащие методы определения состава.

Распределение элементов в ореолах, при отмеченных выше комплексности состава и способах образования ореолов при посредстве инфильтрации и диффузии, неизбежно должно быть закономерно зональное. Это следует из приведенных сведений относительно скоростей перемещения (подвижностей) ионов в водных растворах [Изгарышев, Горбачев, 1951]. На самом деле, независимо от того, имеем ли мы дело с инфильтрационным или диффузионным внесением ореолообразующих элементов во вмещающие рудное тело породы, скорости перемещения элементов в пределах ореола будут различными, определяемыми внутренними качествами перемещающихся ионов, в первую очередь их ионными потенциалами. В результате, по этой причине, в процессе становления ореола произойдет разделение дотоле смешанного раствора. За время образования ореола элементы пройдут разные расстояния, и при замирании процесса в породах зафиксирован закономерно зональный ореол.

Р. Маккей [MacKay, 1946] был едва ли не первым, использовавшим изложенные выше соображения о решающем влиянии ионных потенциалов на подвижности ионов для объяснения зонального строения рудных тел. Расположив ионы в ряд по их ионным потенциалам, он получил для некоторых элементов (олово, медь, цинк, свинец, ртуть) теоретический ряд зональности (снизу вверх), подобный практической колонке Эммонса. Тем самым, по нашему мнению, утверждается особая роль значений ионных потенциалов для определения местоположения элементов в зональной колонке в ореолах инфильтрационного и диффузионного происхождения и создаются условия для более широких обобщений, но все это, по-видимому, при условии, когда водные растворы имеют температуру ниже критической точки.

В табл. 17 приведено предположительное распределение главных рудообразующих элементов в ореоле первичного рассеяния

постмагматического месторождения по зонам относительно головы рудного тела. Это распределение сделано на основе значений ионных потенциалов, однако с учетом выводов из табл. 8.

ТАБЛИЦА 17

Группа элементов таблицы Менделеева	Зоны ореола		
	ближняя	средняя	дальняя
I	(Au), Li	Cu, Ag, Rb, (Cs)	(Rb), Cs
II	Be	Zn, Cd, Ba	Hg
III	La, Y	—	Tl
IV	Sn	Pb	—
V	—	As, Sb	—
VI	W, S	U, Mo, S	S
VII	F	Cl	Br, J
VIII	Ni, Co, Fe	Fe	Fe

Подобную таблицу можно применить к случаю простейшего ореола, образовавшегося инфильтрационным или диффузионным путями в проницаемой среде вокруг одиночного рудного тела в результате единого акта рудо- и ореолообразования. Именно при этих условиях ореолы первичного рассеяния могут быть наиболее уверенно и обоснованно использованы для определения высоты эрозионного среза месторождений и обнаружения «слепых» рудных тел. На рис. 4 представлено строение простейшего ореола первичного рассеяния постмагматического месторождения, в основу которого положена схема А. П. Соловова [1960].

Закон падения содержаний элементов вкrest подобного ореола, по Р. И. Дубову, — обратный экспоненциальный, выражается уравнением типа (19)

$$C_x = C_p e^{-\lambda x}, \quad (19')$$

где x — расстояние по нормали от рудного тела; C_x и C_p — содержания элемента в ореоле, вдали и вблизи рудного тела соответственно; λ — коэффициент поглощения.

Характерным показателем зональности ореола, широко используемым в практике работ, является ход кривой отношения содержаний элементов дальних зон к содержаниям элементов ближней зоны. Вдали от руды эти отношения более высокие и снижаются по мере приближения к рудному телу; особенно отчетливо это проявляется на элементах одной группы таблицы Менделеева.

Множественность актов рудообразования и пульсации в отложении, безусловно, поведут к усложнению наблюдающейся картины и к возникновению трудностей на путях практического использования ореолов для решения упомянутых задач.

На основании закона Грэма представляется возможным предугадать и использовать на практике (для определения глубины зале-

гания очага) разделение в ореолах изотопов тех или иных элементов с обгоном тяжелых изотопов легкими. Зная величину этого обгона, легко можно определить проделанный изотопами путь. Аналогичным образом должно наблюдаться (и может быть использовано в практических целях) разделение изобаров [Сафронов, 1962, 1963].

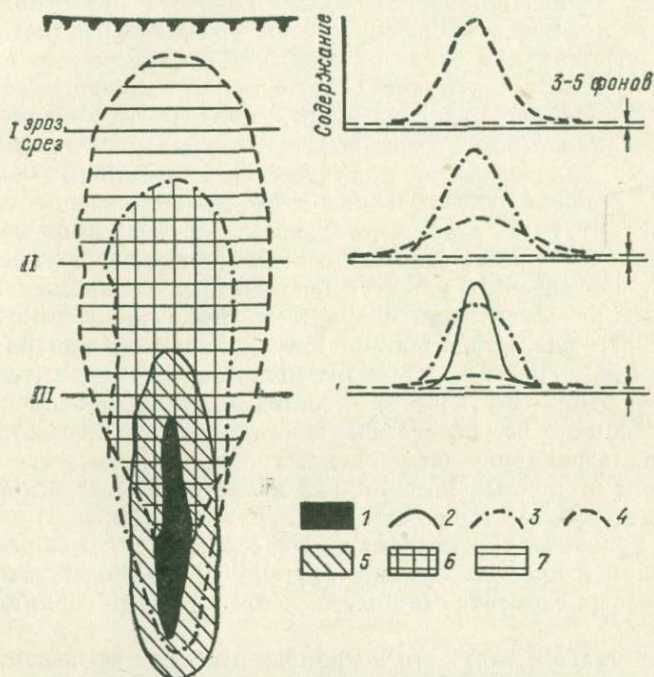


Рис. 4. Схема строения простейшего ореола первичного рассеяния постмагматического месторождения (разрез).

1—рудное тело; 2—граница ближней зоны ореола рассеяния по содержанию 3—5 фонов; 3—то же, средней зоны; 4—то же, дальней зоны; 5—площадь ореола рассеяния элементов ближней зоны; 6—то же, средней зоны; 7—то же, дальней зоны.

Расчетными формулами должны служить:
при наблюдениях над изотопами

$$S_2 = \frac{\Delta S}{1 - \sqrt{\frac{m_2}{m_1}}}, \quad (20)$$

где S_2 — искомый путь от очага, проделанный легким изотопом; ΔS — обгон тяжелого изотопа легким, получаемый из наблюдений; m_2 , m_1 — массы легкого и тяжелого изотопов (берутся из таблиц физических величин);

при наблюдениях над изобарами

$$S'_2 = \frac{\Delta S'}{1 - \frac{a_1}{a_2}}, \quad (20')$$

где S'_2 — искомый путь от очага, проделанный более подвижным изобаром; $\Delta S'$ — обгон более подвижным изобаром менее подвижного, получаемый из наблюдений; a_2, a_1 — коэффициенты подвижности исследуемых изобаров (определяются опытным путем).

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что относительные количества масс элементов, ускользящих из очага рудоотложения во вмещающие породы и образующих там ореолы первичного рассеяния, в разных случаях будут различными, в зависимости от многих факторов: генезиса и условий образования месторождений, напряженности процесса рудоотложения, характера рудовмещающих пород — их пористости, трещиноватости и пр. В зависимости от этого будут находиться и напряженность начальных импульсов движения, условия существования и формы нахождения элементов в растворе и т. п. В результате линейные размеры ореолов и зон внутри этих последних, занятых соответствующими группировками элементов, соотношения между собою частных зональных колонок, создаваемых изовалентными элементами, принадлежащими к одной химической группе, относительные интенсивности проявления отдельных элементов и групп их в ореолах могут значительно меняться при переходе от одних (по генезису и составу) месторождений к другим. Тем не менее есть все основания полагать, что зависимость зональности инфльтрационно-диффузионных ореолов первичного рассеяния в целом от ионных потенциалов является универсальной и может служить основой (при учете температурных условий) для интерпретации практических материалов, в особенности при раздельном рассмотрении в простых ореолах группировок изовалентных, химически подобных элементов (из одних и тех же групп таблицы Менделеева).

Следует иметь в виду, что в природе известны процессы, в своей основе сходные с рудообразующими, но не сопровождаемые обязательным отложением руд. Вследствие этого, образования, подобные вышеописанным ореолам первичного рассеяния месторождений, выявляемые в практике геолого-поисковых работ, не всегда будут вести к открытию по ним рудных месторождений.

К настоящему времени накоплено значительное количество сводных материалов по ореолам первичного рассеяния постмагматических рудных месторождений самого различного генезиса и металлического состава как у нас в Советском Союзе [Гинзбург, 1957; Дралюк, 1961; Сафронов, 1962, 1962—1963; Янишевский и др., 1963; Сауков, 1963], так и за рубежом. Ниже дается краткий обзор работ с освещением лишь важнейших особенностей выявленных ореолов.

Д. В. Полферов [1962] и Т. И. Нюппенен [1966] при описании ореолов первичного рассеяния эпигенетических медно-никелевых рудных тел отмечают их комплексный состав (Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Bi, Se, Te и др.); преимущественное развитие на флангах рудных тел (до сотен метров по ослабленным зонам), при протяженности тех же ореолов в боках залежей от 1,5 до 15 м; наличие зональности,

выражающееся в том, что ближе всего к руде располагается кобальт, затем следует никель и, наконец, далее всего уходит медь.

С. И. Сулова [1963] изучая ореолы первичного рассеяния редкометальных пегматитов, установила, что в ореолах присутствуют Li, Rb, Cs, Be и Sn и что эти элементы распределены зонально: ближе всего к пегматитам Be и Sn, далее располагаются Li, Rb и Cs. Заметим, что этот порядок соответствует теоретическому ряду.

В случаях ярко выраженной инфильтрации Cs отходил на 80—90 м; Be и Sn — на десятки сантиметров. По мнению исследователя, главная форма существования Li, Rb и Cs — изоморфные примеси в минералах боковых пород, с образованием вторичного литиевого минерала гольмквистита.

Н. И. Сафронов [1962—1963], изучая ореолы первичного рассеяния некоторых оловорудных жил в условиях Крайнего Северо-Востока, установил комплексный состав их и известную зональность в строении. Особенно интересны высокие содержания сурьмы (до 0,5%) при ничтожных содержаниях олова (до 0,1%) в кварце, арсенипирите и турмалине в 150—200 м по восстанию от слепого касситеритового оруденения, при практическом отсутствии сурьмы в рудах, а также обогащение германием (до 10 раз и более) эпигенетических аксинитов и топазов, извлеченных из ореола оловорудного тела.

С. С. Куйкин [1963] изучал ореолы первичного рассеяния Садонских полиметаллических месторождений. Он установил их многокомпонентный состав и зональность, эмпирический ряд которой имеет следующий вид (снизу вверх): Ni, Co, Ga, Ge, As, Cu, Mn, Sn, Mo, Zn, Pb, Bi, Ag, Sb, Tl, (Hg). С. С. Куйкин отмечает близость этого ряда к теоретическому, построенному по ионным потенциалам. Главной причиной образования ореолов устанавливается инфильтрация по ослабленным зонам; протяженность подобных ореолов 100 м и более. За диффузией признается подчиненная роль. Для ряда участков отмечается выщелачивание щелочноземельных элементов, Fe и Mn. Формы существования элементов в ореолах признаются многообразными.

Д. А. Вигдоровичем, Р. Р. Зивертом, Ю. С. Рыссом [1962], занимавшимися по заданиям ВИТР совместно с местными организациями разработкой комплексных методов поисков глубокозалегающих полиметаллических месторождений на Рудном Алтае и в Киргизии, были накоплены материалы и по первичным ореолам этих месторождений. Кратко обобщая их, можно сделать следующие выводы.

1. Элементами-индикаторами в ореолах первичного рассеяния изученных полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений в указанных районах явились Pb, Zn, Cu, Cd, Ba, As, Sb, Bi, Mo, Ag, Au, Hg, Se, Sr, S и др., что свидетельствует о многокомпонентности состава.

2. Видами и формами существования элементов в ореолах являются как собственные минералы (галенит, сфалерит, халькопирит), так и примеси в гидротермально измененных породах,

эпигенетических пиритах, в фракциях тяжелых минералов (особенно халькофилы), в карбонатах (особенно ртуть), в хлоритах (особенно цинк и медь) и в серицитах (особенно стронций).

3. В ореолах, связанных с отдельными рудными телами (простые ореолы), устанавливается ясная тенденция к зональному распределению элементов, причем Pb, Ba, Sb, Ag, Bi, Cd и Se тяготеют к внутренним зонам ореолов, тогда как Cu, Mo, As, Zn и Hg присутствуют не только во внутренней зоне, но и отходят за ее пределы, на фланги ореолов. В сложных, наложенных друг на друга ореолах, наблюдаемых на участках залегания многих рудных тел, зональность прослеживается с трудом и в результате детального изучения. Согласно Н. А. Ворошилову и Н. Н. Сочеванову [1963], изучавшим зональность распределения элементов в ореолах трубчатых рудных тел сложного состава Актюзского рудного узла в Киргизии, наибольшую вертикальную протяженность имеют ореолы рассеяния свинца и меди, меньшую — молибдена и цинка и еще меньшую — редкометалльных элементов.

4. Происхождение ореолов инфильтрационное и диффузионное. Инфильтрационные ореолы развиваются по зонам трещиноватости, дробления или ослабления и в пористых породах и имеют пластообразные струйчатые или факелообразные формы; линейные размеры подобных ореолов многие десятки — первые сотни метров. Диффузионные ореолы развиваются в боках залежей, имеют плитообразные формы и небольшую протяженность (до 10 м в каждую сторону от руды).

Интересно отметить, что ореолы в коре выветривания коренных пород в условиях закрытых районов Рудного Алтая существенно не отличаются от ореолов, развитых в неизмененных коренных породах.

В последние годы по заданию ВИТР совместно с Центрально-Казахстанским геологическим управлением разрабатывались комплексные методы поисков золоторудных месторождений для условий Майкаина. В процессе этого были изучены первичные ореолы рассеяния золото-барит-полиметаллических и серноколчеданных рудных тел района (Г. С. Гончаров, В. П. Коростин и др.). В результате был установлен многокомпонентный состав ореолов и зональность в их строении. Для золото-барит-полиметаллических месторождений в плоскости рудовмещающих толщ локальные ореолы (до 60 м) создаются As и Mo; более протяженные (до 150 м) характерны для Pb, Cu, Zn, Ag, Sb, Bi, Ba. Золото занимает промежуточное положение. Вкрест простирания подобных же рудных тел в ореолах ближе всего находится золото, затем (до 15 м) следуют Pb, Bi, As, и, наконец, в дальней зоне (до 35 м) располагаются Ag, Ba, Zn, Cu, Sb.

Для ореолов серноколчеданных рудных тел отмечаются меньшая в целом комплексность состава и повышенные содержания Bi, As, Cu, Mo.

В книге А. Д. Каблукова и др. [1964] приводятся следующие обобщенные данные по первичным ореолам гидротермальных урановых месторождений.

1. Образование ореолов происходит главным образом по ослабленным зонам инфильтрационным путем; в стороны от трещин развиваются диффузионные ореолы. Протяженность инфильтрационных ореолов в зависимости от характеристик рудных тел колеблется от 50 до 270 м; ширина ореолов большинства элементов на уровне верхней кромки рудного тела в 10—20 раз превышает мощность его, достигая многих десятков метров. Протяженность диффузионных ореолов незначительная.

2. Химический состав ореолов — многокомпонентный; отмечается соответствие элементному составу рудных тел. Главнейшие ореолообразующие элементы — U, Mo, Pb; второе место занимают Cu и As. Кроме того, часто отмечаются Zn, Ag, Tl, Ba, Sb, реже Zr, P, Th, V, Y, Mn, В. В ряде случаев установлены ореолы ртути. По мнению авторов, основное количество урана и его элементов-спутников (Mo, Pb) находится в ореолах в минеральной форме. В мономинеральных фракциях галенита, отобранных из ореолов и рудных тел, в примесях установлено присутствие U, Mo, Zr, V, Ti; последние, также в виде примесей, присутствуют в урановой смолке. Отмечается, что перечисленные элементы не обнаруживаются в галенитах из неурановых месторождений.

3. Форма ореолов и их положение относительно рудных тел определяются в первую очередь расположением рудовмещающих трещин и трещинных зон, развитых вокруг рудных тел.

4. Для всех изученных урановых месторождений наиболее отчетливым явилось поведение в ореолах трех элементов — U, Mo, Pb, показавшее все признаки зональности. Было установлено, что из этих элементов выше всех над рудой располагается свинец, затем идут (сверху вниз) молибден и уран. Зато в подрудные толщи свинец не опускается вовсе, тогда как молибден и уран прослеживаются на десятки метров. Эта закономерность позволила в качестве основных критериев для оценки высоты эрозионного среза и в качестве критерия глубины залегания слепых урановых тел использовать свинцово-урановое и молибдено-урановое отношения продуктивности ореолов, закономерно меняющиеся соответственно от 4,1 и 4,5 в надрудных толщах до 0,06 и 1,0 — ниже рудного тела. Указанная закономерность широко используется при поисках урановых месторождений.

Кроме того, для некоторых месторождений высокие концентрации свинца, цинка и серебра, а также мышьяка, таллия и ртути установлены преимущественно в верхних частях рудных тел и над ними, тогда как ниже рудных тел ореолы перечисленных элементов выклиниваются.

Заметим, что приведенные особенности зональности ореолов урановых месторождений не противоречат признанию за ионными потенциалами элементов ведущей роли в возникновении зональности.

В. В. Поликарпочкин, Н. А. Китаев и В. Н. Сарапулова [1965] при изучении ореолов первичного рассеяния Балейского золоторудного поля пришли к следующим выводам.

1. Рудные тела Балейского поля сопровождаются очень отчетливыми ореолами первичного рассеяния. Эти ореолы многокомпонентны по составу (отчетливо устанавливаются Au, Ag, As, Sb, Cu, Pb, Zn, а также вероятно, Hg и Tl, при нехарактерных Sn, W, Mo, Be, Bi); они образовались вследствие миграции элементов по зонам повышенной проницаемости, независимо от того, обязаны ли эти зоны тектонике или первичной пористости; имеют значительную протяженность по вертикали (до 300 м и, возможно, более над зонами оптимального золотого оруденения), с тенденцией к развитию главным образом висячем боку рудных тел; сильно расширяются кверху, с образованием над рудными зонами сплошных ореольных полей, с размерами до 800 м и более в поперечнике; обладают ярко выраженной вертикальной зональностью, с расположением зоны максимальных содержаний Au и Ag на глубоких уровнях и последовательной сменой их As—Sb и Cu по мере приближения к поверхности.

2. Использование указанных ореолов для выявления новых рудоносных участков и рудных тел в пределах Балейского поля вполне обосновано.

В. З. Фурсов [1962] приводит сводные материалы по проявлению ореолов первичного рассеяния ртути над различными по составу и происхождению рудными месторождениями Казахстана. Как отмечается автором, ореолы ртути установлены над многочисленными полиметаллическими, медноколчеданными и золоторудными месторождениями, в том числе слепыми, залегающими на глубинах до 400 м от поверхности. В одном случае слепое рудное тело было скрыто под монолитной толщей песчаников и сланцев мощностью 60—70 м. Эта толща оказалась непроницаемой для Pb и Zn, но не послужила преградой для Hg, ореол которой и был обнаружен. В отдельных случаях в ореолах Hg было установлено присутствие Tl, In, Bi. Автором отмечается закономерное увеличение площади ореолов рассеяния ртути по мере удаления от рудных залежей вверх. Ореолы рассеяния ртути по сравнению с ореолами рассеяния других элементов, как правило, имеют большую площадь.

М. А. Лапш, Б. А. Судов [1963] привели фактические материалы по использованию ореолов элементов широкого рассеяния для поисков глубокозалегающих рудных месторождений. В качестве подобных элементов были выбраны йод и бром как не склонные к образованию собственных минералов, а в то же время благодаря малым ионным потенциалам способные быть хорошими диффундантами.

Исследования производились вначале на месторождениях в Армении, а затем и в различных районах Кавказа и других мест. Изучению подвергся ряд полиметаллических, медноколчеданных, медно-молибденовых, медно-никелевых, оловорудных, золоторудных, ртутных, сурьяно-мышьяковых и других месторождений. Одновременно [Лапш, Судов, Даниелян, 1965] в целом ряде случаев изучалось распределение ореолообразующих элементов (зональность) в ореоле. Полученные результаты дали возможность авторам прийти к следующим обобщенным выводам.

1. Ореолы йода наблюдались на любом из исследованных месторождений, вне зависимости от вещественного состава руд. Произведенные подсчеты показали, что исследованные ореолы не могли образоваться только за счет перераспределения запасов первично конституционального йода в боковых породах, но обязательно имел место привнос йода при рудообразовании.

2. Йод является одним из наиболее подвижных диффундантов, образующим наиболее проникающие ореолы, мало зависящие от литологических, плотностных и прочих качеств породы. Установлено, что йод проникает в такие породы и горизонты, которые являются непроницаемыми для основных рудообразующих элементов.

3. Установлена тенденция йода к созданию ореолов, протягивающихся непосредственно вверх от рудных тел; в этом направлении размеры ореола могут достигать 100—150 и 200 м. Отход в горизонтальном направлении не велик и определяется 30—50 м.

4. Установлены существование ореолов брома и приуроченность его к внешней зоне комплексных ореолов.

5. Изучение распределения элементов в ореолах относительно рудных тел позволило установить следующий ряд зональности (от руды вверх): Cu, Pb → Zn → Hg → As, Sb → Ge → Tl → J. Этот ряд близок к теоретическому, построенному на предположении о решающей роли в зональности ионных потенциалов.

А. Е. Энджелом, Р. Н. Клейтоном и С. Эпштейном [Engel, Clayton, Epstein, 1958] исследовалось поведение изотопов кислорода и углерода в околорудных известняках при их метаморфизме, сопровождающем процессы рудоотложения. Работы проводились в районе месторождения Лэдвилл (Скалистые горы, Колорадо). Изотопный состав кислорода изучался в неизмененных и гидротермально измененных (осветленных и перекристаллизованных) известняках, доломитах и кремнях рудного поля. Измерения осуществлялись на масс-спектрометре, мерой являлась величина:

$$\delta_{O^{18}} = \left(\frac{R}{R_{ст}} - 1 \right) \cdot 1000 \text{ ‰}, \quad (21)$$

где R — отношение $O^{18} : O^{16}$ в исследуемой пробе; $R_{ст}$ — то же, в стандартной пробе (в морской воде).

Полученные значения $\delta_{O^{18}}$ колебались от 24,1 до 30,4‰ на нормальных площадях и спукались (как и следовало ожидать по теории) до 13,4—16,4‰ на аномальных участках, вблизи рудных залежей. При этом площади этих аномальных участков в 10—20 раз превосходили проекции залежей. Нарушения в соотношениях изотопов кислорода вблизи рудных тел исследователи объясняют либо термодиффузией в твердом состоянии, с перемещением легкого изотопа O^{16} в «горячие» области (ближе к рудным телам) в связи с термальным метаморфизмом в момент рудоотложения, либо низким отношением изотопов кислорода $O^{18} : O^{16}$ в метаморфизирующих растворах.

Попытка установить подобные закономерности для изотопов углерода не увенчалась успехом.

Примечательно, что обычных первичных ореолов вблизи рудных тел установлено не было, хотя, как подчеркивают А. Е. Энджел, Р. Н. Клейтон, С. Эпштейн, и предпринимались попытки обнаружить их для металлов Cu, Pb, Zn, Mn, Sr, Ti, Al и др. В свете этого исследование изотопов элементов в поисковых целях приобретает особое значение.

Ю. П. Шергина и А. Б. Каминская [1963], исследуя поведение бора в природных условиях, пришли к выводу, что в процессе вторичного изменения пород, в частности при рудоотложении, может происходить заметное (до 2,5%) перераспределение изотопов B^{10} и B^{11} . Это обстоятельство может быть использовано в поисковых целях.

Многими исследователями, работавшими в областях развития гранитоидов, отмечается, что интрузии, богатые теми или иными металлами, сопровождаются экзоконтактовыми ареалами, обогащенными этими же металлами. Следовательно, при известных условиях для прямой геохимической оценки металлоносности интрузий может быть использовано и поведение искоемых элементов в экзоконтактах, что, например, может оказаться удобным при мелко-масштабных исследованиях. Так, Н. И. Сафроновым и Н. М. Янчук было установлено, что ороговикованный экзоконтакт богатого бериллием гранитоида был в свою очередь обогащен этим элементом на расстояние порядка 50—100 м в глубь экзоконтакта. С. Ф. Луговым [1959] при исследовании гранитоидов Чукотки неоднократно устанавливались повышенные содержания аксессуарных олова и бора в экзоконтактах активных оловоносных интрузий, с шириной полосы заражения 100 и 150 м. В. С. Коптевым-Дворниковым и др. [1960] аналогичные случаи описаны для Казахстана и Забайкалья. В районе Бетпак-Далы заражение рассеянными Sn, W, F экзоконтактов активных интрузий распространяется вглубь до 3 км и охватывает собою не только зоны роговиков, но и породы, лишенные даже знаков видимого контактового воздействия. В этом же районе гранаты в известково-силикатных роговиках оказались обогащенными оловом. В Забайкалье было установлено, что в подобных условиях, наибольшую ширину (до 2—3 км) полосы заражения экзоконтактов с выходом за роговики дает F. Ближе к интрузивам с наложением на ореол рассеяния F располагаются ареалы Sn и W, дающие полосы заражения 400—600 м, считая от контакта. Наконец, в непосредственно ороговикованном экзоконтакте располагается W с шириной полосы 100—200 м. Авторы подчеркивают, что поскольку с изученными ими интрузивами генетически связаны месторождения Sn и W, постольку установление ареалов рассеяния этих элементов (и их спутников по геохимическим ассоциациям) вокруг того или иного интрузива, может служить оценочным критерием перспективной рудоносности материнской интрузии. Аналогичного порядка наблюдение Н. И. Сафронова: в эпигенетических арсениоприпитах, взятых из оловоносных районов Крайнего Северо-Востока, из состава примесей своими повышенными содержаниями выделяются Sn, TR, Zn

(последний менее уверенно), тогда как в тех же минералах из золотоносных районов выделяются Au и Hg.

Согласно данным, приведенным в сборнике [Геология., 1964], в районах развития редкометальных месторождений повсеместно наблюдаются проявления флюорита, обычно несущего повышенные содержания редких элементов. Там же говорится о сопровождении редкометальных пегматитовых тел минералами-индикаторами (гольмквиститом, эпидот-клиноцоизитом, шерлом и др.), обогащенными редкими элементами (Li, Rb, Cs и др.) и развивающимися в их активных экзоконтактах.

Следует заметить, что вопрос о заражении соответствующими элементами экзоконтактов интрузий базитов и гипербазитов до настоящего времени остается открытым.

Обобщая ранее напечатанные материалы, а также учитывая приведенные выше данные об основных особенностях ореолов первичного рассеяния постмагматических месторождений, можно прийти к следующим выводам.

1. Ореолы первичного рассеяния установлены у постмагматических месторождений самого разнообразного металлического состава пегматитового, пневматолитового и гидротермального происхождения.

2. По-видимому, возникновение ореолов обуславливается главным образом физико-механическим состоянием пород в момент отложения руд, в меньшей мере характером месторождения и составом пород. При этом главную роль при формировании ореолов играет система дорудной трещиноватости и начальной пористости, определяющая развитие ореолов как в боках, так и в кровле рудных тел путем инфильтрации. Диффузия приводит к образованию ореолов меньшей масштабности, нежели инфильтрация.

3. Пропорциональность между масштабом месторождения и размерами его ореола первичного рассеяния, по-видимому, не наблюдается. Часто непромышленные рудные скопления создают вокруг себя ореолы, интенсивность которых такая же, как и у ореолов, сопровождающих промышленные месторождения, и наоборот.

4. Форма ореолов первичного рассеяния постмагматических месторождений, помимо трещиноватости и пористости вмещающих пород, контролируется также и формой рудных тел. Так, линейно-вытянутые ореолы характерны для пластовых и жильных тел, линзовидные — для рудных линз, неправильные и сложные ореолы развиваются вокруг сопряженных и сближенных рудных тел. Форма ореолов для отдельных элементов зависит от инфильтрационных и диффузионных подвижностей этих элементов.

5. Линейные размеры ореолов зависят от вмещающих пород и их состояния, условий залегания рудных тел и их формы и от путей образования ореолов. Особенно больших размеров (многие сотни метров) достигают инфильтрационные ореолы, развивающиеся вдоль ослабленных зон. Диффузионные ореолы, образующиеся в плотных породах, имеют значительно меньшие размеры

(максимально до нескольких десятков метров), хотя для несомненно диффузионных ореолов йода (и брома) установлена протяженность до 200 м. Большие линейные (и площадные) размеры ореолов наблюдаются над пологозалегающими рудными телами. Установлены случаи ореолов ничтожных размеров или даже их отсутствия.

6. Элементный состав ореолов во всех случаях устанавливается многокомпонентный, более широкий, чем промышленно используемый состав рудных тел. Отмечается для пегматитов (и не только редкометалльных) повышенное содержание в ореолах редких щелочных металлов (Li, Rb, Cs), наряду с обычными проявлениями Sn, Be и др.; для золоторудных жил — четкость проявлений в ореолах Au, Ag, As, Sb, Pb, Cu; для урановых месторождений — обязательное присутствие в ореолах триады — U, Mo, Pb; для ореолов полиметаллических (свинцово-цинковых, медно-цинковых и т. п.) месторождений — богатство элементами гидротермального ряда. Работами многих исследователей установлено широкое проявление в верхних зонах ореолов любых пнеуматолитовых и гидротермальных месторождений ртути, а в последнее время — йода и брома; установлены четкие ореолы сурьмы над оловорудными месторождениями; в порядке первоначального исследования обнаружено разделение изотопов кислорода и бора.

7. Зональность в распределении элементов в ореолах рассматриваемых месторождений устанавливается повсеместно, но имеет подчас сложный характер, обязанный переплетению ряда причин (одновременное разномасштабное действие инфильтрации и диффузии; множественность рудных тел; многостадийность в отложении руд и ореолов и т. п.). Тем не менее в целом ряде случаев наблюдаются зональные колонки, близкие к теоретической, построенной на основе признания для зональности особой роли ионных потенциалов, с универсальным присутствием Sn, W, Be в ближайшей зоне и отгоном Hg, Tl, J, Vg — во внешнюю зону ореола, вне зависимости от условий происхождения и металлического состава родоначального месторождения. Отмечается универсальное постоянство положения в ореолах для триады — U, Mo, Pb.

8. Виды и формы существования элементов в ореолах многообразны. Так, для элементов, дающих собственные минералы (Pb, Cu, Mo, U, Sn, Zn, Hg и др.), эти минералы установлены; для лития выявлена его способность в ореолах изоморфно замещать магний, с образованием литиевого минерала гольмквистита. Однако и для упомянутых, и для других многочисленных ореолообразующих элементов установлено их состояние в формах тех или иных примесей, как непосредственно в породах, несущих ореол, так и особенно в разнообразных эпигенетических минералах-вкрапленниках — пиритах, арсенипиритах, кварцах и т. п., развивающихся в зоне ореолов.

9. Содержания большинства элементов в подавляющей части объема пород, охваченных ореолом, небольшие, порядка от нескольких единиц и до десятков, иногда первых сотен кларков концентрации. Это обстоятельство наряду с безминеральным существованием в орео-

лах большинства элементов требует особых, чувствительных приемов исследования проб при поисках.

10. Главнейшие задачи, решаемые при помощи исследования ореолов первичного рассеяния постмагматических месторождений, — это поиски по ним слепых месторождений и определение высоты эрозионного среза над рудными телами. Случаев успешного решения первой задачи (т. е. обнаружения месторождения по ореолу на поверхности эрозионного среза или до скважинам) можно привести достаточно много из практики Советского Союза и зарубежных стран. В Советском Союзе это имело место на Рудном Алтае, в Киргизии, Средней Азии, на Кавказе и других местах. За рубежом один из эффективных примеров — открытие в районе Тинтик (Юта, США) слепых свинцово-цинковых руд, залегающих в карбонатных породах, по их ореолам первичного рассеяния в перекрывающих пиритизированных риолитах, с глубиной залегания руд до 430 м. Поиски производились на базе специальных буровых работ. Известны примеры успешного определения высоты эрозионного среза месторождений на основе изучения соотношения содержаний элементов в ореоле. В частности, для месторождений урана используются отношения $Pb : U$ и $Mo : U$.

11. Предугадать масштаб и промышленный состав искомого месторождения по ореолам первичного рассеяния, выявленным по поверхности эрозионного среза, или в отдельных буровых скважинах невозможно. Это следует из практического отсутствия ореолов у промышленно важных месторождений, и наоборот, наличия их у непромышленных объектов, а также из многокомпонентности ореолов первичного рассеяния, перекрывающей состав месторождений, с которыми ореолы генетически связаны.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ДРУГИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Среди метаморфических надлежит различать месторождения, образовавшиеся ранее, а затем метаморфизованные и метаморфогенные месторождения, возникшие в результате мобилизации вещества при том или ином виде метаморфизма.

Для месторождений метаморфизованных (но не до степени исчезновения рудного материала) мы в полном соответствии с известными данными Т. Сахама [1952] об устойчивости первично конституционального рассеяния при метаморфизме должны допустить подобную же устойчивость и для ореолов первичного рассеяния. Поэтому при поисках метаморфизованных месторождений по их ореолам первичного рассеяния следует применять те же приемы, что и при поисках неметаморфизованных месторождений, с обязательным учетом первоначального генезиса искомым образований.

В общих случаях метаморфогенные месторождения обязательно должны сопровождаться ореолами первичного рассеяния генезиса и состава, аналогичного рудам.

Что касается месторождений специального генезиса, то их ореолы первичного рассеяния могут быть предугаданы исходя из

закономерностей образования, состава и строения ореолов месторождений трех главных генетических классов: собственно магматических, осадочных и постмагматических.

ОРЕОЛЫ И ПОТОКИ ВТОРИЧНОГО РАССЕЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Как отмечалось в общей части, поверхность Земли является ареной выветривания монолитных горных пород, возникновения обильных и разнообразных новообразований и интенсивной миграции элементов. Вовлекаются в эти процессы и месторождения на их выходах на дневную поверхность.

В результате взаимоналожения продуктов выветривания пустых пород и рудоносного материала в природе возникает ряд своеобразных геохимических новообразований, получивших название ореолов и потоков вторичного рассеяния месторождений и широко используемых на практике.

ОРЕОЛЫ ВТОРИЧНОГО РАССЕЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ореолами вторичного рассеяния месторождений называются геохимические новообразования в ландшафте, возникающие в связи с процессами вторичных изменений месторождений и их ореолов первичного рассеяния.

В самый термин «ореол вторичного рассеяния» вкладывается понятие как территориальное, так и динамики перехода полезного ископаемого из состояния концентрации в месторождении в состояние рассеяния в массе безрудных образований. Подобные ореолы образуются во всех компонентах ландшафта — в поверхностном рыхлом покрове, в почвах, растительности, в грунтовых и поверхностных водах, в почвенном и приповерхностном воздухе и оказываются взаимосвязанными между собой в той же степени и столь же закономерно, как это установлено для компонентов ландшафта.

Возникновение подобных ореолов сопровождается эрозией любых месторождений, любого генезиса и состава и стоит в прямой связи с действием агентов физического и химического выветривания, а также разного рода сил физической, химической, физико-химической и биохимической природы, проявляющихся в ландшафте в условиях земной поверхности. При этом выветривание подготавливает исходные продукты — рыхлые покровы и вторичные измельченные и растворимые рудные продукты, из которых формируется ореол, а механические силы перемешивания и гравитации, химические и физико-химические силы диффузии, капиллярного подъема и сорбции, растворяющая сила воды и жизнедеятельность формируют и на длительное время закрепляют ореол на местности. Поскольку существование исходного рудного месторождения, процессы его выветривания и силы формирования и закрепления ореола геологически длительны во времени и, кроме того, местоположение рудного тела определено в пространстве, постольку ореолы вторичного рассеяния оказываются устойчивыми во времени и в пространстве геологическими образованиями. Индивидуальные особенности их сохраняются

неизменными, пока не нарушатся причины и условия возникновения и существования ореола.

Состав элементов в ореоле вторичного рассеяния отвечает составу первичных руд и ореолов первичного рассеяния месторождений.

В пределах контура ореола вторичного рассеяния характерны закономерно повышенные содержания элементов. Эти повышенные содержания проявляются прежде всего в рыхлых образованиях ландшафта, с четкой приуроченностью наивысших содержаний к центральным частям литогеохимических ореолов, соответствующим эпицентрам месторождений. Если рудный материал способен создавать водные растворы при выветривании или при прямом соприкосновении с дренирующими водами, то повышенные содержания всех (или некоторых) рудообразующих элементов возникают и в подземных и в поверхностных водах ореольного участка. Из вод (или прямым путем в результате биохимического растворения) рудные элементы могут проникнуть и в растительность, обуславливая в ней повышенные содержания этих элементов. Наконец, в принципе для всех, а практически для определенных элементов и процессов, надлежит ожидать некоторого обогащения парами и газами почвенного и приповерхностного воздуха, что и наблюдается в природе над месторождениями, дающими при своих вторичных изменениях газообразные продукты.

Количественные значения содержаний элементов в ореоле зависят от многих причин: характера самого месторождения — содержания, видов и форм нахождения элементов в нем; характера и интенсивности выветривания месторождения; местоположения точки опробования в ореоле относительно эпицентра залежи; мощности перекрывающих месторождение рыхлых покровов и их состава, характера и строения; климата; рода растительности и жизнедеятельности и т. п. Содержания даже в пределах средних частей ореолов всегда значительно ниже содержаний тех же элементов в самом рудном теле и требуют для своего определения специальных и высокочувствительных приемов.

Как уже упоминалось, ореольные содержания к периферии ореолов падают; в конечном итоге они теряются на геохимическом фоне участка работ. На практике за нижнюю границу C_a положительных ореольных значений по исследуемому элементу принимаю значения, вычисляемые способом, изложенным при описании ореолов первичного рассеяния месторождений. Расчет производится по формуле (16) или (17), выбор которой определяется законом распределения фоновых содержаний в компонентах ландшафта. При нормальном законе распределения выбирается формула (16), а при логнормальном — (17).

Площадь ореола всегда во много (десятки, сотни и даже тысячи) раз больше, чем площадь выхода искомого рудного тела на эрозионный срез вмещающих пород. Ореол увеличивает поисковые размеры рудного объекта и делает его тем самым более легко обнаруживаемым. В этом прежде всего и заключается значение ореолов вторичного

рассеяния для поисковой практики. По форме вторичные ореолы в условиях плоского рельефа в большинстве случаев отображают собой морфологию рудных тел в эрозионном срезе. Они вытянуты с резко выраженными экстремальными содержаниями в средней части для жилы- и линзообразных тел и более или менее изометричны и однообразны по содержаниям для штокообразных и штокверковых месторождений. Рельеф вносит свои поправки в эту простую схему.

Виды и формы существования элементов в ореолах вторичного рассеяния многообразны и зависят от ряда причин. В общем виде они соответствуют вышеперечисленным видам и формам существования элементов в ландшафте в целом.

Из вышеизложенного явствует, что рассеяние ореолообразующих элементов в ландшафте происходит на геохимическом фоне неизбежно существующего первично конституционального (сингенетического) рассеяния. Это позволяет рассматривать ореольное рассеяние как вторично наложенное (эпигенетическое) — обстоятельство, которое необходимо учитывать при интерпретации получаемых полевых данных, особенно на участках с повышенными значениями фона и пониженными ореольными содержаниями.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОРЕОЛОВ ВТОРИЧНОГО РАССЕЯНИЯ

Ореолы вторичного рассеяния в настоящее время классифицируются по роду компонентов ландшафта, в которых они проявляются. В соответствии с этим различают ореолы литогеохимические, существующие в рыхлых каменных покровах; гидрогеохимические, наблюдающиеся в грунтовых и поверхностных водах; биогеохимические, проявляющиеся в растительности (и в почве); атмогеохимические (газовые), возникающие в почвенном и приповерхностном воздухе. Повышенное практическое значение, как образования непосредственным образом связанные с месторождениями и в силу этого представляющие большие поисковые возможности, имеют литогеохимические вторичные ореолы рассеяния месторождений, которым и уделяется большее внимание.

Литогеохимическими ореолами вторичного рассеяния месторождений называются локальные участки рыхлых образований, непосредственно перекрывающих месторождения, обогащенные химическими элементами из состава самого месторождения и его ореола первичного рассеяния.

На рис. 5 приведена идеализированная схема вторичного ореола рассеяния крутопадающей рудной жилы для условий пересеченной земной поверхности.

Исходный химико-минералогический состав месторождения определяет собой особенности существования рассеивающегося рудного вещества в пределах его вторичного литогеохимического ореола. Эти особенности могут быть предугаданы на основании известных сведений о поведении главнейших рудообразующих минералов в процессе выветривания, в условиях воздействия химических агентов (см. прил. 6). Ниже приводятся обобщенные сведения по этому вопросу.

При физическом выветривании руды любого состава претерпевают лишь потерю сплошности без изменения химизма. В результате на месте монолитного тела образуются различных размеров рудные свалы, обломки и дезинтегрированный, с освобождением рудных минералов, мелкий пескообразный материал. Образуется чисто механическим путем также некоторое количество переизмельченного материала (особенно за счет хрупких и чешуйчатых рудных минералов, таких, как галенит, вольфрамит, касситерит, молибденит и др.), благодаря чему могут возникать взвеси и коллоидные растворы, способные в известной мере к инфильтрации и диффузии.

Агенты выветривания и денудации

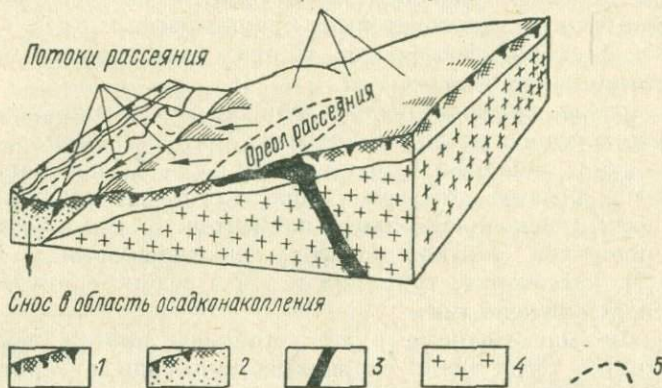
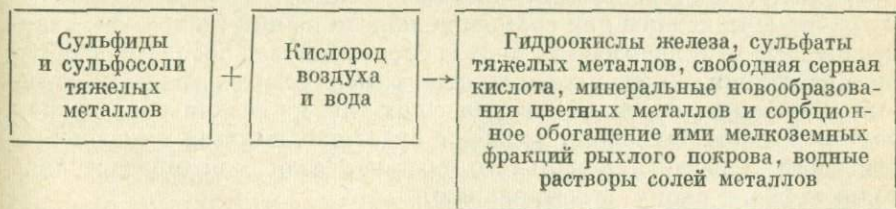


Рис. 5. Схема строения ореола и потока вторичного рассеяния рудного месторождения (по А. П. Соловову).
1 — аллювий—делювий; 2 — аллювий; 3 — рудное тело; 4 — вмещающие породы; 5 — контур ореола.

При химическом выветривании в подходящих условиях и при определенном химизме руд последние будут менять не только монолитность и облик, но и состав и виды проявления металлов. Особенно резко выражаются вторичные изменения на месторождениях сульфидных руд, где образуются так называемые зоны окисления. Эти изменения в общем виде могут быть описаны следующим образом:



Гидроокислы железа возникают за счет суммарных содержаний его в окисляющихся сульфидных рудах и образуют широко известные железные шляпы, перекрывающие на выходах месторождения

первичных сульфидных руд. Все цветные металлы, в первую очередь Cu, Zn, Pb, Cd, Ni, Co и другие, в процессе химического выветривания их первичных сульфидных минералов обязательно проходят стадию солеобразования, причем многие из этих новообразований обладают хорошей растворимостью в воде.

В полную противоположность сульфидным существенно кварцевые руды с касситеритом, тантало-ниобатами, вольфрамитом (?) шеелитом, золотом (?) и т. п. даже в условиях химического выветривания практически не подвергаются превращениям; их изменения в поверхностной зоне ограничиваются лишь видоизменениями физического состояния. Подобное оказывается справедливым и для окисных руд железа (магнетитовых, гематитовых и бурожелезняковых), марганца (пиролюзитовых, браунитовых и др.), алюминия (бокситов), фосфора (фосфоритов и апатитов), хрома (хромитов), титана (титаномагнетитов) и т. п.

Руды других составов ведут себя в обстановке химического выветривания промежуточным образом. Так, например, в пегматитах химически изменяются полевые шпаты и слюды, превращающиеся в каолинит и дающие растворы углекислых солей щелочных (в том числе редких) и щелочноземельных элементов. Кварц и большинство рудных минералов (тантало-ниобаты, редкоземельные и ториевые, бериллы (?), касситерит, турмалин и т. п.) дезинтегрируются и сохраняются неизменными.

Скарновые магнетитовые руды устойчивы против химического выветривания, тогда как скарновые сульфидные претерпевают резкие изменения в своей сульфидной части.

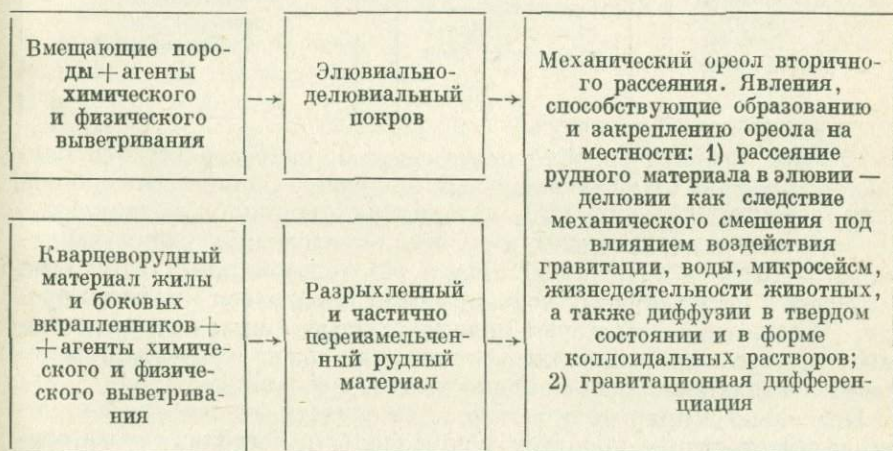
Рассеянные и вкрапленные руды, представляющие, по существу, более или менее оруденелую породу, изменяются в соответствии с поведением в коре выветривания как рудных, так и породообразующих минералов.

Приведенное позволяет сделать вывод, что даже в условиях благоприятствующих химическому выветриванию, многие рудные и жильные минералы оказываются устойчивыми и сохраняются. Тем более они не претерпевают вторичных превращений, кроме высвобождения из общей рудной массы и механического измельчения в условиях, благоприятствующих физическому выветриванию. Следовательно, месторождения, несущие в своем составе подобные устойчивые минералы или состоящие нацело из них (например, кварцеворудные месторождения), будут сопровождаться ореолами вторичного рассеяния, в которых рассеянная фаза находится в виде собственных минералов, первично возникающих еще на стадии образования месторождения. Очевидно, подобное будет наблюдаться и для месторождений любого минерального состава, если они подвергались только физическому выветриванию.

С другой стороны, не меньшее количество рудных и жильных минералов, даже при слабом воздействии агентов химического выветривания, легко изменяется, давая новообразования прежде всего в виде солей (например, сульфатов металлов), а затем, в последу-

ющую стадию, тесно связанную с описанной, в виде разного рода водных растворов этих солей, сорбатов, вторичных минералов и т. п. Следовательно, месторождения, несущие в своем составе подобные неустойчивые минералы или состоящие нацело из них (например, сульфидные месторождения), будут сопровождаться ореолами вторичного рассеяния, в которых рассеянная фаза находится в различных новообразованных формах. Эти особенности существования рассеянной фазы в ореолах вторичного рассеяния уже давно были положены в основу классификации ореолов рассматриваемого типа [Сафронов, 1936]. В соответствии с этим среди литогеохимических ореолов различают механические и солевые ореолы.

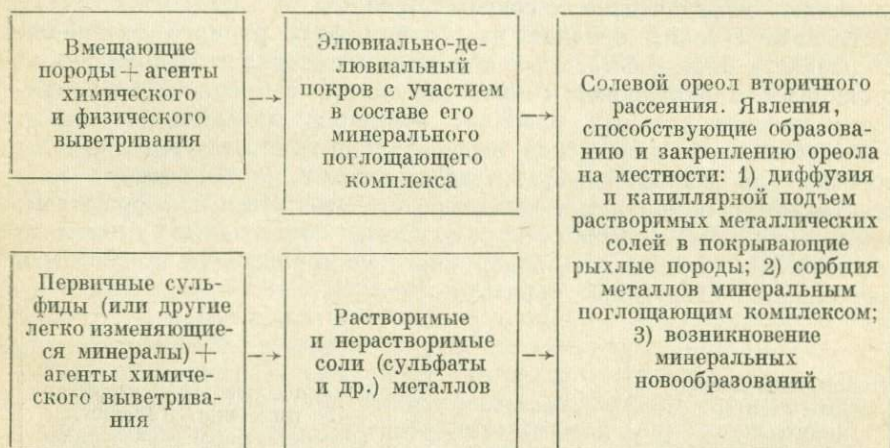
В механических ореолах рассеянная фаза рудного материала находится в виде собственных первичных минералов. Главнейшими причинами, приводящими к возникновению и закреплению на местности рассматриваемых ореолов, являются механические силы, сопровождающие физическое выветривание. Механические ореолы типичны для месторождений, представленных устойчивыми в зоне выветривания минералами: касситеритом, шеелитом, вольфрамитом, золотом, танталю-ниобатами и т. п. Схема образования типичного механического ореола кварцеворудного месторождения может быть представлена следующим образом:



Механические ореолы особенно четко проявляются в элювиально-делювиальных покровах; при водном размыве непосредственно месторождений или их ореолов в аллювиальных образованиях возникают россыпи. Вследствие незначительности диффузионных явлений при перекрытии механических ореолов или россыпей дальнеприносным материалом никаких признаков вторичного рудного рассеяния в этих последних не наблюдается.

В солевых ореолах рассеяния фаза рудного материала находится в виде разного рода новообразований, являющихся следствием

химических превращений первичных рудных минералов в зоне выветривания (растворимые и нерастворимые соли (сульфаты) металлов; водные растворы солей металлов; минеральные новообразования). Главнейшей причиной, приводящей к возникновению и закреплению на местности рассматриваемых ореолов, является совокупность физико-химических сил, сопровождающих химическое выветривание. Солевые ореолы типичны для месторождений, представленных неустойчивыми в зоне выветривания минералами сульфидов тяжелых металлов, редких щелочей и т. п. Схема образования подобного солевого ореола может быть представлена в следующем виде:



Солевые ореолы, подобно механическим, наиболее четко проявляются в элювиально-делювиальных покровах. Однако если покров представлен дальнеприносным материалом (например, ледниковым, золовым или аллювиальным), а процесс выветривания рудного материала находится в активной стадии, то солевой ореол благодаря диффузии и капиллярному подъему может проявиться и в этих породах. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры из практики работ в Карелии, Финляндии, Канаде, где солевые ореолы установлены в ледниковых дальнеприносных образованиях.

Поскольку в природе в большинстве случаев физическое и химическое выветривание происходит параллельно, постольку даже ореолы месторождений химически легко изменяющихся руд оказываются смешанными, т. е. несущими в себе одновременно механическую и солевую составляющие ореольного рассеяния. Впрочем, если в этом возникает необходимость, то материалы, изложенные в прил. 6, дают возможность предугадать преобладающий тип ореола (механический, солевой, смешанный), с которым придется столкнуться на практике при геохимических поисках рудных месторождений данного минералогического состава.

Содержания элементов в литогеохимических ореолах, как правило, определяются: для Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Sn — сотыми долями

процента, с возрастанием до нескольких десятых, редко до целого процента в эпицентрах ореолов; для Co, As, Sb, U, Li, Be, Cs, TR, W, Mo — тысячными — первыми сотыми долями процента, с возрастанием до первых десятых в эпицентрах; для Ta и Nb — тысячными долями процента; для Cd, Ag, In — десятитысячными (и до тысячных) долями процента; для Hg, Au — соты тысячными и миллионными долями процента. Несмотря на столь малые абсолютные значения ореольных содержаний, степень относительного обогащения, выраженная в кларках концентрации, оказывается, как правило, достаточно высокой, определяющей десятками — сотнями единиц. В результате этого литогеохимические ореолы вторичного рассеяния месторождений достаточно отчетливо выделяются на общем геохимическом фоне. В связи с незначительными содержаниями и многообразием трудно диагностируемых форм существования элементов в ореолах необходимо применение специфических методов анализа проб. На практике для этих целей почти всегда используют спектральный анализ.

Протяженность ореолов по простиранию, как правило, хорошо коррелируется с длиной рудных тел, и поэтому можно определить размеры залежей. Ширина ореолов, как правило, во многие десятки раз превосходит мощность месторождений.

Поскольку главным источником металлов в ореоле является само рудное тело, постольку изучение состава рассеянных элементов в литогеохимическом ореоле позволяет сделать уверенные выводы о пометалльном составе руд. А. П. Соловов предложил использовать количественные характеристики литогеохимических механических ореолов вторичного рассеяния для оценки данного металла в родоначальном рудном теле. Соответствующие зависимости между этими двумя категориями выведены А. П. Солововым [1959] при некоторых упрощающих предположениях, при которых кривая содержания C_x искомого металла в рыхлых породах вдоль по профилю вкост простирания жилы будет иметь вид, изображенный на рис. 6, и подчиняться уравнению (подобному распределению вероятностей по нормальному закону):

$$C_x = f(x) = \frac{M_0}{\sigma \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}} = C_{\max} e^{-\frac{x^2}{2\sigma^2}}, \quad (22)$$

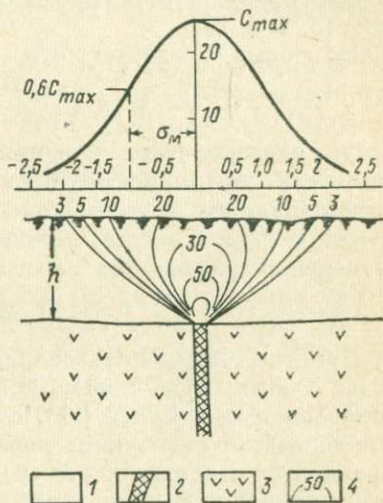


Рис. 6. Вертикальный разрез и график содержания по профилю вкост механического ореола вторичного рассеяния месторождения (по А. П. Соловову). 1 — элювий; 2 — рудное тело; 3 — вмещающие породы; 4 — кривые изосодержаний металла в ореоле.

где $C_x = f(x)$ — содержание металла в точке ореола, находящейся на расстоянии x метров от эпицентра, вес. %; M_0 — количество искомого металла, сосредоточенного в горизонтальном слое рыхлого покрова, тяготеющем к профилю мощностью и шириной равными единице, метропроценты; e — основание натуральных логарифмов; σ — коэффициент рассеяния, охватывающий собою совокупность местных условий (интенсивность выветривания, время формирования ореола, вязкость элювиально-делювиального покрова, характер рассеивающегося рудного вещества), m ; C_{\max} — максимальное содержание в ореоле, в точке профиля, соответствующей эпицентру залежи, ($x = 0$), вес. %.

Из формулы следует, что

$$M_0 = C_{\max} \sigma \sqrt{2\pi} = C_{\max} \cdot 2,5\sigma. \quad (23)$$

Легко доказывается, что при принятых условиях величина M_0 равняется, вне зависимости от высоты наблюдения над эрозийным срезом рудного тела, количеству металла M_0 , сосредоточенному в отрезке рудного тела, длиной по простираению и протяженностью по падению равном той же единице. Поэтому

$$M_p = M_0 = C_{\max} \cdot 2,5\sigma \text{ м} \cdot \%. \quad (24)$$

Практическое использование приведенных соотношений не составляет особых трудностей; оно основывается на особенностях закона, выражаемого формулой (22). Величина C_{\max} получается из наблюдаемых данных по съемочному профилю; величина σ снимается с графика и равняется расстоянию в метрах между точками съемочного профиля, где содержания в ореоле равняются C_{\max} и $0,6 C_{\max}$.

Вместе с тем, идеализированные условия, для которых выведена формула (24), на практике встречаются как исключение. Поэтому безоговорочное использование этой формулы практически невозможно. Однако если ввести в рассмотрение местный поправочный коэффициент K , определяемый из опытных данных, полученных на разведанных месторождениях, по выражению

$$K = \frac{M_p}{M_0}, \quad (25)$$

то для однотипных ореолов на данном участке можно вполне пользоваться формулой

$$M_p = KM_0 = KC_{\max} \cdot 2,5\sigma \text{ м} \cdot \%. \quad (26)$$

Как показывает опыт, величина K бывает больше и меньше 1 и варьирует в весьма значительных пределах при переходе от одного поискового участка к другому.

Анализ распределения содержаний в типично солевых ореолах приводит к аналогичным выводам. Поэтому окончательную оценочную формулу (26) позволительно использовать как для механических, так и для солевых ореолов.

В последующем выяснилось, что даже при однородном распределении рудного материала в теле месторождений и при выдержанной его мощности коэффициент K варьировал и вдоль по простиранию данного ореола. Поэтому в настоящее время признается необходимым [Квятковский, Крицук, 1963; Крицук, 1964] вводить в рассмотрение $\sum M_0$ — продуктивность ореола P_0 по всей его площади, а σ и K рекомендуется брать усредненными по профилям и, таким образом, определять $\sum M_p$ ($m^2 \cdot \%$) по всему эрозионному срезу рудного тела. Наконец, рекомендуется учитывать всю массу металла, сосредоточенную в объеме ореола, что, безусловно, уточнит результаты, однако повлечет увеличение земляных работ.

Анализ условий вывода и самой формулы (22) показывает, что идеальный механический ореол в вертикальном разрезе имеет фигуру, веерообразно расширяющуюся к дневной поверхности. При этом чем выше исследуемая полоса рыхлых образований над эрозионным срезом рудного тела, тем (по абсолютным значениям) меньше величина C_{\max} и больше величина σ . Иными словами, с возрастанием мощности рыхлого покрова границы ореола все более и более расширяются, а содержания внутри его все время падают, пока, наконец, не станут неразличимыми на нормальном геохимическом фоне. Подобным же образом будут снижаться содержания при увеличении мощности рыхлого покрова и для случая солевого ореола. При этих условиях выявление любого ореола вторичного рассеяния, а по нему и рудного тела будет, очевидно, невозможно. Сказанное заставляет ввести классификацию ореолов вторичного рассеяния по их доступности для обнаружения.

Открытые ореолы вторичного рассеяния, выходящие непосредственно на дневную поверхность, доступные для обнаружения при помощи геохимической съемки, производящейся на земной поверхности. Отчетливее всего открытые ореолы проявляются в элювиально-делювиальных покровах и еще обнаруживаются при мощности их 5—7, реже 10 м. К этому же типу открытых ореолов надлежит отнести солевые ореолы соответствующих месторождений, развивающиеся в дальнепринесном материале небольшой мощности (до 5—7 м) в его проницаемой части (в супесях, в суглинках и т. п.) и в торфяниках на его поверхности. Эти ореолы являются основными объектами исследования при поисках месторождений на новых площадях в большинстве районов.

Закрытые ореолы вторичного рассеяния, не выходящие на дневную поверхность и, следовательно, недоступные для простых способов обнаружения. Они свойственны площадям с большой мощностью элювиально-делювиального покрова. Выявление ореолов подобного типа требует проведения глубинной геохимической съемки с опробованием спаявых и приспаявых горизонтов рыхлого покрова, залегающих над рудовмещающими породами не выше 2—3 м.

Использование подобных ореолов приобрело в последние годы широкий размах благодаря переходу к поискам на закрытых участках

с применением картировочного бурения. Специфическая техника для глубинного опробования позволяет быстро и экономично обнаружить такие ореолы на глубинах до 25—30 м.

Погребенные ореолы вторичного рассеяния, свойственные площадям, перекрытым рыхлыми дальнеприносными образованиями — морскими, коллювиальными, аллювиальными, ледниковыми и эоловыми — уже после образования ореолов. Обнаружение таких ореолов представляет наиболее трудоемкую задачу, решаемую при помощи эквивалентных геохимических исследований. Опробованию, как и в предыдущем случае, должны быть подвергнуты спаевые и приспаевые горизонты рыхлых покровов, находящиеся в непосредственной близости к эрозионному срезу рудовмещающих толщ. Практическое использование подобных ореолов становится совершенно необходимым при поисках рудных месторождений, залегающих в фундаменте платформ типа Русской.

Л. А. Хафф [Huff, 1955] установил в базальных нижнекембрийских слоях наличие погребенного ореола вторичного рассеяния, связанного с эрозией в раннекембрийское время допалеозойского полиметаллического месторождения в районе Джером (США). Этот случай указывает на стойкость во времени ореолов вторичного рассеяния и на необходимость использования этого обстоятельства при поисках рудных месторождений в подобных условиях.

Случаи обнаружения погребенных ореолов вторичного рассеяния в миоценовых глинах, скрытых под современной корой выветривания, описаны Ю. В. Шарковым [1957]; неоднократно с подобными явлениями сталкивались работники ВИТР на Рудном Алтае и в других местах.

Поиски рудных месторождений по их вторичным литогеохимическим ореолам рассеяния до последнего времени являются наиболее распространенным видом прикладных геохимических исследований.

В СССР ежегодно отбирается и анализируется около 8—9 млн. геохимических проб, преимущественно каменного материала, что эквивалентно ежегодному обследованию порядка 200 000 км² в масштабе 1 : 50 000. При этом, по вторичным ореолам успешно производятся поиски месторождений любого генезиса и химико-минералогического состава, залегающих в различных геолого-геоморфологических условиях, лишь бы они были вовлечены в эрозионный цикл. Применяемые масштабы съемок: от 1 : 200 000 и до 1 : 2000, особенно же 1 : 50 000.

Только в одном Казахстане за период 1950—1962 гг. было открыто подобных путем около 240 новых перспективных рудных участков, на 21 из которых в результате разведки были установлены промышленные месторождения цветных и редких металлов.

Основы теории и практики рудных поисков по ореолам вторичного рассеяния месторождений к настоящему времени достаточно разработаны рядом исследователей и обобщены в сводных трудах. Большинство их приведено в списке литературы.

Гидрогеохимическими (водными) ореолами вторичного рассеяния месторождений называются локальные участки ландшафта, природные воды которых обогащены рудообразующими элементами из состава самого месторождения и его литогеохимических ореолов первичного и вторичного рассеяния. Возможность возникновения отчетливых гидрогеохимических ореолов определяется рядом гидрогеохимических и геологических факторов, из которых главным при прочих равных условиях является исходный химико-минералогический состав месторождения и его ореолов. Чем легче перечисленные образования претерпевают химическое выветривание, с образованием водорастворимых вторичных продуктов, тем легче возникают отчетливые водные ореолы рассеяния, хотя принципиально вода является всеобщим растворителем. В связи с этим, естественно, что наиболее яркие водные ореолы проявляются в связи с сульфидными месторождениями цветных металлов, а также с месторождениями молибдена, бора (осадочного), урана, редких щелочных металлов и т. п., в отношении которых установлена повышенная растворимость в водах. Тем не менее в настоящее время доказано существование водных ореолов рассеяния месторождений большинства металлов (Li, Rb, Cs, Be, B, Y, Ba, Ti, V, Nb, некоторых TR, Mo, U, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, As, Cd, Ag, Sn, Sb, Se, Bi, Pb, Hg, Au) и возможность использования этих ореолов в поисковых целях [Бродский, 1958; Белякова и др., 1962].

Абсолютные содержания элементов в водных ореолах оказываются по существу ничтожными (доли — единицы, реже десятки микрограмм на литр), требующими специальных высокочувствительных средств анализа; они весьма сильно варьируют в зависимости от самых разнообразных местных причин, в частности от регионального фона. Относительные содержания, выраженные в коэффициентах (кларках) концентрации относительно фона, более устойчивы и определяются для большинства элементов единицами и десятками, очень редко сотнями раз. Это позволяет вполне уверенно локализовать водные ореолы на общем фоне.

В качестве метода анализа гидрогеохимических проб в настоящее время чаще всего употребляют сорбционное или химическое соосаждение всех металлических компонентов из раствора, с последующим спектральным определением отдельных элементов в осадке.

Протяженность водных ореолов выражается обычно многими сотнями метров, иногда километрами (последнее установлено по урану для некоторых урановых месторождений). Положительным качеством гидрогеохимических ореолов является малая зависимость их интенсивности от глубины залегания рудных объектов, отрицательным — значительная неопределенность при локализации коренного источника, исключающая возможность уверенного задания проверочных скважин. В связи с этим гидрогеохимические данные рациональнее всего использовать для установления металлогенических особенностей и оценки общей перспективности исследуемого района на стадии относительно мелкомасштабных работ (до 1 : 50 000—1 : 25 000)

или в качестве только дополнительного средства исследования при съемках более крупного масштаба. Наиболее эффективным должно быть гидрогеохимическое исследование вод, восходящих из фундамента в платформенных областях.

Биогеохимическими ореолами вторичного рассеяния месторождений называются локальные участки растительности и почвы, характеризующиеся повышенными содержаниями рудообразующих элементов, свойственных самому месторождению и его литогеохимическим и водным ореолам. Неизбежность образования ореолов рассеяния в живой растительности проистекает из экспериментально установленной прямой зависимости между химическими составами растительности и субстрата (грунта, почвы, воды), на котором она произрастает и где развивается ее корневая система; образование ореолов в почве в общем случае связано с унаследованием ею особенностей литогеохимических ореолов и отмирающей ореольной растительности. Последнее имеет большое практическое значение в обстановке молодых дальнепринесенных грунтовых покровов, геохимически никак не связанных с коренным субстратом (например, в областях недавнего оледенения), а также на участках развития элювия — делювия повышенной мощности.

В этом случае растительность, особенно обладающая глубокой корневой системой, получает минеральное питание из глубоких горизонтов, имеющих прямую связь с литогеохимическими и водными ореолами. Корни, подобно насосам, выкачивают рудообразующие элементы из глубины на поверхность, создавая тем самым биогеохимические ореолы в живой растительности. В результате отмирания растений повышенные содержания элементов передаются почве, теперь уже без прямого влияния на это минеральных компонентов почвы. Образование ореолов в торфяниковых почвах и собственно в торфяниках автономных ландшафтов, по наблюдениям финских исследователей, усиливается капиллярным подъемом металлоносных растворов по торфу.

Виды и формы существования элементов в ореолах многообразны и трудно диагностируемые. В живой растительности — это истинные и коллоидные растворы, металлоорганические соединения, коллоиды, в почвах — минеральные новообразования, металлоорганические соединения, сорбаты в природном почвенном поглощающем комплексе, растворы в почвенной влаге.

Размеры и форма биогеохимических ореолов практически совпадают с размерами и формой литогеохимических и гидрогеохимических вторичных ореолов рассеяния. Различия в содержаниях между аномальными и фоновыми значениями для рассматриваемых ореолов имеют в целом порядок, устанавливаемый для лито- и гидроореолов. В частности, ореольные содержания превышают фоновые чаще всего в единицы — десятки раз, реже в сотни раз. Как исключение, наблюдаются кларки концентраций, превышающие фоновые в тысячу раз и более.

По абсолютным величинам содержания невелики; в связи с этим в практике работ при анализе растительности прибегают к предвари-

тельному обогащению озолением, с последующим определением содержаний элементов в золе при помощи спектроанализа; почвы и торф также предварительно прокаливаются.

В качестве элементов-индикаторов в геохимических ореолах, развивающихся в растениях, по В. В. Поликарпочкину и Р. Т. Поликарпочкиной [1964], лучше всего использовать микроэлементы, относящиеся к двум взаимопротивоположным по геохимическим особенностям группам: к группе элементов, подвижных в гидросфере и накапливающихся в растениях (Zn, Cu, Mo, Cd, Ag, В, Mn, J, Br, Li, Rb, Cs и др.), для которых величина биохимического накопления A_x выше единицы, и к группе элементов, инертных в гидросфере и не накапливающихся или редко накапливающихся в растениях (W, Au, Ta, Nb, Se, Zr, Pb и др.), для которых A_x меньше единицы. Элементы первой группы дают ореолы, легко улавливаемые по абсолютным значениям содержаний, однако мало контрастные на общем фоне (средние кларки содержаний 3—5, максимум до 50) и сопоставляемые с биогеохимическими аномалиями нерудной природы. Наоборот, элементы второй группы дают небольшие ореолы, трудно улавливаемые по абсолютным значениям содержаний, зато резко выделяющиеся на общем фоне (средние кларки концентраций не менее 10 и до 500—1000). Элементы второй группы практически не создают геохимических аномалий безрудной природы.

Элементами-индикаторами в ореолах, развивающихся в почвах и торфяниках, чаще всего являются Be, Co, Ni, Zn, Ge, As, Cd, Sn, Pb, V, Ti, Ag, Au, Ba, Mn, Mo, способные к особенному накоплению в гумусовом материале, в частности в форме трудно растворимых малоподвижных солей органических гуминовой, ульминовой и фульвокислот.

Помимо выявления биогеохимических ореолов по содержаниям элементов в растительности, можно пользоваться непосредственно геоботаническими растительными индикаторами их; среди последних известны представители «цинковой», «литиевой», «медной» и тому подобной флоры. Кроме того, некоторые элементы (Be, Mo и др.) вызывают специфические заболевания растений (и животных, питающихся этой растительностью), что в этом случае и будет являться индикатором. Практическое применение биогеохимической съемки особенно может быть рекомендовано в следующих обстоятельствах:

- 1) на площадях, перекрытых дальнеприносным материалом. В этих условиях можно достичь глубинности 5—7 и до 10—12 м по торфяникам на моренных отложениях и 10—12 и до 15—20 м по растительности в песчаных пустынях;
- 2) на участках развития элювиально-делювиальных покровов повышенной мощности. В этих условиях вероятная глубинность может быть оценена до 7—10 м;
- 3) на склонах, закрытых крупноглыбовыми развалами и щебенистыми элювиально-делювиальными осыпями, исключаяющими возможность взятия литогеохимических проб;

4) на болотистых, особенно заторфованных участках, с глубиной залегания рудовмещающих толщ не более 10—12 м.

Повышенная глубина залегания рудовмещающих толщ (свыше указанных величин), наличие в разрезе многолетней мерзлоты и водоупорных горизонтов плотных глин способно резко ограничить применимость биогеохимического метода поисков.

Атмогеохимическими (газовыми) ореолами вторичного рассеяния месторождений называются локальные участки ландшафта, где почвенный и приповерхностный воздух обогащен рассеянной фазой, связанной с полезным ископаемым и находящейся в виде паро- и газообразных продуктов.

В эту группу относят не только ореолы, в которых газообразная фаза возникает в результате выветривания и специфических превращений рудного материала (сульфидные месторождения, месторождения ртути и радиоактивных руд), но и газовые ореолы, сопровождающие месторождения угля, нефти, горючих газов, гелия. Главнейшими причинами, приводящими к возникновению и закреплению на местности рассматриваемых ореолов, являются диффузия, вынос газо-водными смесями, окклюзия и сорбция. Ореолы подобного типа одинаково развиваются в покровных породах различного генезиса.

Особое значение газовые ореолы имеют в области поисков нефти и газа, а также месторождений радиоактивных руд, где радоновые и тороновые (эманационные) съемки успешно применяются издавна. В области поисков месторождений обычных металлов по их газовым ореолам материалов пока накоплено недостаточно, и, по существу, в этой области атмогеохимические съемки находятся в стадии становления. Для примера укажем, что в одном из районов ртутного оруденения Е. А. Сергеевым еще в 1955 г. атмогеохимической съемкой было установлено содержание Hg до 0,25γ на 1 м³, против 0,02γ в безрудном поле. С тех пор проведен ряд успешных ртутно-метрических поисков по воздушным ореолам, оправдывающих дальнейшие исследования в этой области, с использованием и других элементов, легко испаряющихся (например, йода). Но практического значения использование атмогеохимических ореолов пока не достигло.

ПОТОКИ ВТОРИЧНОГО РАССЕЯНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Потоками вторичного рассеяния месторождений называются локальные участки в аллювиальных и пролювиальных отложениях, характеризующиеся повышенными содержаниями рудо- и ореолообразующих элементов. Возникновение потоков рассеяния находится в прямой связи с тем, что ореолы вторичного рассеяния рудных месторождений, подобно другим геологическим образованиям, денудированы и их материал поступает в сеть постоянных и временных водотоков. Туда же поступают и водные потоки, дренирующие ореол или самое рудное тело, а также органические остатки. В результате в отложениях водной сети, особенно в донных илах и глинах (как следствие дополнительного обогащения этого материала и органических остат-

ков путем сорбции из воды), и возникают участки локальных обогащений теми или иными элементами [Сергеев, 1944; Квашневская, 1957; Поликарпочкин, 1969]. Примыкая к породившим их ореолам, они на удалении теряются на фоне сингенетического рассеяния в рыхлых породах, с которыми рудное вещество и сносятся в бассейны смыва. Содержания металлов в начале потоков обычно превышают нормальный геохимический фон пород в единицы — первые десятки раз, реже больше; за нижнюю границу потоков принимаю содержание, рассчитываемые по приведенным выше формулам (16) и (17). В этих пределах протяженность потоков достигает 1200—1500 м, иногда 3—4 км. По существу, представление о потоках рассеяния и об их использовании при поисках является дальнейшим развитием идей шливовой съемки.

По фазе состояния рассеивающегося вещества различают, как и в ореолах, механические и солевые потоки рассеяния.

Согласно Н. В. Квашневской [1957], положительными особенностями поисков месторождений по их потокам рассеяния являются: возможность прослеживания солевых потоков рассеяния в руслах пересохших водотоков; возможность фиксирования мелкодисперсной формы рассеяния устойчивых рудных минералов, не улавливаемой при шливовой съемке; одновременное фиксирование механических и солевых потоков рассеяния, обеспечивающее возможность выявления всего круга рудных месторождений; возможность проведения при маршрутных и мелкомасштабных геологопоисковых исследованиях (в масштабах 1 : 50 000—1 : 100 000).

А. П. Солововым и Н. Я. Куниным (1960) предложена формула связи между ореолами и потоками рассеяния

$$P_x = C_x S_x K, \quad (27)$$

где C_x — содержание металла в потоке в точке x (за вычетом фона); S_x — площадь водосборного бассейна выше точки x ; K — коэффициент пропорциональности, определяемый опытным путем; для небольших водотоков и обычных металлов $K = 1$ [Соловов, 1959]; P_x — продуктивность ореолов вторичного рассеяния, питающих исследуемый поток, равная $\sum \sum M_0$.

В настоящее время поиски рудных месторождений по их потокам вторичного рассеяния, причем вне зависимости от исходного состава месторождений, широко проводятся как у нас в Советском Союзе, так и за рубежом.

НЕРУДНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ (ЛОЖНЫЕ ОРЕОЛЫ) В ЛАНДШАФТЕ

Выше были рассмотрены геохимические аномалии рудной природы, возникающие в ландшафте и стоящие в связи с коренными месторождениями (истинные ореолы). Массовое использование геохимических поисков в практике позволило выявить особые образования, во многом схожие с истинными ореолами вторичного рассеяния

месторождений, однако же находящиеся либо в весьма отдаленной связи, либо вне всякой связи с искомыми месторождениями.

Эти нерудные геохимические аномалии иначе могут быть названы ложными ореолами. Их возникновение является следствием действия целого ряда факторов различной природы. Так, ложный литогеохимический ореол может возникнуть вследствие отрыва и перемещения на то или иное расстояние вплоть до подножия склона истинного ореола под влиянием солифлюкции, снегового давления, оползня по гидрогеологическим причинам и пр. Подобные ложные ореолы иногда называют сорванными. При перемещении рыхлых продуктов выветривания постоянными и временными водотоками в результате гравитационной дифференциации в отложениях этих водотоков могут образовываться концентрации тяжелых устойчивых минералов, иногда разрастающиеся до масштабов промышленных россыпей. Подобные россыпи могут возникать также на озерных и морских побережьях. Вместе с тем, эти образования, являющиеся одним из видов геохимических аномалий, могут обогащаться за счет минерализации, рассеянной в породах, и, таким образом, не будут являться индикацией коренных концентраций (месторождений). Ложные ореолы, связанные с технической деятельностью человека, возникают при транспортировке руды, ее обогащении и плавке, что, например, отчетливо установлено на Рудном Алтае. Про существование ложных ореолов и потоков необходимо помнить при оценке данных литогеохимических поисковых работ. Наиболее сильными критериями для распознавания большинства типов подобных образований являются их локальная приуроченность только к определенным видам поверхностных покровов, иногда чуждый металлогении района состав элементов и небольшая протяженность на глубину, без возрастания содержаний в этом направлении. Наоборот, истинные ореолы рассеяния, как указывалось выше, характеризуются составом, отвечающим составу руд искоемых месторождений, и закономерным возрастанием содержаний ореолообразующих элементов в глубину, с особенным обогащением ими приспаевых горизонтов.

Наиболее часто возникновения ложных гидрогеохимических ореолов следует ожидать в случаях дренажа зон дробления, даже с убогой вкрапленностью рудных минералов; к этому близки случаи дальнего бокового выхода ореольных вод относительно участка залегания руды.

При интерпретации получаемых биогеохимических материалов следует иметь в виду возможность возникновения ложных ореолов в силу таких причин, как наличие в растительности на обследуемом участке растений-концентраторов, долговременная сорбция рудообразующих элементов из фоновых растворов торфяниками, являющимися природными сорбентами высокого класса, наличие боковых выходов подземных ореольных вод, питающих растительность.

Опыт показывает, что помимо закономерных, относительно слабых (порядка 2—3 раз) вариаций в содержаниях элементов в различных семействах, родах и видах растительности существуют выделяющиеся

случаи, связанные с избирательностью биопоглощения представителями растительного мира. Так, установлены растения-концентраторы Zn, Pb, Cu, Ag, Au, Se, Mo, Sn, Ba, TR, Li, B, Mn, Co и др., причем содержания этих элементов в подобных концентраторах могут превышать обычный фон не только в единицы, но и во многие десятки раз (например, по свинцу до 30—50 раз, по цинку до 50 раз, по марганцу и молибдену до 10 раз и т. д.). Определенную роль в колебаниях содержания даже среди одинаковых растительных видов играют климат, гидротермические особенности годовых сезонов, атмосферные осадки, солнечная освещенность. Например, атмосферные осадки способны вымывать из растений Li, Rb, Cs, Zn, Mn и даже Ca, в пределах до 40% их содержания.

Признаками ложности ореолов первого типа являются монометальность аномалии и установление во флоре растений концентраторов, признаком второго и третьего типа является приуроченность их к подчиненным участкам ландшафта — к склонам и низинам.

Большую роль в возникновении нерудных геохимических аномалий в ландшафте в настоящее время приписывают геохимическим барьерам. Под последними, согласно А. И. Перельману [1961], понимаются участки ландшафта, характеризующиеся сменой геохимических условий, благоприятствующих концентрации определенных элементов. Выделяются два основных типа барьеров — термодинамические и физико-химические.

Термодинамические барьеры возникают как следствие резких изменений температуры и давления. От температурных изменений зависят отложения солей на выходах термальных источников: по мере остывания воды растворимость их ухудшается. Снижение давления сказывается прежде всего на уменьшении растворимости газов (например, углекислоты), что влечет выпадение ряда минеральных соединений (например, углекислого кальция), при соосаждении обогащающихся захватываемыми из воды микроэлементами.

Физико-химические барьеры более разнообразны по природе; среди них различают адсорбционные, окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные.

Больше всего распространены адсорбционные геохимические барьеры, приводящие к наиболее заметным геохимическим аномалиям. Закономерности возникновения подобных барьеров становятся ясными, если учесть, что важнейшей особенностью минеральных новообразований в ландшафте (каолинита, глинистых минералов, гидроокислов железа и марганца, вторичной кремнекислоты и т. д.) является их высокая удельная поверхность, обязанная чешуйчатости, мелкозернистости, пористости. Вследствие этого перечисленные новообразования в совокупности с механически перемельченными (илловатыми) частицами горных пород и минералов приобретают способность к сорбции ионов электролитов (как анионов, так и катионов) прежде всего тяжелых металлов. Указанная способность, особенно в отношении катионов, усиленно проявляется также у минеральных и органических (гумусных) коллоидов почв и торфяников

и коллоидальных водных растворов. В частности, сорбционная способность торфяников в 5—20 раз выше подобной способности глин. Поэтому там, где сколько-нибудь минерализованные воды в своем движении сталкиваются с такими образованиями, возможно возникновение геохимических аномалий сорбционного происхождения, причем даже вне всякой связи с наличием коренных концентрированных источников в недрах. Подобные геохимические аномалии установлены для Mo, U, V, Cu, Ni, Zn, Pb и др.

Окислительно-восстановительные барьеры возникают в связи с резкой сменой значений Eh. В частности, этим объясняется нередко наблюдаемое выпадение бурой трехвалентной окиси железа в тех болотах и озерах, где восстановительные подпочвенные воды с растворенным в них двухвалентным железом попадают в окислительную обстановку (со свободным кислородом); сюда же относится минерализация водорастворимых Cu, Ni, Co, Pb, Fe, Mn и других тяжелых металлов в виде сульфидов, имеющая место при смешении кислых металлоносных вод с резко восстановительными водами, насыщенными сероводородом и др.

Щелочно-кислотные барьеры возникают в связи с резкой сменой значений pH. В частности, этим объясняются частые геохимические аномалии в виде минеральных новообразований Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Fe и других металлов на участке соприкосновения кислых металлоносных вод с известняками; образование рассеянной никелевой минерализации при встрече вод, дренирующих ультрабазиты, с карбонатными породами; коагуляция металлоносных, обычно кислотных гуматных коллоидов, на участке встречи даже со слабощелочными водами; образование зон цементации на некоторых сульфидных месторождениях и т. п.

Геохимический барьер не представляет собою плоскость или линию, а есть часть пространства, в котором благодаря взаимодействию различных сред сорбционная емкость и значения Eh и pH закономерно уменьшаются или увеличиваются в том или ином направлении. Поэтому если воздействию барьера подвергаются комплексные растворы, то неизбежно закономерное выпадение компонентов, приводящее к зональному строению барьерных геохимических аномалий. Этот вопрос находится в начальной стадии изучения, однако его разрешение даст возможность более уверенно определять природу и причины возникновения барьерных геохимических аномалий и на этом основании выработать надежные критерии для их распознавания.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В РАЗЛИЧНЫХ БИОГЕННЫХ ЛАНДШАФТАХ

Выше были рассмотрены общие закономерности миграции элементов в условиях земной поверхности и было показано, в силу каких причин и как в этих же условиях возникают различные геохимические аномалии и среди них важнейшие в поисковом отношении оре-

олы вторичного рассеяния месторождений. Обобщенный опыт геохимических поисков позволяет утверждать, что эти общие закономерности, включающие в себя и те, которые относятся к образованию ореолов вторичного рассеяния, являются универсальными, т. е. в принципе действующими всегда и везде.

Вместе с тем, тот же опыт показывает, что специфические особенности проявления формы, состава и т. п. геохимических аномалий являются различными даже при одинаковых геолого-минералогических характеристиках исходных рудных тел и определяются физико-географическими условиями ландшафта. Поэтому существующая принципиальная возможность использования вторичных ореолов в поисковых целях должна быть реализована в различных ландшафтах по-разному.

Так, по сводным данным, приведенным А. И. Перельманом [1961], коэффициенты (кларки) концентраций элементов в ореолах, определяющие контрастность последних, варьируют в зависимости от ландшафта в пределах: для литогеохимических ореолов и для элементов V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Mo и других от 50 до 500; для гидрогеохимических ореолов и для элементов Ni, Co, Zn, Cu, Y, Mo, Pb — от единицы и до 1000; для биогеохимических ореолов и для элементов V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Pb, U — от 10 до 1000.

При этом, как по абсолютным содержаниям, так и по контрастности, ореолы в разных геосферах даже в одном и том же ландшафте, как правило, будут различными. Далее, пирито-пирротино-сфалеритовые месторождения, исключительно легко создающие солевые ореолы в южных ландшафтах, в условиях северных широт сопровождаются в основном механическими ореолами. Форма и размеры ореолов одного и того же типа рудных тел в условиях молодых горных склонов более четко отображают форму и размеры обуславливающих их рудных тел, нежели это имеет место для ореолов на денудированных водоразделах, для которых свойственны во всех случаях «пятнистые» изометрические ореолы. Возникновение контрастных ложных ореолов сорбционного типа, затрудняющее геохимические поиски, наблюдается, как правило, только во влажных лесных ландшафтах, развивающихся на геологическом субстрате, представленном силикатными породами, и не имеет места в других физико-географических условиях, например, в сухих степях, пустынях и т. п. Наконец, даже при прочих совершенно равных условиях успешность геохимических поисков зависит от характера и мощности рыхлого покрова, перекрывающего рудоносные породы. В этом отношении все ландшафты можно разбить на 4 категории:

1) ландшафты, развивающиеся либо непосредственно на рудовмещающих породах, либо на тонком покрове (до 5—7, реже 10—12 м мощностью) элювия — делювия этих пород;

2) ландшафты, развивающиеся на тонких (единицы метров, максимум 10—12 м) покровах дальнепринесенного материала (ледникового, флювиогляциального, коллювиального, пролювиального, аллювиального, эолового), скрывающего собой рудовмещающие толщи;

3) ландшафты, развивающиеся на мощных покровах (десятки—сотни метров) рыхлых образований, представляющих собой элювий—делювий рудовмещающих толщ;

4) ландшафты, развивающиеся на мощных покровах (десятки—сотни метров) дальнеприносного материала любого происхождения (морского, речного, ледникового, эолового), перекрывающих собой собственно рудоносные породы.

Ландшафты первой категории с познавательной точки зрения имеют основное значение, поскольку знание их особенностей позволяет предугадывать во многих деталях обстановку, имеющую место на глубине в ландшафтах других категорий. Эти ландшафты оказываются также важнейшими и в практическом отношении, поскольку благоприятствуют проведению в них геохимических поисков в простейшем варианте опробования по поверхности Земли; здесь возможны успешные поиски по ореолам месторождений самых различных генетических, химико-минералогических и морфологических особенностей и вне зависимости от того, какого типа ореолами — механическими, соевыми, гидрогеохимическими, биогеохимическими, атмогеохимическими или смешанными — сопровождаются эти месторождения.

Ландшафты второй категории с познавательной точки зрения также представляют интерес, позволяя предугадать глубинные геохимические детали ландшафтов четвертой категории. В подобных ландшафтах можно успешно проводить геохимические поиски с опробованием по поверхности Земли месторождений тех классов, которые создают открытые солевые, гидрогеохимические, биогеохимические и атмогеохимические ореолы, способные экспонироваться на поверхности благодаря диффузии, капиллярному подъему, жизнедеятельности. Механические ореолы месторождений инертных элементов в указанных ландшафтах оказываются погребенными, требующими для своего выявления глубинного опробования по скважинам и выработкам, достигающим спаевых горизонтов.

Ландшафты третьей и четвертой категорий при исследованиях по поверхности Земли мало что способны дать для понимания геохимии их недр; наоборот, ключом к истолкованию этого являются особенности ландшафтов первой и второй категорий. Практически эти ландшафты являются наиболее сложными для проведения поисков по ореолам вторичного рассеяния, поскольку в них доступные для обнаружения биогеохимические ореолы не возникают, литогеохимические — являются либо скрытыми (в ландшафтах третьей категории), либо погребенными (в ландшафтах четвертой категории), а ореолы гидрогеохимические и атмогеохимические дают, как правило, лишь общие данные, которые трудно использовать для конкретных указаний о направлении горнобуровых работ. В результате, в подобных ландшафтах сколько-нибудь уверенные геохимические поиски месторождений по их ореолам оказываются возможными лишь в скважинных вариантах, с опробованием глубинных приспавых и спаевых горизонтов.

Все вышеприведенные сведения и побуждают рассмотреть с поисковыми целями, хотя бы в сжатом виде, особенности проявления геохимических аномалий в наиболее распространенных биогенных ландшафтах.

А. И. Перельман выделяет четыре основные группы геохимических биогенных ландшафтов: лесные, степные, пустынные (и примитивно пустынные), тундровые; каждую из этих групп он подразделяет на ряд типов. Ниже рассмотрены только те из приведенных в книге А. И. Перельмана [1961] типов ландшафтов, которые по условиям поверхностных геологических покровов относятся к первой и второй категориям. При этом для характеристики поведения отдельных элементов и их групп в различных ландшафтных условиях используются известные материалы о поведении первичных рудных минералов в зоне выветривания и о подвижностях элементов в различных обстановках, по А. И. Перельману.

Одновременно обращается внимание на наиболее типичные геохимические аномалии нерудного происхождения (ложные ореолы), возникающие в ландшафтах, и на приемы их распознавания.

Особенности проявления геохимических аномалий в лесных ландшафтах. Наиболее важными типами здесь являются ландшафты тропических, таежных северных хвойных и южных широколиственных лесов, развивающиеся как на силикатных, так и карбонатных коренных, рудовмещающих породах.

Лесные ландшафты влажных тропиков, например лесные субтропические ландшафты Аджарии, имеют наивысшую на Земле интенсивность биокруговорота элементов, обязанную наивысшему значению гидротермического показателя, кислой реакции вод и круглогодичной миграции вещества.

Типичными почвами в автономных ландшафтах являются тропические красноземы, обязанные своим цветом окисному железу; общая мощность почвы до 1—2 м, вверху наблюдается тонкий слой, содержащий гумус (не более 20 см). Ниже почвы идет кора выветривания, протягивающаяся в развитых ландшафтах на глубину до сотни метров и даже более; характерной особенностью в тропиках является сходство кор выветривания на различных породах. Во всех случаях эти новообразования состоят из соединений алюминия, окрашенных в красный цвет окислами железа (латериты), и несут в себе уцелевшие зерна кварца. На известняках, базальтах, ультрабазитах и сиенитах соединения алюминия представлены в основном его окислами (аллитная кора), а на гранитах — соединениями алюминия с кремнекислотой (сиаллитная кора).

Реакция поверхностных и грунтовых вод — кислая, за счет органических кислот и быстрой потери катионов; циркуляция их весьма энергичная за счет обилия осадков. В результате наблюдается сильный вынос из коры выветривания подавляющего числа элементов, кроме Fe, Al и инертных Ta, Nb, TR, Zr, Sn, частично Ti и Cr; P вступает в устойчивые соединения с Fe и Al. В указанных условиях частично мигрирует и железо либо в виде коллоидных растворов его

окиси в поверхностных водах, либо в истинных растворах закиси в глубинных водах; также мигрируют коллоидные окись марганца, кремнекислота, окись алюминия и т. п. С этими коллоидами и происходит вынос из коры выветривания большинства микроэлементов. По Н. М. Страхову [1960], именно с водами тропиков поступают в моря и океаны главные массы металлических компонентов. Вместе с тем благодаря обилию вод минерализация их слабая.

В результате подобного выноса почвы и кора выветривания в целом обедняются Na, K, Ca, Mg, Li, Rb, Cs, Sr, B, Cu, Zn, Mo, Ni, Co, J, S. Наряду с этим, на участках развития особенно ожелезненной коры (например, на ультрабазитах) могут возникать железные руды, естественно легированные Cr, Ni, Co, хотя часть никеля будет выноситься и отсюда.

В сопряженных ландшафтах развиваются тропические торфяники с восстановительной обстановкой, создающие окислительно-восстановительные геохимические барьеры, на которых осаждается большинство металлических микроэлементов (Be, Sc, Co, Ni, Zn, Ge, As, Mo, Sn, Pb). Торфяники, как таковые, усиливают указанный процесс благодаря их сорбиционному действию. Иногда образуются железистые осадки, также сорбирующие ряд элементов (V, As, Mo, P и др.). На известняках возникают щелочно-кислотные барьеры, на которых выпадают из растворов такие элементы, как Ni, Cu и т. п. Все это благоприятствует образованию ложных ореолов.

Вторичные изменения сульфидных месторождений в ландшафтах тропических лесов выражаются крайне резко. Окисление идет быстро и может достигнуть больших глубин (до 100 м и более); при этом большинство рудообразующих элементов из их состава (Cu, Zn, Cd, Ni, U, S и др.) почти нацело выщелачиваются и на месте остаются практически пустые железные шпалы, за исключением случаев, когда рудомещающими породами оказываются известняки, осаждающие на себе металлы из раствора. В тропиках даже вольфрамит способен химически разлагаться и давать новообразования вольфрама. Подобный случай описан Г. И. Бедровым [1955] для древней коры выветривания Центрального Казахстана; здесь вольфрамит превращен в гидроокислы железа и марганца, а вольфрам оказался вынесенным с последующей частичной сорбцией. Самородное золото также становится в этих условиях способным к миграции. В то же время такие минералы, как касситерит, тантало-ниобаты, редкоземельные минералы и т. п., противостоят выветриванию даже в тропиках и дают промышленные россыпи.

Все изложенное позволяет заключить, что в условиях молодого развивающегося ландшафта тропиков месторождения проявляют себя через контрастные вторичные ореолы любого типа. В условиях же выработанного, старого ландшафта сохраняются, да и то с оговорками, например в отношении вольфрамита, золота, лишь механические ореолы инертных минералов. Биогеохимические ореолы здесь теряют контрастность, солевые развиваются лишь в нижних горизонтах коры выветривания, а гидрогеохимические и атмогеохимиче-

ские проявляются в глубинных водах. Это также необходимо иметь в виду при проведении геохимических поисковых работ в рудных районах, в которых современные ландшафты развиваются по древним ландшафтам трошников. Сюда относятся некоторые районы Казахстана, Урала и т. п.

Ландшафты хвойных лесов северного полушария широко распространены как в Европе, так и в Азии и Америке, местами получая развитие на вечной мерзлоте. Характерной климатической особенностью подобных ландшафтов является превышение осадков над испарением, обуславливающее энергичный водный сток.

При геологическом субстрате ландшафта, представленном кислыми силикатными породами, в автономных ландшафтах типичными почвами оказываются дерново-подзолистые, имеющие разрез (сверху вниз):

Верхний горизонт A_1 мощностью 10 см, обогащенный гумусом. Содержания микроэлементов заметны, но все же в 2—2,5 раза меньше, чем в почвообразующих породах.

Подзолистый горизонт A_2 (горизонт вымывания) мощностью 15—20 см, состоящий практически целиком из кварцевого песка, все остальное вынесено просачивающимися кислыми растворами. Содержания микрокомпонентов ничтожные и в основном определяются примесями, которые имеются в зернах кварца.

Промежуточный горизонт A_2/B мощностью 20—25 см.

Иллювиальный горизонт В (горизонт вымывания) мощностью около 40 см, где уже ощущается влияние щелочных застойных вод, пропитывающих коренные породы. Последнее приводит к возникновению окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных барьеров, в результате чего часть микро- и макроэлементов выпадает из просачивающихся сверху кислых растворов. Тем самым содержания этих элементов в горизонте увеличиваются, приближаясь к нормальным в почвообразующих породах.

Под почвой следует кора выветривания, мощностью до нескольких метров, суглинистого состава, с водами нейтрального и щелочного характера, ниже переходящая в неизмененную материнскую породу.

Формирование дерново-подзолистых почв происходит относительно быстро — в течение нескольких сотен лет.

Реакция почвенных вод, за счет главным образом органических кислот, — кислая, что и обуславливает энергичное разложение алюмо- и железо-магнезиальных силикатов. В результате остаются нетронутыми лишь кварц и ему подобные устойчивые минералы, по металлическому составу отвечающие группе инертных элементов.

Преобладание осадков над испарением приводит к энергичному промыванию верхних горизонтов, а кислый характер промывных вод — к повышенной миграции Ca, Mg, K, Na, Fe, Al, SiO_2 (из силикатов), а также микроэлементов. Здесь особое значение имеет легкость образования водорастворимых металлоорганических соединений (фульватов), а также устойчивых органо-коллоидных растворов.

В подчиненных ландшафтах — на склонах возвышенностей и в низинах — образуются торфяники, характеризующиеся резко восстановительной средой. В силу этого под торфяниками в породе

часто развиваются глеевые горизонты, в которых Fe и Mn присутствуют в закисной форме, что обуславливает особенно высокую подвижность этих элементов. В самих торфяниках наблюдается сильный капиллярный подъем вод нижних горизонтов, благодаря чему они могут обогащаться многими микроэлементами. Одновременно низовые торфяники по отношению к металлическим микроэлементам играют роль геохимических барьеров, в основном сорбционного типа.

На выходах глубинных грунтовых вод, несущих закисные железо и марганец, последние выпадают в виде окисных соединений, сорбируя P, V, Ba, Ni, Co, Cu и др. Поверхностные, речные и озерные воды в большинстве своем нейтральные, слабо минерализованные.

В указанных условиях вторичные изменения рудных месторождений происходят без осложнений, с образованием ореолов, соответствующих характеру исходного месторождения, его химико-минералогическому составу и миграционным способностям слагающих элементов. Имеющийся опыт подтверждает возможность успешных поисков месторождений любых классов по их литогеохимическим, гидрогеохимическим, биогеохимическим и автогеохимическим ореолам. Следует лишь отметить некоторые особенности проведения работ в этих условиях. Так, спектрометаллометрические пробы следует брать из горизонта вмывания (горизонт В), где устанавливается уровень фона микроэлементов в коренных породах, или в крайнем случае из гумусного горизонта (горизонт А₁), где уровень фона соизмерим с фоном тех же пород, но отнюдь не из обедненного горизонта вмывания. По опыту автора, шлиховое опробование на устойчивые минералы определяется не почвенным разрезом, а наличием ложных плотиков, на которых задерживаются рудные минералы.

При гидрогеохимических съемках работы надо вести в межень, когда главное значение в стоке играют грунтовые воды; особое внимание при исследовании данных отложений необходимо уделять железо-марганцевым осадкам. При биогеохимических исследованиях должны опробоваться живая растительность и торфяники, хотя при интерпретации данных этих работ необходимо учитывать возможное существование ложных аномалий.

Если ландшафты северных хвойных лесов развиваются на карбонатных осадочных либо богатых кальцием изверженных породах (траппах, габбро и т. п.), то в них возникают резко выраженные особенности. Вместо дерново-подзолистых почв образуются дерновые карбонатные почвы, более богатые гумусом и непосредственно, без промежуточных горизонтов, налегающие на кору выветривания. Последняя представлена щебнем коренных пород с примесью глинистого материала; обычно уже на глубине 1 м кора через разборный плитняк переходит в коренные породы.

Благодаря богатству почвенных вод ландшафта кальцием реакция их щелочная. В этих условиях почвенные коллоиды и металлические микроэлементы теряют подвижность и не выносятся из почвы. Та же щелочная реакция наблюдается и в поверхностных водах, что сильно затрудняет миграцию элементов в виде растворов.

В этих условиях механические ореолы образуются как обычно; солевые представлены контрастными ореолами, с металлами в них главным образом в виде минеральных (карбонатных) новообразований; возможности образования гидро- и биогеохимических ореолов ослаблены. Поэтому в ландшафтах северных хвойных лесов, развивающихся на богатых кальцием породах, особенное значение имеют поиски месторождений по их литогеохимическим ореолам, с отбором проб непосредственно с поверхности.

Если выветривание заходит очень глубоко, то рассматриваемые ландшафты приближаются по своим особенностям к ландшафтам, которые развиваются на силикатных породах.

Описанные ландшафты хвойных лесов часто имеют в качестве геологического субстрата моренные отложения, флювиогляциальные пески и т. п., являющиеся чуждыми рудовмещающим породам. В этих условиях, как уже отмечалось, литогеохимические ореолы оказываются погребенными, поиски месторождений по их механическим ореолам возможны лишь путем опробования спаевых горизонтов коренных и приносных пород, а литогеохимические солевые, гидрогеохимические и биогеохимические ореолы проявляются на поверхности лишь при способности месторождений к химическому выветриванию и при небольшой мощности пустого покрова. Таким образом, в общем случае подобные территории надо считать малоблагоприятными для ведения геохимических работ.

Тем не менее в ряде случаев поисков в подобных условиях в разных странах были получены вполне отчетливые результаты. Они позволяют заключить, что мощности песчано-глинистых морен до 5—7 м, реже больше, не являются препятствием для обнаружения месторождений редкометаллических пегматитов по их солевым, гидрогеохимическим и биогеохимическим ореолам Li, Rb, Cs, а месторождений сульфидных руд — по подобным же ореолам Cu, Ni, Zn, Mo. Особенно эффективными являются исследования торфяников и годового опада растительности. Однако в этом случае, безусловно, придется столкнуться с ложными ореолами. Более подробные сведения могут быть почерпнуты из работ: К. Ранкама [1954], В. Мармо [1954], Н. И. Сафронов [1957], Д. В. Полферов [1962], М. М. Ермолаев и др. [1966], В. В. Поликарпочкин и Р. Т. Поликарпочкина [1964].

Многие ландшафты хвойных лесов, особенно в северных широтах Сибири, Якутии, Северо-Востока СССР, приурочены к зонам многолетней мерзлоты и еще далее к северу, через лесотундру, постепенно переходят в типично тундровую область. В этих условиях (особенно в лесотундре) физическое выветривание резко преобладает над химическим, по крайней мере в отношении современной поверхности. В результате четвертичные отложения на возвышенностях и склонах по всей территории представлены в основном грубообломочным материалом. Илистый и песчаный материал, присутствующий в резко подчиненном количестве, концентрируется в нижних горизонтах рыхлой толщи. Почвообразовательные процессы

в автономных ландшафтах, особенно на силикатных породах, развиты крайне ничтожно и имеют место лишь в долинах больших рек, на таликах.

Гидрогеологические условия характеризуются преимущественным распространением сезонных грунтовых надмерзлотных вод; местами наблюдаются выходы подмерзлотных вод. Минерализация надмерзлотных вод исключительно низкая; наоборот, подмерзлотные воды, как правило, сильно минерализованы.

В описанных условиях наибольшим распространением пользуются ореолы механического рассеяния, которые здесь сопровождают не только кварцеворудные, но и сульфидные месторождения, в иной обстановке легко дающие солевые ореолы. Однако это не относится к месторождениям, испытывавшим вторичные изменения в домерзлотную эпоху. Литогеохимические поиски в автономных ландшафтах зоны многолетней мерзлоты могут проводиться со взятием проб по поверхности Земли.

Вместе с тем миграция элементов в виде водных растворов в этих условиях ослабляется, но не исключается совсем. Так, Н. И. Сафроновым [1957] в указанных условиях были установлены, несомненно, солевые ореолы молибдена и кобальта, развитые в элювии — делювии; многими отмечено неоднократно энергичное образование фиброферрита и мелантерита по пирротину в мерзлых участках рудных тел, а также существование естественных электрических полей, приуроченных к сульфидным образованиям. Все эти обстоятельства, несомненно, свидетельствуют об активных окислительных процессах в сульфидных рудах, что немыслимо без соответствующей миграции элементов.

И. Д. Волковым установлено образование в мерзлотных условиях Норильска солевых ореолов Ni, Co, Cu; он же отметил тридцатикратное (относительно фона) увеличение содержания Ni и Cu в поверхностных водах, дренирующих участки медно-никелевых сульфидных месторождений, и наличие в хвое и коре лиственниц, произрастающих на этих же участках, повышенных содержаний (до 0,06% в золе) Ni, Cu, Co и Cr. Отметим как особенно примечательный факт установление биогеохимических ореолов упомянутого типа на участках, перекрытых ледниковыми отложениями.

Благодаря низкому фону гидро- и биогеохимические ореолы оказываются весьма контрастными, но трудно улавливаемыми в связи с низкими абсолютными значениями содержаний.

В условиях же многолетней мерзлоты установлено широкое развитие потоков рассеяния касситерита, золота и микроэлементов (Ni, Cu, Co, Cr, Ti и др.).

В качестве мешающих факторов выступают коллювиальные осыпи, солифлюкционные оползни, подмерзлотные воды большой минерализации и ложные ореолы (особенно урановые), развивающиеся в торфяниках.

В лесной зоне умеренных широт распространением пользуются широколиственные леса, обычно травянистые. Биологической осо-

бенностью этих лесов является богатство листьев и трав кальцием; в результате этого почвы и почвенные воды в пределах их произрастания, даже на силикатном субстрате, оказываются слабо кислыми, нейтральными или даже слабо щелочными; подзол в почвенном слое не развивается. Таким образом подобные ландшафты, вне зависимости от геологического субстрата, в геохимическом отношении оказываются очень близкими к описанным ландшафтам хвойных лесов, развивающимся на карбонатах, со всеми вытекающими отсюда поисковыми особенностями.

К подобным ландшафтам в геохимическом отношении приближаются горные лесо-луговые ландшафты типа предгорий Тянь-Шаня, покрытые еловыми лесами.

Особенности проявления геохимических аномалий в степных ландшафтах. Наиболее важными типами здесь являются ландшафты черноземных и сухих (каштановых) степей.

Характерной климатической особенностью ландшафтов черноземных степей является достаточное количество осадков, соизмеримое с выпадающими в лесной зоне, однако сопряженное с высокой испаряемостью их. Это и определяет многие геохимические черты рассматриваемых ландшафтов.

Типичными почвами автономных ландшафтов здесь являются выщелоченные и мощные черноземы мощностью до 1 м. Под почвой залегает кора выветривания мощностью несколько метров, на изверженных породах представленная щелочистым суглинком. Благодаря большому испарению промывание почв слабое, и почвенные воды обогащаются бикарбонатами Са и Mg, становясь нейтральными или щелочными. В этих условиях гумусовое вещество и микроэлементы теряют подвижность и остаются в почве. Это обуславливает богатство черноземных почв J, Br, V, Zn, Cu, Co, Ni и др. Под черноземом часто наблюдается горизонт, обогащенный кальцием и стронцием.

В подчиненных ландшафтах развиваются луга и луговые торфяники; реакция вод — нейтральная или слабо щелочная, тип вод — гидрокарбонатно-кальциевый, с ничтожным содержанием в них микроэлементов.

В черноземной полосе в поймах степных рек, а также на пологих склонах, испытывающих периодические колебания уровня грунтовых вод, способны возникать процессы засоления и рассоления, приводящие к обогащению почв и вод двууглекислым натрием (содово-солонцовые ландшафты). В этих содовых щелочных водах приобретают способность к миграции гумусовое вещество, Al, SiO₂, Mo, Cu, V, Ag, U, а также Zr, Sc, некоторые TR. В конечном результате в депрессиях рельефа, куда стекают дренажные воды, могут образоваться содовые озера и содовые солончаки, обогащенные микроэлементами.

Ландшафты сухих степей формируются в условиях более сухого климата, чем это наблюдается для черноземных степей. Типичными почвами автономных ландшафтов здесь являются каштановые, профиль которых укорочен, но имеет в общем тот же вид, как и у

черноземных почв; кора выветривания даже силикатных пород обогащена углекислым кальцием. Непосредственно почвенные воды автономных ландшафтов являются гидрокарбонатно-кальциевыми, не благоприятствующими миграции гумуса и микроэлементов. Благодаря этому геохимические особенности каштановых почв оказываются такими же, как и особенности черноземных почв. Однако, просачиваясь вниз и стекая под землей по склонам, почвенные воды по составу претерпевают сложные превращения, обязанные воздействиям коры выветривания, капиллярного подъема и дифференциальной разгрузки под влиянием испарения. Поэтому на выходах в пониженных частях рельефа подчиненных ландшафтов эти воды оказываются сильно минерализованными и по составу сульфатно-хлоридно-натровыми. В этих же водах многие элементы, как, например, В, Си, Zn, Br, J, F, Mo, U, Sr, Cr, Rb, Cs, V, становятся хорошими мигрантами. В результате при испарении воды в сопряженных ландшафтах образуются типичные солончаки со специфической растительностью, обогащенные указанными элементами. Иногда образуются бессточные озера, аккумулярующие соли, выносимые из окружающих автономных ландшафтов.

Условия образования ореолов вторичного рассеяния в автономных степных ландшафтах вполне благоприятные и обеспечивают успех геохимических поисков рудных месторождений по их лито-геохимическим, гидрогеохимическим, биогеохимическим и атмогеохимическим ореолам. Литогеохимические пробы можно брать непосредственно с поверхности Земли. В подчиненных ландшафтах следует ожидать возникновения ложных ореолов перечисленных выше элементов, способных к миграции в щелочных натровых содовых и сульфатно-хлоридных водах. В частности, Я. Д. Федоренко [1965] это убедительно доказал в отношении фтора. Такие ложные ореолы особенно легко возникают в понижениях, приурочиваясь к пролювиальным и аллювиальным отложениям. В то же время, под этими образованиями могут оказаться погребенными истинные ореолы, для обнаружения которых надлежит прибегать к опробованию глубинных горизонтов. Подобное необходимо предусматривать и для автономных степных ландшафтов, развивающихся на лёссовых отложениях.

Особенности проявления геохимических аномалий в пустынных (и примитивно пустынных) ландшафтах. Характерные климатические особенности ландшафтов — недостаток влаги и высокие температуры. В этих условиях влияние биоклиматических факторов на развитие ландшафтов оказывается весьма малым и на первое место выступают особенности геологического субстрата автономных ландшафтов.

В соответствии с этим классификация пустынных (и примитивно пустынных) ландшафтов производится по литологическому признаку, в связи с чем различают глинистые, песчаные, гипсовые, солянокарстовые и каменистые пустыни. В подчиненных ландшафтах развиваются такры, соляные озера и шоровые солончаки. В то же

время особенности водной миграции элементов, выражающиеся в слабой подвижности всех элементов, кроме S, Cl, Na, и в сильной испарительной концентрации, приводящей к образованию солончаков, во всех рассматриваемых ландшафтах выражены практически одинаково.

Условия образования ореолов вторичного рассеяния любых месторождений в автономных ландшафтах пустынного и примитивно пустынного типов являются благоприятными, особенно для литогеохимических ореолов. В последних рассеивающийся рудный материал представлен главным образом первичными и вторичными рудными минералами, благодаря чему как само выявление ореолов, так и оценка по ним первичных руд крайне облегчены. В то же время, в песчаных пустынях, где применение литогеохимических методов исследования затруднено, большое значение приобретают биогеохимические поиски. На участках солончаков и в соляных озерах возможны ложные ореолы элементов, подобные описанным для степных ландшафтов. Наконец, на участках, занятых такырами и шорвыми солончаками, геохимические поиски возможны лишь в варианте опробования глубинных спаявых горизонтов.

Особенности проявления геохимических аномалий в тундровых ландшафтах. Характерными климатическими особенностями тундровых ландшафтов являются низкие температуры воздуха и почвы и большая влажность, обязанная, однако, не обилию осадков, которых здесь практически столько же, как и в сухих степях, а низкой испаряемости. В большинстве своем тундровые ландшафты приурочены к крайним безлесным северным областям зоны многолетней мерзлоты, хотя встречаются и тундры, развивающиеся по немерзлым породам (Кольский полуостров). Тундры особенно приурочены к равнинным и пониженным участкам рельефа, хотя встречаются и на возвышенностях (горные тундры).

Горные тундры, развивающиеся в автономных ландшафтах на скальных породах, значительно менее обводнены и имеют почвы с заметным содержанием гумуса, особенно на карбонатном субстрате. Как и для описанных выше ландшафтов крайних северных хвойных лесов, растущих по мерзлоте (лесотундра), в тундре особенное значение приобретает физическое выветривание с образованием крупноглыбовых развалов и щебенистых осыпей. Содержание илесто-глинистой и песчанистой примазки ничтожное. Почвенные и грунтовые воды мало минерализованы и мало содержат органических примесей.

Сказанное выше относительно особенностей ореолообразования и геохимических поисков в лесотундре сохраняет свою значимость и для автономных тундровых ландшафтов. К этому следует лишь добавить, что еще в тридцатых годах в условиях типичной горной тундры (немерзлой) Кольского полуострова были установлены солевые ореолы Cu и Ni в элювиальных глинах вблизи медно-никелевых месторождений, а в условиях мерзлотных тундр Цевекского полуострова — механические ореолы рассеяния кварц-касситеритовых месторождений [Сафронов, 1957а, б].

Поиски месторождений золота, касситерита, вольфрамита, красных железняков, киновари и др. по их механическим ореолам рассеяния широко применяются в течение десятков лет на Северо-Востоке СССР. Многими исследователями на Кольском полуострове было установлено обогащение растительности, почв и вод в пределах массивов нефелиновых сиенитов такими элементами, как Ti, Zr, Nb, La, Y, Be, Sr, Ba, V, As, Sn и др.

Сопровождение медно-никелевых месторождений биогеохимическими ореолами Cu и Ni, даже в случае перекрытия рудовмещающих толщ моренными покровами небольшой мощности, установлено в тундрах Кольского полуострова Д. В. Полферовым [1962], а в Финской Лапландии — К. Ранкама [1954]. Аналогичным образом установлены био- и гидрогеохимические ореолы молибдена, меди, цинка в тундровых ландшафтах на моренных отложениях Финляндии [Мармо, 1954, и др.] и Северной Карелии (Е. В. Макеенко и др.). М. М. Ермолаевым и др. [1966] установлены солевые, био- и гидрогеохимические ореолы Li, Rb, Cs в тундровых ландшафтах, в том числе с моренным субстратом вблизи месторождений редкометалльных пегматитов.

Водные ореолы широкого круга элементов в зоне многолетней мерзлоты описаны Г. Ф. Ларионовым [1963]. Следовательно, в автономных тундровых ландшафтах при весьма широком диапазоне геологического субстрата успешность применения всех видов геохимических поисков по всем типам ореолов в мерзлотных и немерзлотных тундрах не вызывает сомнения. Мешающими обстоятельствами являются возникновение ложных сорбционных ореолов многих металлов в торфяниках и срывы ореолов в результате солифлюкции, обвалов и оползаний.

На равнинах, в депрессиях рельефа и по подножиям склонов северной зоны образуются низовые тундры. Они развиваются главным образом на мелкоземистом иловатом субстрате морского или пролювиального происхождения и имеют ярко выраженный почвенный слой с гумусными остатками. Местами развиваются тундровые торфяники. Большие пространства в таких низовых тундрах занимают болота и озера. В подобных условиях проведение любых геохимических поисков с опробованием по поверхности Земли совершенно нецелесообразно; в случае необходимости нужно переходить к глубинным поискам, с опробованием спаевых горизонтов.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ ПОИСКОВЫХ РАБОТАХ

Основой практического применения всех геохимических поисковых методов служит массовое и разнообразное геохимическое опробование геологических образований. Различают:

- 1) литогеохимические съемки, когда исследуются монолитные или рыхлые горные породы;
- 2) гидрогеохимические съемки, когда исследуются подземные или поверхностные воды;
- 3) биогеохимические съемки, когда исследуются продукты жизнедеятельности (растительность, торфяники и т. п.);
- 4) атмогеохимические съемки, когда исследуется почвенный или приповерхностный воздух.

ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ

Внутри самих литогеохимических съемок выделяют: а) геохимические исследования изверженных и осадочных пород, а также минералов, путем изучения сингенетичного рассеяния в них малых элементов-примесей, в первую очередь рудообразующих; б) геохимические поиски месторождений по их потокам рассеяния; в) геохимические поиски месторождений по их ореолам вторичного рассеяния; г) геохимические поиски месторождений по их ореолам первичного рассеяния.

Геохимические исследования изверженных и осадочных пород путем изучения сингенетичного рассеяния в них малых элементов проводятся с целями: 1) установления геохимических (металлогенических, петрографических) провинций; 2) установления родственности (комагматичности) изверженных пород, расчленения немых толщ и выявления маркирующих горизонтов осадочных образований, выявления первоначального генезиса метаморфизованных толщ; 3) уточнения физико-химических и геологических условий образования различных пород, руд и минералов; 4) предварительной оценки перспективной рудоносности интрузий, вулканогенно-осадочных линз и осадочных серий.

При подобных исследованиях опробование должно проводиться по коренному материалу, не носящему следов каких-либо вторично

наложенных процессов; при исследовании генезиса метаморфизованных толщ опробованию должны подвергаться реликтовые участки.

Пробы каменного материала, отбираемые на анализ, должны быть представительными, т. е. соответствующими по составу опробуемой породе.

Назовем элементарной минералогической ячейкой объем (массу), сложенный породообразующими минералами, взятыми каждый в единичном зерне среднего для всей породы размера. Тогда, очевидно; представительной будет являться проба, по минеральному составу одинаково кратная элементарной ячейке. Строгое осуществление этого требования на практике затруднительно, и поэтому надо следить лишь за тем, чтобы реальная проба превосходила элементарную ячейку в такое количество раз, что вероятная некрайность не сильно сказалась бы на определяемых величинах. На практике достаточно, чтобы отбираемая проба превосходила элементарную ячейку не менее чем в 10 раз. Отсюда следует, что представительные пробы будут разного объема для пород, сложенных зернами минералов различной крупности, и тем больше, чем крупнее зерна породообразующих минералов. На практике при исследовании обычных изверженных и осадочных пород пробы отбираются штучные, каждая весом не более 200 г, что, как правило, удовлетворяет описанному требованию.

Следующим вопросом является число проб, которое должно быть взято (и проанализировано) на изучаемом геологическом объекте для получения результатов, наиболее вероятно отображающих химический состав этого геологического образования. Если состав геологического образования тела был бы в любой точке неизменным, то достаточной была бы одна проба. Однако на самом деле в содержаниях данного элемента в разных пробах, взятых с одного и того же геологического объекта, неизбежно наблюдаются определенные флюктуации. Поэтому содержания данного элемента в подобных пробах будут различными, а в пробах, взятых с разных объектов, случайно могут оказаться близкими. Чтобы иметь возможность уверенно охарактеризовать поэлементный состав исследуемого геологического образования, приходится брать с него несколько проб. В настоящее время общепринято, что для подавляющего числа малых (рудообразующих) элементов, находящихся в породах в состоянии сингенетичного рассеяния, присуще закономерное распределение содержаний. В таком случае, в согласии с теорией вероятности [Вентцель, 1964], для получения необходимых характеристик реального распределения содержаний элементов в опробуемом геологическом материале вполне достаточно 16—20, редко более 20—30 проб. Часто на практике можно ограничиться взятием всего 5—8 проб, правда, с известным снижением вероятности результатов. Пробы, вне зависимости от их числа, равномерно распределяются по поверхности исследуемого образования. Опробоваться должны все однородные геологические образования, индивидуально отображаемые на карте в масштабе проводимых работ. По полученному в результате анализов ряду

содержаний исследуемого элемента при помощи соответствующих статистических приемов обработки определяется мода (или медиана), стандартное отклонение, эксцесс и т. п. За кларк, как правило, принимается модальное значение. Эти параметры однозначно характеризуют особенности распределения содержаний исследуемого элемента в изучаемом объекте в целом. Сравнение их для ряда объектов и позволяет делать все надлежащие выводы в духе решения перечисленных выше задач.

Что касается самих законов распределения, то, как оказалось, они являются весьма многообразными. Поэтому предварительно перед проведением практических работ этот вопрос должен быть выяснен либо путем специальных полевых исследований, либо на основе сравнений, аналогий и т. п. Самым общим распределением малых элементов в природе,

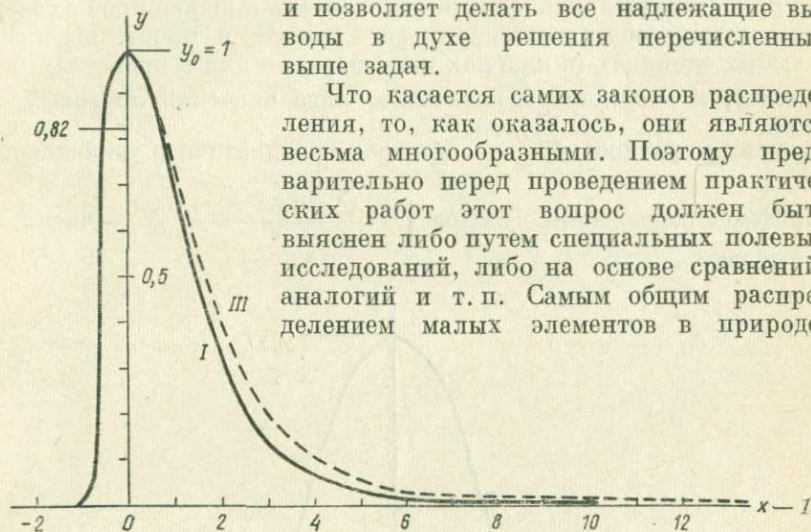


Рис. 7. Кривые распределения Пирсона I и III рода.
I — кривая по уравнению (28); III — кривая по уравнению (29).

по-видимому, является правоасимметричное распределение Пирсона, подчиняющееся уравнениям в координатных осях с началом в модальной точке [Толстой, 1964]:

$$y = y_0 \left(1 + \frac{x}{a_1}\right)^{m_1} \left(1 - \frac{x}{a_2}\right)^{m_2}, \quad (28)$$

$$y = y_0 e^{-\gamma x} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\gamma a}, \quad (29)$$

где y — относительная частота появления в выборке проб с содержанием x ; x — содержание данного элемента в пробе, выраженное в единицах, равных кларку концентрации минус единица; y_0 — относительная частота проб с модальным содержанием, принимаемым за кларк; $a_1, a_2, m_1, m_2, \gamma, a$ — постоянные величины — параметры уравнения, определяемые из данных практической выборки по правилам, изложенным В. П. Эльдертоном [1924].

На рис. 7 представлены типы указанных кривых.

В целом ряде случаев правоасимметричное распределение применительно к геологическим задачам может быть аппроксимировано по уравнению логарифмически нормального закона, рассмотренного

впервые Н. К. Разумовским [1948]. Л. Г. Аренс [1953] считает этот закон важнейшим для геохимии.

$$y = \frac{1}{\varepsilon \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(\ln x - \bar{x})^2}{2\varepsilon^2}}, \quad (30)$$

где y — относительная частота появления в выборке проб с содержанием x ; x — содержание данного элемента в пробе, выраженное в любых единицах (в кларках концентрации или в процентах, долях и т. п.); \bar{x} — среднеарифметическое ряда значений логарифмов содержаний, равное $\frac{\sum \ln x_i}{N}$; ε — среднеквадратичное отклонение логарифмов содержаний, равное $\sqrt{\frac{\sum (\ln x_i - \bar{x})^2}{N}}$; N — число проб в выборке.

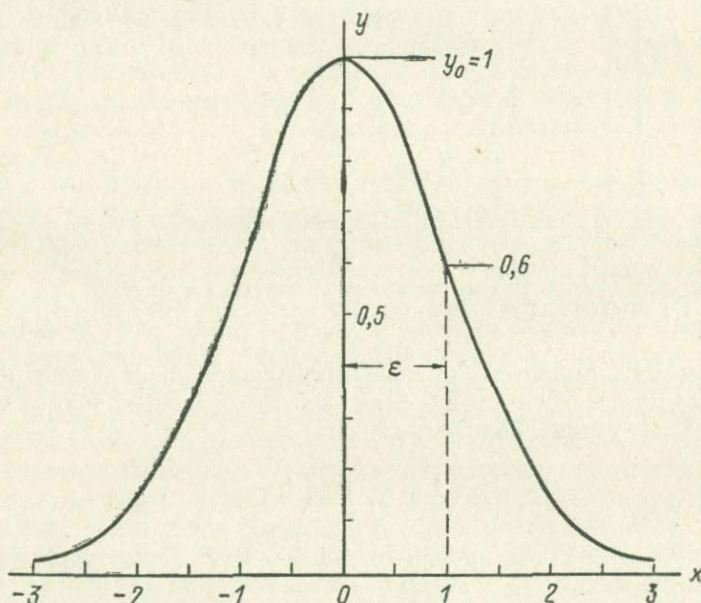


Рис. 8. Кривая логнормального распределения по уравнению (30).

На рис. 8 приведен вид кривой, удовлетворяющей уравнению (30). Иногда в практике работы встречаются случаи распределения содержаний по нормальному закону, свойства которого излагаются в любом курсе теории вероятности [Вентцель, 1964].

Уравнение кривой, отвечающей этому закону, имеет вид

$$y = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \cdot e^{-\frac{(x - \bar{x})^2}{2\sigma^2}}, \quad (31)$$

где y — относительная частота появления в выборке проб с содержанием x ; x — содержание данного элемента в пробе, выраженное в любых единицах (в кларках концентрации или в процентах, долях и т. п.); \bar{x} — среднеарифметическое значение содержаний, равное $\frac{\sum x_i}{N}$; σ — стандарт или среднеквадратичное уклонение, равное $\sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{N}}$; N — число проб в выборке.

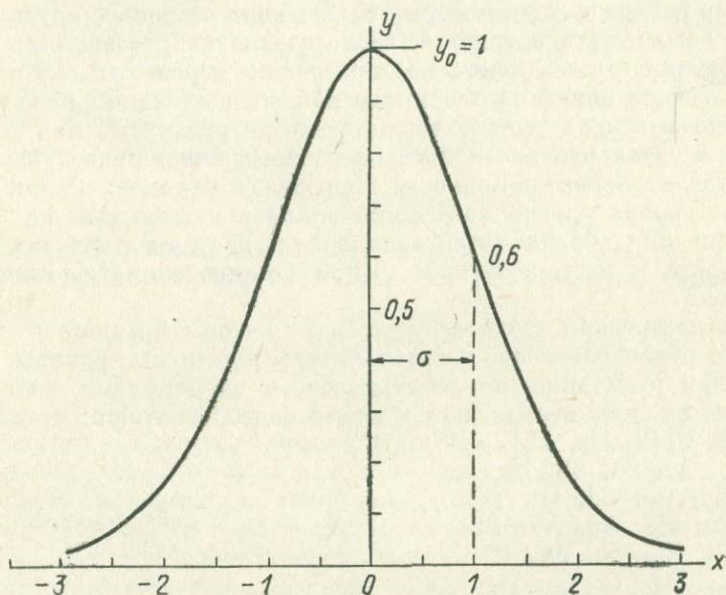


Рис. 9. Кривая нормального (гауссовского) распределения по уравнению (31).

Кривая, удовлетворяющая уравнению (31), приведена на рис. 9. Следует подчеркнуть, что иногда одномодальное распределение, подчиняющееся одному из приведенных законов, на практике будет осложняться дополнительными максимумами, не предусматриваемыми уравнениями. Подобное распределение будет являться свидетельством или многостадийности (по числу максимумов) процесса становления породы, или наложения вторичных геохимических процессов на ранее сформировавшееся геологическое образование.

Пробы перед анализом обрабатываются по общим правилам, изложенным в Инструкции [1965]. Основным видом исследования химического состава проб до последнего времени является спектральный анализ.

Полученные результаты исследования первично конституционального рассеяния могут даваться либо в виде таблиц, либо в виде

геохимических карт. Следует заметить, что на принципы построения последних еще нет общих взглядов. Построение поэлементных карт приводит на практике к громоздким графическим материалам, либо же к их перегрузке. В связи с этим представляется рациональным составлять геохимические карты рассматриваемого назначения по ассоциативным группам элементов, отображая особенности проявления этих групп в виде единых показателей. По Е. М. Квятковскому, Ю. Н. Капкову, В. И. Яковлеву [1966], 1) под геохимической картой надлежит понимать карту, которая отражает содержание, характер распределения и форму нахождения широкого круга химических элементов в различных геологических образованиях; 2) подобная карта должна помочь: а) при оценке перспективности участков на основе изучения геохимической специализации рудоносных комплексов пород и рудоконтролирующих структур; б) при выявлении горизонтальной зональности в распределении рудообразующих элементов и элементов-примесей в пределах районов; в) при определении уровня эрозионного среза районов и площадей на основе использования вертикальной зональности постмагматических рудопроявлений и месторождений; г) при установлении фоновых концентраций.

При построении геохимических карт авторы предлагают разбивать все рудообразующие элементы на ассоциативные группы, пользуясь при этом данными геохимического изоморфизма элементов. В частности, ими предлагаются десять подобных групп:

1. F, P, Cl, Be, J
2. S, As, Se, Sb, Hg
3. Ga, Ge, Cd, In, Tl
4. Cu, Zn, Ag, Au, Pb
5. Be, Mo, Sn, W, Bi
6. Li, Rb, Cs, Sr, Ba
7. Nb, Ta, Ra, Th, U
8. Sc, Y, Zr, La, Ce, Hf
9. Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni
10. Rh, Pd, Os, Ir, Pt

Элементы каждой группы на карте изображаются предварительно присвоенным этой группе цветом. Если элементы имеют кларки концентрации, не выходящие за пределы нормального диапазона (0,71—1,40, при середине интервала, равной 1), то они вовсе не изображаются на карте. Элементы, коэффициенты концентрации которых отклоняются от нормальных, изображаются раскраской поля, цветом литологического значка, а также цветными линиями различной ориентировки. Густота цвета зависит от величины коэффициента концентрации и имеет четыре градации. Цвет линий везде соответствует присвоенному цвету элемента. Градации коэффициентов концентрации отражаются густотой линий. При этом повсеместно выдерживается следующий принцип: при отклонении коэффициентов концентраций в меньшую сторону все значки и линии — пунктирные (степень отклонения показывается густотой значков

и линий); при отклонении в большую сторону — все значки и линии сплошные, а их густота отражает интервалы отклонения.

Для облегчения нагрузки используются данные корреляционного анализа. Наличие корреляционной связи отмечается крапом соответствующего цвета либо по полю породы, либо у значка или линии, в зависимости от того, с каким элементом по порядку в ряду установлена регрессия.

Такова кратко сущность построения геохимических карт по рекомендации Е. М. Квятковского и др. Однако, несмотря на безусловное новаторство подобной рекомендации, все же она не избавляет карту от перегрузки раскраской, значками, штриховкой, надписями и т. п. Поэтому есть основания приступить к поискам более удобных форм изображения на карте данных геохимических исследований. Согласно формулам (6) и (7) энергия $\epsilon_{\text{ист}}$, требующаяся на сжатие-расширение m_3 грамм-атомов элемента в K число раз,

$$\epsilon_{\text{ист}} = K \ln K,$$

где K — кларк сжатия или разрежения.

Для n элементов (в пределе для всех 92 элементов) будем иметь

$$E_{\text{ист}} = \sum_{i=1}^{i=n} \epsilon_{\text{ист}} = \sum_{i=1}^{i=n} K_i \ln K_i,$$

где $E_{\text{ист}}$ — суммарная энергия в условных единицах, необходимая для создания единицы объема того или иного новообразования из единицы объема гранитоида, при оговоренных условиях.

Использование предлагаемой методики построения геохимических карт представляется следующим образом. По отношению к выбранной базе сравнения определяют значения K для каждого из исследуемых элементов; затем вычисляется $\epsilon_{\text{ист}}$ по уравнению (6). За базу сравнения при мелкомасштабных съемках (1 : 1 000 000—1 : 500 000) следует выбирать литосферу в целом; при средне- и крупномасштабных работах (1 : 200 000—1 : 25 000) за базу рациональнее брать наиболее распространенные в районе безрудные изверженные породы, лучше всего гранитоиды.

В качестве данных для нанесения на карту следует брать при мелкомасштабных съемках сумму ϵ по всем исследуемым элементам, исчисленную по формуле (7); в ряде случаев удобство будет представлять раздельное суммирование по элементам, подвергающимся только сжатию или только разрежению, с раздельным же нанесением. При средне- и крупномасштабных исследованиях интерес будет представлять нанесение суммарной энергии концентрирования по ассоциативным группам элементов.

Могут быть рекомендованы следующие группы:

Группа элементов-показателей общей минерализации — J, Br, Cl, F, S, Se, Te

Группа элементов-показателей пегматитового процесса — Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, Sc

Группа элементов-показателей кварцеворудного рудообразования — Sn, W, Mo, B

Группа элементов-показателей гидротермального процесса — Cu, Zn, Pb, Cd, In, Tl, Ge, Bi, As, Sb, Au, Ag, Ba, Hg

Группа элементов-показателей редкоземельной минерализации — Y, TR, Zr, Hf, Th, U

Группа элементов-показателей эвагматического рудообразования — Ni, Co, Cr, платиноиды.

Все группы могут быть одновременно изображены на карте различными значками или изолиниями, если позволяет масштаб съемки. Впрочем, в этой области надлежит еще произвести определенный объем исследований.

Геохимические поиски месторождений по их потокам рассеяния могут проводиться в отношении рудных месторождений любого химико-минералогического состава, лишь бы они были вовлечены в эрозионный цикл. Поиски по потокам рассеяния оказываются особенно успешными в районах, где современные системы постоянных или временных водотоков дренируют рудовмещающие толщи или, иными словами, где отложения водотоков (аллювий и пролювий) представляют собой перемещенный и переотложенный элювий — делювий рудовмещающих толщ. Однако исследование потоков рассеяния оказывается полезным и в районах, где рудовмещающие толщи перекрыты заведомо нерудоносными монолитными или рыхлыми, местными или дальнеприносными породами, как это, например, имеет место в пределах Балтийского щита, перекрытого палеозойскими или ледниковыми породами. Как показал опыт, в этих условиях потоки рассеяния образуются на участках выходов в руслах водотоков подземных вод глубинной циркуляции, обогащенных рудными элементами за счет выщелачивания месторождений на глубине. Эти элементы сорбируются илесто-глинистыми донными осадками и дают начало потокам рассеяния в твердой фазе, которые если и не приводят непосредственным путем к породившим их рудным телам, тем не менее являются убедительными свидетелями наличия в районе скрытого оруденения. В первую очередь это относится к рудам, легко взаимодействующим с водами. Вместе с тем надлежит иметь в виду, что обратное явление — отсутствие потоков рассеяния в подобных условиях — не может рассматриваться как отрицательный признак, так как это может быть связано с отсутствием глубинной водной циркуляции.

По данным Н. В. Квашневской [1957], материалом для опробования при поисках по потокам рассеяния должна служить илесто-глинистая фракция аллювия, хотя, по А. П. Соловову [1959, 1960], это не является обязательным и в пробу может идти обычный мелкоземистый материал (фракция аллювия мельче 0,5 мм). Исходный вес проб — 50 г; после просеивания вес ее доходит до 12—15 г, и в этом количестве проба поступает в обработку, проводящуюся по Инструкции [1965]. Анализ проб — спектральный, с определением всех тех элементов, которые могут считаться прямыми или кос-

венными индикаторами всех возможных в данных условиях месторождений. Аномальные значения содержаний вычисляют по формулам (16) или (17).

Подобному опробованию на обоснованно выбранных участках должны подвергаться русловые отложения всей современной постоянно или временно действующей гидросети, исключая реки протяженностью 20—25 км и длиннее, в отложениях которых массы «пустого» материала всегда настолько преобладают над «рудным», что последний становится неопределимым.

Как показывает опыт, протяженность потоков рассеяния для большинства промышленно интересных месторождений не менее 500—1000 м, чаще же значительно больше. Для уверенного выявления потоков достаточно отбирать пробы в руслах водотоков не чаще, чем через 250 м, хотя для детализации аномальных участков в зависимости от местных условий сеть опробования может сгущаться до 100 и даже 50 м.

Геохимические поиски месторождений по их ореолам вторичного рассеяния могут с успехом проводиться в отношении рудных месторождений любого химико-минералогического состава, при условии вовлечения их в эрозионный цикл. Это вовлечение может иметь место в настоящее время, и тогда месторождения сопровождаются ореолами вторичного рассеяния открытого или закрытого типа, либо имело место в прошлом, и тогда вторичные ореолы месторождений оказываются погребенными под более молодыми породами.

Рассматриваемые поиски оказываются наиболее результативными и в то же время наиболее простыми в осуществлении, если месторождения сопровождаются ореолами открытого типа. Это наблюдается на участках, где рудовмещающие толщи перекрываются тонкими (до 5—7, реже 10 м) элювиально-делювиальными покровами или такими же тонкими дальнепринесенными отложениями (ледниковыми, аллювиальными и т. п.). В последнем случае искомые рудные тела должны породить солевые ореолы, а рыхлые покровы должны быть проницаемыми для растворов. В обоих случаях геохимическое опробование достаточно проводить непосредственно по поверхности, с глубиной взятия проб 10—15 см, за исключением ландшафтов хвойных лесов, развивающихся вне зоны мерзлоты на силикатных породах. Здесь глубина опробования должна лежать ниже горизонта вымывания примерно на 50 см от поверхности.

В отбираемую пробу должен идти мелкоземистый материал с обязательным выходом фракции мельче 0,5 мм. Вес проб, порядок их обработки, тип анализа, набор определяемых элементов, минимальные аномальные содержания и круг элементов определяются аналогично приведенному выше, в разделе поисков по потокам. Сеть опробования определяется формой искомого рудного тела. При четкой вытянутости их (жильные или линзовидные тела) применяется прямоугольная сеть с профилями вкрест простирания рудных тел. Если рудные тела изометрические, то применяется квадратная сеть. В горных местностях при наличии ореолов, резко деформированных

«течением» рыхлых покровов по рельефу, рационально использовать сеть с профилями по горизонталям.

Густота опробования стоит в прямой зависимости от масштаба исследований. Наиболее часто употребляется масштаб 1 : 50 000, в котором производятся попланшетные исследования поисковых площадей. В этом случае профили располагаются друг от друга на расстояниях 500 м, пробы в профилях отбираются через 50 м; в результате густота опробования — 40 проб на 1 км². При благоприятных результатах сеть опробования сгущается в соответствии с приведенной табл. 18. Детальнее, чем в масштабе 1 : 2000, поиски по ореолам не производятся.

ТАБЛИЦА 18

Характеристика сетей опробования	Масштабы исследования				
	1 : 50 000	1 : 25 000	1 : 10 000	1 : 5000	1 : 2000
Расстояния между профилями, м	500	250	100	50	20
Расстояния между пробами в профилях, м	50	25	20	10	10
Число проб на 1 км ²	40	160	500	2000	5000

Поиски месторождений по закрытым или погребенным ореолам вторичного рассеяния аналогичны поискам месторождений по открытым ореолам.

Однако опробование по поверхности бесполезно, и поэтому оно должно проводиться на глубине, непосредственно по спаевому горизонту перекрывающих и рудовмещающих толщ или вблизи этого горизонта (не далее первых единиц метров) как в перекрывающих породах, так и в коре выветривания рудовмещающих толщ. Достижение этих глубин осуществляется, как правило, при помощи бурения по сетке, которая определяется детальностью проводимых исследований.

В ближайшей перспективе при поисках месторождений по их солевым ореолам ожидается успешное применение геоэлектрохимического метода, который позволяет производить из одной-двух точек интегральное опробование ореола в целом.

В последние годы наряду с исследованием валовых содержаний элементов в геохимических пробах начинает применяться исследование содержаний в водных или водно-кислотных вытяжках из этих проб. В отношении целого ряда металлов: Nb, Be, Cd [Миллер и др., 1965]; Mo, Pb, Cu, Ni [Антропова и др., 1969]; Au [Болотникова и др., 1969], показаны большие возможности подобного рода исследований, выражающиеся в повышении глубинности поисков и контрастности выявляемых ореолов рассеяния, по сравнению с тем, что получается при исследовании валовых содержаний. Л. В. Антропова.

и др. [1969] в своих исследованиях по Mo, Pb, Cu и Ni показали одновременно, что еще бльшие возможности в смысле дальнейшего повышения глубинности и контрастности, сопровождаемые увеличением вероятности интерпретации получаемых данных, возникают, если исследовать другие формы проявления элементов в ореолах: сорбированную, связанную с органическими кислотами, карбонатную, сульфатную и т. п.

Полученные результаты геохимического опробования рыхлых образований изображаются на соответствующих планах и картах с геологической основой при помощи кривых изосодержаний; широко используется построение графиков содержаний вдоль по профилям. Часто результаты анализов изображаются в единицах фоновых значений данного элемента.

Геохимические поиски месторождений по их ореолам первичного рассеяния принципиально применимы по отношению к рудным месторождениям любого генезиса, типа и состава, однако с особенным успехом используются в области поисков постмагматических месторождений.

При поисках постмагматических месторождений по их ореолам первичного рассеяния объектами опробования должны являться рудовмещающие толщи либо перекрывающие их породы, но более древние, чем оруденение. Геохимическое опробование должно проводиться по породам в их коренном залегании в естественных и искусственных обнажениях, в поверхностных и подземных горных выработках и по керну буровых скважин.

Сеть опробования (густота профилей на местности) редко бывает систематической и определяется родом решаемой задачи, обнаженностью исследуемой площади, густотой распределения на ней горных выработок и буровых скважин. Тем не менее, как правило, она достаточно частая и находится в пределах нескольких десятков — первых сотен метров. Во всяком случае геохимическое опробование по керну и шламу всех поисковых скважин надо считать обязательным. Пробы могут быть отобраны штучные в точках сети опробования; вес каждой пробы порядка 50 г.

Однако наилучшие результаты получаются, если опробование вдоль по исследуемым профилям ведется непрерывное, методом пунктирной борозды, как это описано в работе А. Д. Каблукова и др. [1964]. Согласно этим исследователям, за интервал единичного опробования рекомендуется принимать 3—5 м (при детализации 1—2 м); с этого промежутка отбирается 6—10 точечных штучных проб, равномерно распределенных через 0,5 м. Вес каждой точечной пробы 20—30 г; все они соединяются в одну общую пробу, характеризующую опробуемый интервал в целом. В пробу отбирается материал неизменных пород, а также из зон дробления, гидротермально переработанных участков и т. п. Интервалы следуют друг за другом непрерывно. При смене пород границы интервалов должны проходить по геологическим контактам. Подобным же образом рекомендуется производить маршрутное опробование по единичным

выбранным пересечениям, а также опробование поверхностных и подземных горных выработок и керна буровых скважин. Последнюю операцию надлежит обязательно сочетать с геохимическим опробованием бурового шлама, поскольку многие трещиноватые участки разреза, проходимого скважиной, не дают керна. Использование пункцирной борозды позволяет получить практически непрерывный геохимический разрез вдоль по выбранному направлению опробования.

Отобранные пробы обрабатываются согласно Инструкции [1965]; анализ проб — спектральный, причем более часто, чем когда-либо, используются частные методики, обеспечивающие повышенную чувствительность. Определяться должно максимальное количество рудообразующих элементов, при этом имеется в виду использование получаемых данных для выявления зональности и на этом основании — для определения глубины эрозионного среза. За аномальные значения на практике принимают величины, исчисленные по формулам (16) или (17). Удобной формой выражения аномальных содержаний является исчисление их в единицах фона.

В последние годы всё больше используются водные и водно-кислотные вытяжки из каменных проб, что позволяет исследовать формы нахождения элементов в пробах. Выявляемые таким путем ореолы оказываются более контрастными и облегчающими интерпретацию. Способ доказан в применении к U [Каблуков и др., 1964], Вг и J [Миллер и др., 1968], Sn и W (Л. А. Шнейдер, С. А. Шварцман), Мо, Pb, Cu, Ni [Антропова и др., 1969]. Л. В. Антропова и др. [1969] предложили и разработали способы исследования других форм нахождения элементов Мо, Pb, Cu, Ni в ореолах первичного рассеяния: изоморфной в силикатах, первично-сульфидной, вторично-сульфидной и т. п. Существенными недостатками всех этих способов являются малая производительность (единицы — первые десятки проб в день) и возможность определения в пробе только одного элемента.

Полученные результаты изображают в виде графиков содержаний и отношений содержаний ореолообразующих элементов вдоль по линии опробования либо в изолиниях содержаний в плоскости разреза, если в последний попадает ряд скважин, выработок и т. п.

Представляет несомненный интерес изображение результатов исследования в виде суммарных (по всем ореолообразующим элементам или по группам их) энергий рудообразования (ореолообразования), вычисляя их по формулам (6) и (7) согласно рекомендациям, изложенным выше. Подобный путь является весьма перспективным и обещает возможность дальнейшей математизации и вытекающей отсюда механизации вычислительных работ.

На рис. 10 изображен разрез в виде единой кривой энергии образования многокомпонентного ореола над одной из «слепых» рудных зон, вскрытой разведочной выработкой.

Кратко коснемся круга общих вопросов исследования химического состава литогеохимических проб.

Главными требованиями, которым должен отвечать любой метод анализа геохимических проб, являются: а) возможность осуществления массовых анализов; б) низкая стоимость анализов; в) высокая производительность, обеспечивающая массовость, экономичность и быстроту выдачи результатов анализа; г) чувствительность и точность, обеспечивающие решение стоящихся задач; д) возможность определения многих химических элементов в едином акте анализа одной и той же навески; е) сравнительная простота обращения с аппаратурой, используемой при анализах.

Этим требованиям в наибольшей степени отвечает спектральный анализ. Он и принят практически повсеместно в качестве основного способа исследования состава проб при геохимических исследованиях. Важной особенностью спектрального анализа, особенно ценной для геохимических поисков, является повышение его точности по мере снижения абсолютных значений содержаний.

Применяется много разновидностей спектроанализа, отличающихся друг от друга по чувствительности и производительности. В табл. 19 приводятся наивысшие чувствительности спектрального анализа в отношении отдельных элементов и их групп, достигаемые при помощи специальных приемов исследования, разработанных в ВИТР. Чувствительность дается в долях кларков. Полученная при этом производительность определяется от 10 до 170 проб на человека при соответствующей организации работ. Достигнутые как чувствительность, так и соответствующая данной чувствительности производительность оказываются достаточными при решении широкого круга практических задач, когда неизбежные временные разрывы между моментами взятия пробы и выдачей результатов ее анализа не являются резким недостатком.

Вместе с тем, особенно в последнее время, в связи с выяснившейся возможностью эффективного использования геохимических (в комплексе с геофизическими) данных для оперативного направления буровых работ возникла острая необходимость в создании экспрессных

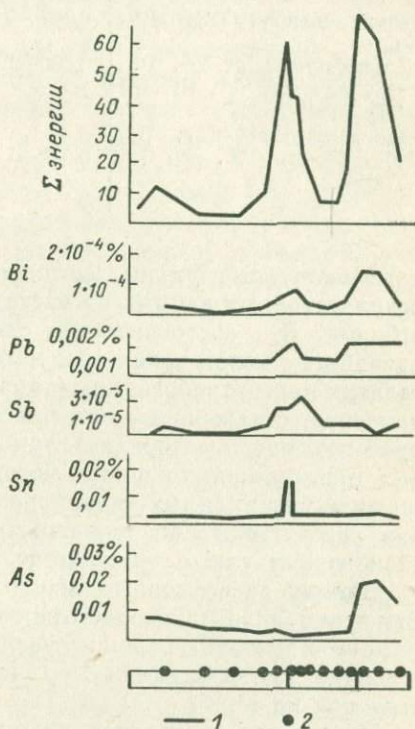


Рис. 10. График суммарной энергии ореолообразования, построенный по содержаниям 5 элементов.

1 — содержания элементов и затраты суммарной энергии ореолообразования; 2 — точки взятия проб.

Группы элементов	Предельная чувствительность	Группы элементов	Предельная чувствительность
Редкие щелочи (Li, Rb, Cs)	0,007—0,3	Легкие элементы (Be, B, F, P)	0,04—2,0
Халькофилы (Cu, Zn, Pb, Cd, Ag, As, Sb, Bi, In, Tl)	0,006—1,0	Редкоземельные элементы (TR, Y, Th, Sc)	0,002—1,0
Редкие металлы (Zr, Hf, Nb, Ta, Mo, W, Sn, Ge, Ga)	0,002—1,0	Hg Au	0,3 2

и высокочувствительных методов анализа, обеспечивающих выдачу результативных данных на месте взятия проб, непосредственно за их отбором. Это обстоятельство ставит особые задачи как в области разработки новой техники и методики самого спектроанализа, отвечающих новым требованиям (например, сочетание приборов типа стиллометров, с лазерными или плазменными источниками возбуждения проб каменного материала), так и в части создания в указанных целях принципиально новых методов исследования состава вещества (радиоактивационных, ядернорезонансных и др.). Есть все основания рассчитывать на успешное решение этой важнейшей практической задачи уже в ближайшие годы.

Наряду со всемерным использованием и дальнейшим развитием спектроанализа некоторое практическое значение имеют полярография и высокоточные специфические химические приемы. Эти способы особенно употребляются при исследовании составов разного рода вытяжек из проб.

Наконец, в последнее время в практику начинает внедряться разработанный в ВИТР под руководством Ю. С. Рысса [1969] контактный способ поляризационных кривых (КСПК). Этот способ принадлежит к числу геоэлектрохимических и имеет в своей основе то природное явление, что потенциалы электрохимической поляризации различных минералов — разные. Поэтому в электрической цепи, одним из заземлений которой является полиминеральное рудное тело, нарастание пока в начальном интервале напряжений (0—2*ε*) оказывается не плавным, а скачкообразным. При этом напряжения, при которых возникают скачки тока, будут определять собою минералы, слагающие боковую поверхность рудного тела, а величины скачков тока — количества этих минералов. В результате создается возможность устанавливать средний минеральный состав, относительные количества минеральных компонентов и боковую поверхность тела. Разработанный вариант требует сплошности и высокой проводимости руды. Заземление в руду требуется одно — через скважину или выработку.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ

При гидрогеохимических съемках исследуются подземные и поверхностные воды. При этом главная цель — поиски оруденения, скрытого на глубине, а частными задачами являются: а) поиски месторождений в осадочных образованиях (оптимальный объект исследования — глубокие межпластовые воды); б) поиски погрешных месторождений (оптимальный объект исследования — воды, залегающие в спаевом горизонте рудовмещающих и перекрывающих толщ); в) поиски слепых месторождений (оптимальный объект исследования — воды, циркулирующие в рудовмещающей толще).

Конкретно на практике опробуются: естественные источники подземных вод; заведомо глубинные воды, вскрываемые буровыми скважинами и подземными горными выработками; грунтовые воды, вскрываемые колодцами, мелкими буровыми скважинами, поверхностными выработками; поверхностные воды (речные, болотные, озерные). Во всех случаях предпочтение должно отдаваться подземным, а не поверхностным водам.

Выделяются три вида гидрохимических съемок, различающихся целями и густотой взятия проб в расчете на 1 км^2 обследуемой площади [Белякова и др., 1962].

1. Рекогносцировочные съемки, производящиеся в геологически изученных или подвергающихся подобному изучению районах в масштабах $1 : 1\,000\,000$ — $1 : 200\,000$ для выявления общих гидрогеохимических показателей металлогенической и геохимической обстановки, а также региональных гидрогеохимических аномалий; осуществляются путем выборочного опробования подземных вод; густота опробования — от 0,015 до 0,5 пробы на 1 км^2 в зависимости от масштаба исследований и сложности геологического строения; пробы подвергаются полному анализу.

2. Поисковые гидрогеохимические съемки, производящиеся в пределах отдельных рудных районов и металлогенических провинций, геологически изученных или изучающихся в масштабе $1 : 50\,000$ для установления гидрогеохимических аномалий как показателей наличия глубинного оруденения; осуществляются путем опробования источников подземных вод, а при их недостатке или отсутствии — поверхностных потоков и водоемов; густота опробования — от 2 до 3 проб на 1 км^2 в зависимости от сложности геологического строения района; пробы подвергаются вначале полному, а по выявлении гидрогеохимической обстановки — выборочному анализу, однако с исключением из него элементов, бесспорно, не представляющих интереса.

3. Детальные гидрогеохимические съемки, выполняемые на выборочных участках, либо заведомо несущих рудную минерализацию, либо выделяющихся аномальным составом вод, для установления природы ранее выявленных гидрогеохимических аномалий и границ распространения скрытого оруденения; масштаб $1 : 10\,000$ — $1 : 5\,000$, реже — крупнее; осуществляются путем опробования всех подзем-

ных и поверхностных водопроявлений, а также вод из горных выработок и буровых скважин; густота опробования должна быть такова, что расстояния между пунктами отбора проб на местности не должны превышать 1 см на карте соответствующего масштаба при равномерном распределении проб на местности; пробы должны анализироваться на выборочные группы элементов, состав которых определяется ранее полученными гидрогеохимическими данными и родом решаемых поисковых задач.

Пробы должны отбираться в стеклянную или пластмассовую, чисто вымытую посуду. Существует ряд способов химического анализа отбираемых водных проб. Наиболее распространенными и удобными являются методы, основанные либо на соосаждении металлической нагрузки воды при помощи специальных соосадителей (гидрата окиси алюминия, углекислого кальция или сернистого кадмия), либо на ее сорбции при помощи специальных комплексных сорбентов; в обоих случаях самый анализ осадков выполняется спектральным путем. Наряду с этим практикуется дитизионовый способ определения суммы металлов в воде. Все эти способы анализа в большинстве случаев как по чувствительности, так и по точности вполне отвечают запросам практики.

Полученные результаты гидрогеохимической съемки наносятся на геологические карты соответствующего масштаба либо по отдельным элементам, либо по естественно ассоциативным группам их. За минимальные гидрогеохимические аномалии принимаются удовлетворяющие требованиям уравнений (16) и (17).

БИОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ

При биогеохимических съемках исследуются живая или мертвая растительность и торф. Целью подобного рода съемок являются поиски месторождений по их биогеохимическим ореолам рассеяния в условиях, когда проведение литогеохимических методов поисков менее эффективно. Эти условия возникают в ландшафтах, развивающихся на дальнепринесом геологическом субстрате или характеризующихся крупноглыбовыми каменистыми развалами, заболоченностью и заторфованностью, при залегании рудовмещающих толщ в пределах проникновения корневой системы либо активного действия капиллярного подъема. Максимум этих пределов — 15—20 м. Биогеохимические поиски могут проводиться в масштабах от 1 : 1 000 000—1 : 200 000 и до 1 : 10 000; исследования большей детальности проводить нерационально, и здесь рекомендуется переходить на глубинные литогеохимические съемки. Съемочная сеть и густота проб на местности должны соответствовать таковым для литогеохимических съемок.

Согласно В. В. Поликарпочкину и Р. Т. Поликарпочкиной [1964], для сравнимости получаемых данных в биогеохимические пробы нужно отбирать материал, отвечающий определенным требованиям: а) растения должны принадлежать к одному из определенных видов

(или к группе их) и быть одновозрастными; б) в пробу должны поступать только определенные органы растений, находящиеся притом в одинаковом положении на растении.

Решающими факторами выбора конкретного вида растения для опробования являются его широкая распространенность, повышенная глубина проникновения корневой системы и отсутствие склонности к концентрации исследуемых элементов (геохимическая индифферентность).

Что касается отбираемых органов растений, то в практике геохимических поисков, по тем же данным [Поликарпочкин, Поликарпочкина, 1964], в пробу должны браться листья или ветви, предпочтительнее последние, притом двухгодичного возраста; возраст самих растений (деревьев) безразличен, но должен быть одинаковым. При опробовании травянистых растений можно отбирать всю наземную их часть. При проведении биогеохимических поисков в зимнее время опробование надлежит производить в разгар зимы, после наступления устойчивых морозов и до появления признаков весны.

При поисках на заболоченных площадях, на болотах с тонким слоем полужидкого торфа надежнее опробование живой растительности, в то время как на плотных мощных торфяниках опробоваться должен самый торф, особенно с глубоких горизонтов. В ряде случаев полезным оказывается опробование по растительной подстилке (по годичному и многолетнему опадению).

В настоящее время при исследовании биогеохимических проб наиболее широко используется полуколичественный спектральный анализ золы отобранных проб. Это определяет исходный вес пробы в среднем 20 г, что вполне обеспечивает выход необходимого количества золы, обуславливающего нормальный ход анализа. В ряде случаев, при использовании специфических высокоточных анализов, вес повышается до 100—500 и даже 1000 г.

Перед анализом биогеохимические пробы озоляются в специальных печках. Необходимо иметь в виду возможность потери при озолении проб некоторых элементов, способных легко создать летучие соединения (Hg, As, Sb и др.). Поэтому в процессе озоления не следует допускать высоких температур (свыше 500—550° С). Ход анализа золы биогеохимических проб идет аналогично анализам литогеохимических проб; также аналогичны приемы определения минимальных аномальных содержаний, обработки результатов и т. п.

Все полученные результаты после обработки наносятся на планы и карты, составленные на геологической основе. Часто прибегают к построению графиков.

АТМОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ

При атмогеохимических съемках для выявления газовых ореолов рассеяния месторождений исследованию должен подвергаться почвенный и приповерхностный воздух. Несмотря на наличие достаточных теоретических и практических обоснований, атмогеохимиче-

ские съемки в обширной области поисков нерадиоактивных руд не нашли до последнего времени заметного применения по целому ряду обоснованных причин. В то же время их использование при поисках и разведках руд урана и тория общеизвестно и подробно изложено в специальных курсах.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

В настоящее время в геологической практике используются различные геологопоисковые приемы. Все они могут быть разделены по своим принципиальным обоснованиям на четыре основные группы: геологические, геофизические, геохимические и технические, каждая со своими достоинствами и недостатками. Накопленный опыт работ показывает, что решение поставленной геологопоисковой задачи до конца, с выдачей достоверных данных о месторождении, его характере, качественно-количественных показателях и масштабе проявления, либо о безрудности участка работ, может быть достигнуто лишь на основе применения рационально подобранного комплекса из различных поисковых приемов. Построение этого комплекса должно быть таким, чтобы недостатки одного вида поисковых приемов восполнялись достоинствами другого, а самый комплекс образовывал единый механизм, позволяющий экономично и уверенно решать возникающие задачи.

Естественно, что построение поискового комплекса, состав включаемых в него отдельных приемов, последовательность и объемы применения их, организация и само проведение комплексных поисков и т. п. зависят от рода решаемых задач, в первую очередь от химико-минералогического характера искомых месторождений и геолого-геоморфологических условий их залегания. Поэтому в различных случаях рациональные комплексы будут разными. Однако все они, во избежание последующих повторений работ на одной и той же площади, с одной и той же глубиной опробования, должны обеспечивать возможность комплексного исследования недр, понимая под этим выявление всех возможных в данных условиях рудных запасов. Этот принцип позволяет сформулировать некоторые общие требования к составу методов рационального поискового комплекса.

1. Соответствие общей геолого-металлогенической обстановке района работ. В составе комплекса должны быть предусмотрены методы и приемы, обеспечивающие выявление всех возможных в данной геолого-металлогенической обстановке рудных месторождений.

2. Пригодность к использованию в конкретных геолого-геоморфологических и геофизических условиях района работ. Намеченные к включению в комплекс методы и приемы должны быть в модификациях, обеспечивающих безусловный успех применения. Например, при мощных рыхлых поверхностных покровах или при слепом залегании рудных тел должны применяться скважинные варианты геофизических и геохимических методов; повышенная электрическая

проводимость рудовмещающих пород требует перехода от радиоволновых к низкочастотным методам исследования, и т. п.

3. Включение приемов и методов, позволяющих установить как местоположение и морфологию, так и вещественный состав рудопоявления, а также произвести на основании получаемых данных перспективную оценку его. В составе комплекса должны быть как геофизические и геолого-геохимические, так и технические методы поисков, ибо ни по одному из отдельно взятых методов (кроме технических) решить подобные вопросы в настоящее время не под силу. Применение же одних технических приемов (бурения или подземных горных работ) и трудоемко, и дорого.

4. Экономическая выгодность. Из всех возможных сочетаний отдельных поисковых приемов предпочтение, при прочих равных условиях, должно быть отдано приносящему наибольшую экономическую выгоду.

В табл. 20 приведены опробованные на практике рациональные сочетания геохимических и геофизических методов применительно к поискам основных типов рудных месторождений. Проведение всех работ на геологической основе и в сочетании с параллельно проводимыми геологическими наблюдениями, а также и заверка результатов комплексных работ техническими средствами, принимаются как само собой разумеющееся.

Практика работ показывает, что в большинстве случаев трудно установить однозначно истинную геологическую природу наблюдаемых поисковых признаков, даже при комплексном использовании поисковых приемов. Тем не менее, некоторые сочетания индикаций являются достаточно уверенными критериями для оценки перспектив рудоносности исследуемого поискового участка.

1. Линейные, той или иной протяженности, электрические (воздушные или наземные) аномалии повышенной электропроводности, часто сопровождаемые магнитными и иногда радиометрическими аномалиями, как правило, отображают тектонику района, которая может иметь рудоконтролирующее значение.

2. Магнитные аномалии средней интенсивности, с напряженностью в эпицентре по Z_a (по наземным наблюдениям) тысячи — первые десятки тысяч гамм, сопровождаемые на глубине ярко выраженными зонами пониженных электрических сопротивлений (устанавливается электрзондированием), могут соответствовать широтинному оруденению. Характер металлоносности подобного оруденения устанавливается при помощи геохимических приемов.

Интенсивность Z_a , выражаемая многими десятками или даже первыми сотнями тысяч гамм, свидетельствует о магнетитовом оруденении; отсутствие зон пониженных сопротивлений на глубине и геохимических аномалий при Z_a в пределах до первых десятков тысяч гамм отвечает либо дайкам основных пород, либо оруденению титаномагнетитами.

3. Четкие линейные аномальные понижения электрического сопротивления, сопровождаемые аномалиями вызванной поляризации,

Поисковые типы месторождений	Геофизические и геохимические методы, входящие в поисковый комплекс
Пегматитовые	Пьезоэлектрический (для выявления кварцевых блоков); в отдельных случаях электрометрия и радиометрия; поиски по первичным ореолам рассеяния главным образом элементов из группы редких щелочей; шлиховая съемка при поисках по вторичным механическим и спектрометаллометрической при поисках по вторичным солевым и смешанным ореолам рассеяния
Карбонатитовые	Радиометрия в воздушном и наземном вариантах; поиски по вторичным ореолам рассеяния редкоземельных и редкометалльных элементов
Грейзеновые	В целом методы аналогичны указанным для двух первых типов
Кварцеворудные	Пьезоэлектрический и электрометрический методы; шлиховая съемка при поисках по вторичным механическим и спектрометаллометрической при поисках по вторичным солевым или смешанным ореолам рассеяния; исследования ореолов первичного рассеяния; сейсмопросвечивание.
Скарпировые	Магнитометрия в воздушном и наземном вариантах; кашпаметрия рыхлых образований; детальная магнитометрия для выявления участков оруденения магнетитом и пирротином; электрометрия, в том числе метод вызванной поляризации, для выявления сульфидоносных участков; люминесценция для обнаружения шелитоносных зон; шлиховая и спектрометаллометрическая съемка для обнаружения ореолов вторичного рассеяния; исследования ореолов первичного рассеяния.
Сульфидные	Электрометрия в различных модификациях, особенно метод вызванной поляризации; магнитометрия при наличии в рудах пирротина или магнетита; радиометрия при наличии в рудах актиноидов; гравиметрия при неглубоком залегании руд и спокойной топографии; измерения естественных электрических и термических полей и исследование полей кислотности; геоэлектрохимические методы КСПК и др.; спектрометаллометрическая съемка при поисках по ореолам вторичного рассеяния; исследования ореолов первичного рассеяния.
Вкрапленных и рассеянных руд	Геофизические методы общегеологического изучения (гравиметрия, сейсмометрия, магнитометрия и электрометрия) для околонтуривания литолого-стратиграфических горизонтов, рудовмещающих массивов и рудоконтролирующих зон; электрометрия в различных модификациях при окремнении или окварцевании рудных участков; методы вызванной поляризации, измерения естественных электрических полей и геоэлектрохимии при поисках сульфидизированных участков; магнитометрия при пирротинизации зон; радиометрия при наличии актиноидов; шлиховая съемка при поисках месторождений устойчивых минералов и спектрометаллометрия при поисках руд, дающих солевые и смешанные ореолы вторичного рассеяния; исследования ореолов первичного рассеяния

Поисковые типы месторождений	Геофизические и геохимические методы, входящие в поисковый комплекс
Стратифицированных руд (типа гематитовых, бурожелезняковых, фосфоритовых, бокситовых, марганцевых) Хромитовые, апатитовые, титаномагнетитовые	Геофизические методы общегеологического изучения (гравиметрия, сейсмометрия, магнитометрия, электрометрия) для оконтуривания литолого-стратиграфических горизонтов; иногда радиометрия, реже магнитометрия; шлиховая съемка и спектрометаллометрия при поисках по ореолам вторичного рассеяния; Геофизические методы общегеологического изучения для оконтуривания рудоносных массивов; гравиметрия, шлиховая съемка и спектрометаллометрия для поисков собственно рудного материала, в том числе по ореолам вторичного рассеяния

в 4—6 раз превышающими фон, и ореолами рассеяния широкой гаммы рудообразующих элементов, соответствуют сплошному сульфидному полиметаллическому оруденению. Одновременное наличие магнитной аномалии свидетельствует о присутствии в рудах пирротина (или магнетита); положительная гравитационная аномалия указывает на неглубокое залегание первичных руд.

4. Аномалии вызванной поляризации с интенсивностью в 2—3 раза выше фона, не сопровождаемые другими геофизическими аномалиями, но приуроченные к участкам ореолов рассеяния широкой гаммы рудообразующих элементов, отвечают вкрапленному сульфидному оруденению. Если геохимические ореолы отсутствуют, то следует ожидать графитизации пород либо же минерализации пиритом.

5. Четкие линейные электрические аномалии, соответствующие повышению электрического сопротивления, сопровождаемые ореолами вторичного рассеяния металлических элементов, отвечают кварцевым жилам, несущим оруденение металлом (элементом), установленным в ореоле. По проведенным единичным опытам подобные образования благодаря присутствию кварца сопровождаются одновременно аномалиями естественного пьезоэлектрического эффекта. Изолированные аномалии пьезоэлектрического эффекта с относительной интенсивностью (по сравнению с фоном) порядка десятков—сотен раз отвечают пьезокварцевым образованиям либо же участкам с крупноблочным кварцем в пегматитах.

6. Интенсивные аномалии естественной радиоактивности, безусловно, отвечают обогащению элементами ряда уран — торий. Приуроченность этого обогащения к коренному оруденению кварцевого или сульфидного типов однозначно определяется при помощи вышеприведенных критериев. При отрицательных показателях в этом отношении надлежит ожидать экзогенного характера обогащения.

Тем не менее, главным и решающим средством проверки получаемых геолого-геофизических и геохимических поисковых данных остается проходка заверочных буровых скважин и горных выработок; при поисках сплошных сульфидных залежей обязательно применение КСПК.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНОЙ РУДОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИЙ

В процессе проведения геологоразведочных работ часто возникает вопрос о перспективной рудоносности исследуемой территории. Это необходимо как для оценки результатов произведенных геологоразведочных работ с точки зрения полноты выявленных ресурсов, так и для определения тех затрат сил, времени и средств, которые могут потребоваться для рационального проведения работ на подлежащей исследованию площади.

Указанная тема рассматривалась многими исследователями [Котульский, Курек, 1926; Шаманский, 1936; Разумовский, 1940, 1948; Allais, 1956; Сафронов (1964), 1966, и др.].

Приведем некоторые основные положения, при соблюдении которых последующие количественные расчеты оказываются справедливыми.

1. Рассмотрение основ оценки перспективной рудоносности территорий ведется применительно к постмагматическим (эпигенетическим) месторождениям гранитоидного ряда.

2. Расчеты ведутся на единицу объема рудного материала с последующим пересчетом на единицу массы (1 т) металла.

3. Предполагается, что и гранитоиды и изучаемые руды произошли путем дифференциации единого по своему составу праматериала, находившегося вначале в состоянии полнейшего взаимосмешения. Дифференциация исходного материала произошла в результате вмешательства внешних источников рудообразующей энергии.

Химический состав исходного материала принимается подобным составу современных гранитоидов по А. П. Виноградову [1962].

4. Изменение исходного состава до заданного, отвечающего руде, предполагается происходящим естественно, единственным (или комбинационным) физико-химическим путем, в результате чего в объеме рудного тела содержания одних элементов (породообразующих) оказываются уменьшенными, а содержания других (рудообразующих) — увеличенными в определенное число раз. Общее количество молей вещества в единице объема руды сохраняется практически постоянным.

5. Минимально потребные количества рудообразующей энергии на разрежение или сжатие «атмосферы» каждого элемента в объеме рудного тела против исходных содержаний в праматериале определяются по формулам термодинамики для идеальных газов. Процесс предполагается изотермическим. Предполагается также, что все элементы в рассматриваемом отношении ведут себя одинаково, по-

этому все коэффициенты пропорциональности принимаются одинаковыми, равными единице. Коэффициент полезного действия механизма дифференциации принимается пропорциональным атомной концентрации элемента в равновесном состоянии C_a .

6. Истинные затраты рудообразующей энергии для одного элемента рассчитываются по формуле (6) и выражаются в условных единицах.

7. Общая энергия рудообразования на выбранную единицу объема получается простым суммированием индивидуальных затрат энергии по всем компонентам, претерпевшим изменения концентраций в соответствии с формулой (7).

8. Механическая энергия перемещения рудообразующих веществ не учитывается.

9. Термодинамическая вероятность W образования руд заданной концентрации K (заданной степени сжатия — разрежения) определяется по формуле Больцмана — через энтропию процесса сжатия — разрежения (в долях вероятности W_0 образования пустого жильного материала, с кларком концентрации металла, равным единице) по формуле (14).

10. Вероятные запасы P_k руд различных кондиций в единицах объема определяются из формулы (15) путем деления величины относительной термодинамической вероятности образования руд данной кондиции K , вычисленной по формуле (14), на общую затрату истинной энергии рудообразования, исчисленную для единицы объема руды по формуле (7),

$$P_k = \frac{1}{K \sum_{i=1}^{i=n} K_i \ln K_i}.$$

15

Полученные цифры пересчитываются на 1 т руды и на 1 т металла в руде.

Ниже приведены исходные данные и результаты подсчетов для кварц-касситеритовых руд. Эти руды являются важнейшими в балансе запасов олова, что и послужило к выбору их в качестве примерных.

Исходные данные элементарных анализов гранитоидов, по А. П. Виноградову [1962], и кварц-касситеритовых жил по результатам анализов пустых и рудных жил из ряда районов, положенные в основу конкретных расчетов, приведены в табл. 21.

В табл. 22 в сводном и окончательном виде даны результаты количественных расчетов, произведенных в полном соответствии с положениями 1—10.

На рис. 11 представлен график затрат рудообразующей энергии на 1 т руды и на 1 т олова для случая кварц-касситеритовых руд.

На рис. 12 представлен график вероятности образования и распределения запасов олова по кварц-касситеритовым рудам различных кондиций.

ТАБЛИЦА 21
Элементарный анализ руд

Объемная масса, кг/м ³	Содержания элементов, вес. %													
	O	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Mg	Ti	H	C	Sn	Металлов-примесей	Всего

Исходный недифференцированный материал (гранитоиды)

2680	48,7	32,3	7,7	2,7	1,58	2,77	3,34	0,56	0,23	0,09	0,03	$3 \cdot 10^{-4}$	0,49	100,49
------	------	------	-----	-----	------	------	------	------	------	------	------	-------------------	------	--------

Производные кварц-касситеритовые жилы разных кондиций

2680	51,49	38,8	4,45	1,61	1,91	0,19	0,12	0,33	0,06	0,01	0,52	$3 \cdot 10^{-4}$	0,49	99,98
2680	51,49	38,8	4,45	1,61	1,91	0,19	0,12	0,33	0,06	0,01	0,52	$3 \cdot 10^{-3}$	0,49	99,98
2681	51,49	38,8	4,45	1,61	1,91	0,19	0,12	0,33	0,06	0,01	0,52	$3 \cdot 10^{-2}$	0,49	100,01
2687	51,49	38,52	4,45	1,61	1,91	0,19	0,12	0,33	0,06	0,01	0,52	0,30	0,49	100,01
2693	51,40	38,38	4,40	1,60	1,90	0,19	0,12	0,33	0,06	0,01	0,52	0,60	0,49	100,0
2705	51,20	38,27	4,30	1,50	1,80	0,19	0,12	0,33	0,06	0,01	0,52	1,21	0,49	100,0
2743	51,00	37,11	4,10	1,40	1,70	0,19	0,12	0,33	0,06	0,01	0,52	2,97	0,49	100,0
2807	49,00	37,08	3,70	1,23	1,53	0,18	0,12	0,32	0,06	0,01	0,50	5,80	0,47	100,0
3145	43,00	31,95	2,70	0,80	1,10	0,15	0,10	0,27	0,05	0,01	0,42	19,05	0,40	100,0
3620	38,13	25,00	1,35	0,50	0,80	0,12	0,09	0,20	0,04	0,008	0,25	33,15	0,36	100,0
4635	31,15	12,45	0,70	0,30	0,60	0,09	0,07	0,14	0,03	0,006	0,18	54,0	0,28	100,0
6900	21,45	0,25	0,13	0,12	0,10	0,07	0,06	0,07	0,02	0,004	0,05	77,5	0,18	100,0

ТАБЛИЦА 22

Результаты расчетов энергии рудообразования и распределения запасов олова по кварц-касситеритовым рудам различных кларков концентрации

Кларк концентрации относительно гранитоидов в 1 м ³	Объемная масса, кг/м ³	Содержание олова		Расход энергии рудообразования (пустые кварцевые жилы приняты за единицу), отн. ед.			Относительная вероятность образования кварц-касситеритовых руд за данных кларков концентрации	Относительная величина запасов олова в кварц-касситеритовых рудах заданной кондиции
		кг/м ³	вес. %	на 1 м ³ руды	на 1 т руды	на 1 т олова в руде		
±1	2680	$8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	±0	±0	±0	—	—
Производные кварц-касситеритовые жилы разных кондиций								
1/100	2680	$8 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$	3,14	3,14	$3,14 \cdot 10^{+2}$	0,01	$3,18 \cdot 10^{-5}$
1/10	2680	$8 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-5}$	1,10	1,10	$1,10 \cdot 10^{+1}$	0,1	$9,1 \cdot 10^{-3}$
±1	2680	$8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	1,00	1,00	1,00	1,0	1,0
40	2680	$8 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	1,10	1,10	$1,10 \cdot 10^{-1}$	0,1	0,91
100	2681	$8 \cdot 10^{-1}$	$3 \cdot 10^{-2}$	3,14	3,14	$3,14 \cdot 10^{-2}$	0,1	0,32
1 000	2687	8,0	0,30	$3,31 \cdot 10$	$3,29 \cdot 10$	$3,30 \cdot 10^{-2}$	0,001	0,03
1 995	2693	16,0	0,60	$7,13 \cdot 10$	$7,10 \cdot 10$	$3,56 \cdot 10^{-2}$	$5,01 \cdot 10^{-4}$	$1,41 \cdot 10^{-2}$
4 060	2705	32,6	1,21	$1,58 \cdot 10^2$	$1,56 \cdot 10^2$	$3,87 \cdot 10^{-2}$	$2,47 \cdot 10^{-4}$	$6,39 \cdot 10^{-3}$
10 130	2743	81,5	2,97	$4,36 \cdot 10^2$	$4,24 \cdot 10^2$	$4,28 \cdot 10^{-2}$	$9,88 \cdot 10^{-5}$	$2,31 \cdot 10^{-3}$
20 300	2807	163,0	5,80	$9,39 \cdot 10^2$	$8,97 \cdot 10^2$	$4,61 \cdot 10^{-2}$	$4,92 \cdot 10^{-5}$	$1,07 \cdot 10^{-3}$
74 600	3145	600,0	19,05	$3,86 \cdot 10^3$	$3,29 \cdot 10^3$	$5,20 \cdot 10^{-2}$	$1,34 \cdot 10^{-5}$	$2,58 \cdot 10^{-4}$
149 200	3620	1200,0	33,15	$8,28 \cdot 10^3$	$8,14 \cdot 10^3$	$5,56 \cdot 10^{-2}$	$6,70 \cdot 10^{-6}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
312 000	4635	2500,0	54,0	$1,83 \cdot 10^4$	$1,06 \cdot 10^4$	$5,92 \cdot 10^{-2}$	$3,21 \cdot 10^{-6}$	$5,43 \cdot 10^{-5}$
672 000	6900	5350,0	77,5	$4,17 \cdot 10^4$	$1,62 \cdot 10^4$	$6,25 \cdot 10^{-2}$	$1,49 \cdot 10^{-6}$	$2,39 \cdot 10^{-5}$
689 000	7000	5510,0	78,4	—	—	—	0,0	0,0

Примечания. 1. Цифры последнего столбца таблицы получены путем деления величин относительных вероятностей на расход энергии рудообразования 1 т олова в руде. 2. В таблице дополнительно приведены расчеты для кварцевых жил с содержанием в них олова, равным 1/10 и 1/100 кларка его в гранитоидах, и для химически чистого касситерита с содержанием олова 689 000 кларков.

Подчеркнем, что и данные табл. 22 и отображающий эти данные график (рис. 12) получены согласно исходным условиям при предположении изотермичности процесса рудообразования. Однако на практике в течение процесса следует ожидать известного падения температуры.

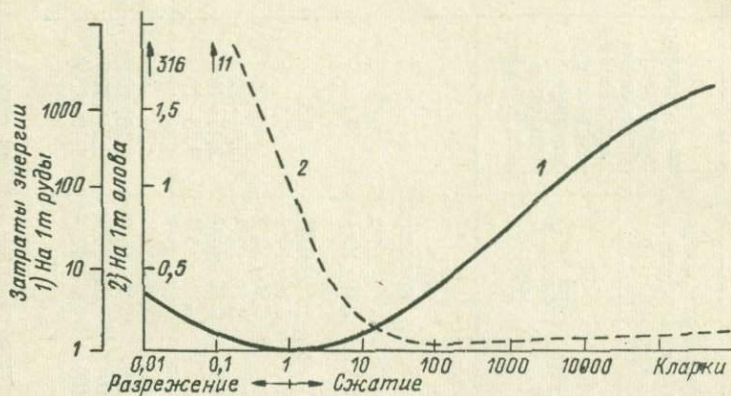


Рис. 11. График зависимости затрат энергии рудообразования от кларков концентрации в расчете на 1 т руды 1 и 1 т олова 2.

Поэтому для проверки были сделаны соответствующие расчеты в предположении, что процесс рудообразования происходит в условиях падения температуры с 575°C (850°K) и до 100°C ($\sim 370^{\circ}\text{K}$).

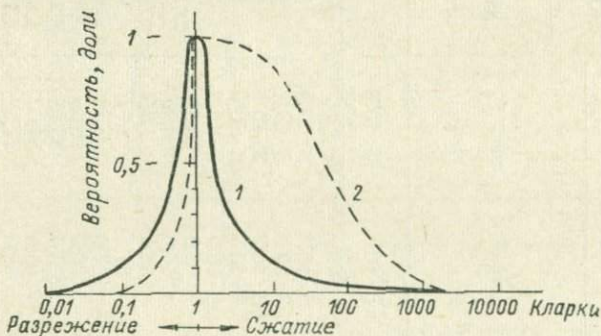


Рис. 12. График вероятности распределения энергии рудообразования 1 и относительных запасов олова 2 в зависимости от кларков концентрации олова в кварц-касситеритовых рудах.

т. е. что процесс развивается не по изотерме, а по политропе. Уравнение политропы для подобных условий имеет вид:

$$PV^{1,062} = \text{const.} \quad (32)$$

Результаты подобных подсчетов для разных K существенных отклонений от таковых, произведенных по изотерме, не дали; поэтому их в настоящей работе не приводим. В то же время из табл. 23,

ТАБЛИЦА 23

Содержание		Результаты рас- чета по изотерме		Результаты рас- чета по политропе	
кларки в 1 м ³	вес. %	Запасы руд, об. %	Запасы металла, вес. %	Запасы руд, об. %	Запасы металла, вес. %
1—100	0,0003—0,03	92,49	21,2	93,61	25,5
100—1000	0,03—0,3	6,90	27,5	5,92	28,9
1000—10 000	0,3—2,94	0,57	22,2	0,44	20,8
10 000—100 000	2,94—25,0	0,04	17,4	0,03	15,1
100 000—650 000	25,0—78,4	0,003	11,7	0,002	9,7
1—650 000	0,0003—78,4	100,0	100,0	100,0	100,0

в которой даются итоговые цифры количественной обработки расчетов и по изотерме, и по политропе, для всех запасов с содержаниями олова выше фоновых, видно, что и эти цифры отличаются друг от друга не существенно, особенно в части весовых запасов металла.

Это дает несомненное право и здесь, и в будущих подсчетах ограничиваться только расчетами по изотерме, тем более что выявленные закономерности в обоих случаях совершенно подобные.

Из приведенных соображений, расчетов, таблиц и графиков следует, что если проблему рудообразования рассматривать в общеземном (глобальном) масштабе на примере кварц-касситеритовых рудных месторождений, то можно прийти к следующим выводам: а) вероятность образования руд различных кондиций подчиняется обратному закону (чем богаче руды, тем менее вероятно их образование); б) затраты энергии рудообразования на единицу объема или веса руды тем выше, чем богаче руда; в) глобальные запасы руд (металлов) находятся в обратном отношении с их кондициями; г) по объемным запасам свыше 90% приходится на долю руд с содержаниями, близкими к кларку.

Эти общие выводы могут быть в дальнейшем конкретизированы. Здесь же стоит вопрос об аппроксимации кривой вероятного распределения относительных запасов олова (рис. 12). Аппроксимация, вероятнее всего, может быть произведена кривыми распределения Пирсона [Эльдертон, 1924]. Конкретно для металлов с относительно малыми кларками концентрации в рудах (типа железа, алюминия) наиболее подходящей будет кривая I рода, заданная уравнением:

$$y = y_0 \left(1 + \frac{x}{a_1}\right)^{m_1} \left(1 - \frac{x}{a_2}\right)^{m_2}.$$

Для металлов с большими кларками концентрации в рудах (типа олова, меди, свинца, цинка и т. п.) подходящей будет кривая III рода, заданная уравнением:

$$y = y_0 e^{-\gamma x} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\gamma a},$$

где y — значения вероятных запасов; x — значения содержаний металла в рудах, исчисленные в кларках концентрации минус 1; $y_0, a_1, a_2, m_1, m_2, a\gamma$ — постоянные параметры, определяемые по соответствующим формулам [Эльдертон, 1924] из данных статистической выборки.

Для обоих уравнений — начало координат совмещено с модальным (кларковым) значением оси содержаний. Наряду с этим само построение расчетной формулы (15) подсказывает возможность находить аппроксимирующую функцию в виде дроби, числитель которой — гиперболическая функция, отвечающая требованию Больцмана, а знаменатель — логарифмическая, отвечающая требованиям термодинамики.

Последняя может быть заменена экспонентой, поскольку при соответствующем подборе аргументов эти обе функции могут давать при расчете практически совпадающие значения. Аппроксимирующая функция будет тогда отвечать непрерывно регрессирующей гиперболе, каковой и является по закону своего построения исходная функция.

При этом зададимся целью произвести упомянутую операцию только для той части правой ветви кривой глобальных запасов олова, которая отвечает промышленным рудам (в интервале содержаний 0,03—78,4% металла). Для упрощения расчетов примем содержание 0,03% олова за единицу содержаний, а запас при 78,4% олова — за единицу запаса.

В табл. 24 приведены исходные данные, рассчитанные по формуле (15), с последующим пересчетом результатов на металл (олово) для целого ряда принятых содержаний.

Эти данные и послужили исходными для определения аппроксимирующего уравнения. Построение этого уравнения было принято согласно высказанному принципу; его параметры определены путем последовательного приближения. В результате этого аппроксимирующее уравнение получило вид:

$$P_K = \frac{\frac{12\ 980}{K}}{e^{0,029 \sqrt{K-1}}} = \frac{12\ 980}{K e^{0,029 \sqrt{K-1}}}, \quad (33)$$

где P_K — запас металла (олова), усл. ед., при условном содержании K ; K — содержание металла (олова), усл. ед.; за условную единицу принято 0,03%; e — основание натуральных логарифмов; 12 980 — запас металла (олова), усл. ед. при содержании его в рудах 0,03% ($K = 1$); запас при содержании олова 78,4% ($K = 2613$) принят за единицу.

В табл. 24 приведены также результаты вычисления запасов (при заданном K) по аппроксимирующему уравнению (33).

Как следует из последней графы таблицы, уклонения значений условных запасов олова, вычисленных по аппроксимирующему уравнению (33), от таковых же принятых за исходные, в 14 случаях из 16

Исходные данные			Расчетные данные по аппроксимирующему уравнению (33)		
Содержания		Запасы, усл. ед.;			
вес. %	в кларках концентрации	по формуле (15) с пересчетом на металле	относительные	запасы, усл. ед.	% к исходным
0,03	1,0	$3,14 \cdot 10^{-1}$	12980,0	12980,0	100,0
0,045	1,5	$2,06 \cdot 10^{-1}$	8500,0	8490,0	99,6
0,135	4,5	$6,72 \cdot 10^{-2}$	2780,0	2750,0	99,0
0,30	10,0	$2,95 \cdot 10^{-2}$	1219,0	1193,0	98,0
0,59	19,7	$1,36 \cdot 10^{-2}$	562,0	580,0	103,0
1,49	49,7	$4,92 \cdot 10^{-3}$	203,5	214,0	105,0
2,94	98,2	$2,28 \cdot 10^{-3}$	94,3	98,8	104,8
3,00	100,0	$2,24 \cdot 10^{-3}$	92,55	96,4	104,0
5,75	191,5	$1,06 \cdot 10^{-3}$	43,8	45,4	103,5
11,02	367,5	$4,97 \cdot 10^{-4}$	20,55	20,3	98,5
12,00	400,0	$4,48 \cdot 10^{-4}$	18,58	18,2	98,0
20,33	678,0	$2,33 \cdot 10^{-4}$	9,64	9,15	95,0
24,00	800,0	$1,77 \cdot 10^{-4}$	7,33	6,90	94,0
35,18	1172,0	$1,097 \cdot 10^{-4}$	4,54	4,10	90,4
55,50	1850,0	$5,19 \cdot 10^{-5}$	2,14	2,01	94,0
78,40	2613,0	$2,42 \cdot 10^{-5}$	1,0	1,13	113,0

(87,5%) не превышают $\pm (5-6\%)$, находятся во вполне допустимых пределах и лишь в двух случаях, приходящихся на область крайне малых запасов в ультрабогатых рудах, достигают $-9,6\%$ и $+13\%$. Поэтому аппроксимирующее уравнение (33) можно применять на практике и использовать его для дальнейших выводов. Кривая, отвечающая упомянутому уравнению, приведена на рис. 13.

В указанных целях проведено приближенное интегрирование уравнения (33) в интересующих нас интервалах. Результаты интегрирования в сводном и обработанном виде приведены в табл. 25.

В порядке контроля была произведена аппроксимация результатов

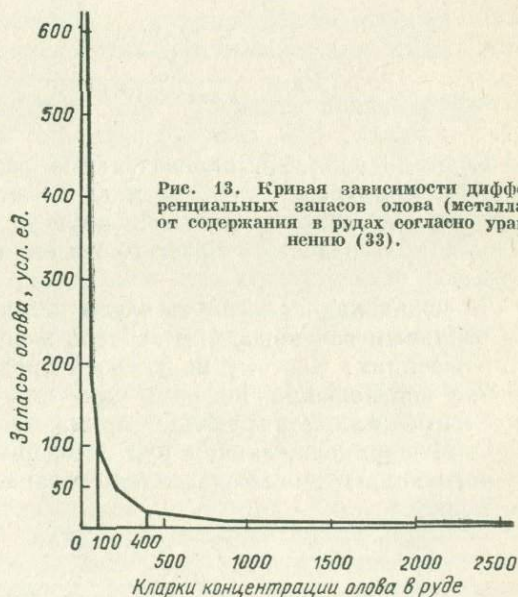


Рис. 13. Кривая зависимости дифференциальных запасов олова (металла) от содержания в рудах согласно уравнению (33).

ТАБЛИЦА 25

Характер руд	Интервалы содержаний		Средневзвешенное содержание по интервалам		Отн. запасы олова по интервалам	
	усл. кларки	вес. %	усл. кларки	вес. %	по изо-терме	по по-литропе
Ультрабогатые (А)	2613—800	78,4—24,0	1440,0	43,2	6,9	6,0
Ультрабогатые (В)	800—400	24,0—12,0	569,0	17,10	6,1	5,5
Богатые	400—100	12,0—3,0	210,0	6,30	15,9	14,5
Рядовые	100—10	3,0—0,3	38,4	1,15	33,4	34,0
Убогие (резерв) . . .	10—1	0,3—0,03	3,92	0,12	37,7	40,0
Все руды	2613—1	78,4—0,03	181,0	5,43	100,0	100,0

Примечания. 1. Полученные теоретические соотношения могут иметь известное практическое значение в качестве критериев полноты выявления запасов олова в кварц-касситеритовых рудах. Следует только иметь в виду, что сюда должны относиться все руды с содержаниями в пределах интервала, вне зависимости от того, образуют ли они месторождение целиком или слагают лишь его отдельные участки.

2. Все основные расчеты для табл. 25 производились в предположении изотермического процесса.

расчета запасов олова по политропе (32). Найденное аппроксимирующее уравнение имеет вид

$$P_K = \frac{18456}{e^{0,072(K-1)^{0,42}}} = \frac{18456}{K e^{0,072(K-1)^{0,42}}}. \quad (34)$$

Судя по табл. 25, окончательные результаты расчетов по изо-терме и политропе, как это и следовало ожидать из предыдущих материалов, мало отличаются друг от друга, что еще раз свидетельствует о достаточности проведения расчетов только по изо-терме.

К сожалению, оказалось очень мало статистического материала по реальным соотношениям запасов и содержаний в оловянных месторождениях. Поэтому не удалось проверить полученные теоретические соотношения цифрами практики. Однако можно привести отдельные иллюстрирующие примеры. Так, согласно подсчетам С. С. Мещерякова, запасы руд и содержания в них олова по двум рудным полям А и В оказались связанными зависимостями: по полю А

$$P_K = \frac{67,4}{e^{0,9(x-1)^{0,5}}}, \quad (35)$$

$$P_K = \frac{5,5}{K} \cdot e^{0,6(x-1)^{0,5}} \quad (36)$$

Как видим, общий вид уравнений аналогичен теоретическому; высокие постоянные коэффициенты в показателе степени e (0,9 и 0,6), определяющие более быстрый спад кривой запасов, очевидно, связаны с тем, что вместо запасов металла рассматривались запасы руды (ср. соответствующие цифры граф 6 и 7 табл. 22).

С целью более широкой проверки закономерностей, установленных на примере кварц-касситеритовых руд, с изложенных позиций рассмотрены медные руды типа колчеданных (уральских, северокавказских и т. п.). В качестве исходных данных по гранитоидам приняты материалы А. П. Виноградова [1962]. Сведения о составах медных колчеданных руд почерпнуты у Г. Г. Гудалина и Ф. Н. Ковалева [1957]. Согласно этим авторам, сульфиды меди имеют несомненное преобладание, заключая в себе больше 90% всего металла, учтенного в промышленных рудах СССР. Халькопирит (медный колчедан) является главным рудным минералом для всех типов медных руд; в отдельных месторождениях его заменяет борнит. Главной составной частью (до 95% от общей массы) колчеданной руды является пирит; халькопирит, будучи главным рудным минералом меди, находится в подчинении. Борнит в этих рудах не имеет существенного значения; часто присутствует сфалерит. Среди жильных минералов, количество которых переменное, главными являются серицит, хлорит (пеннин), кварц.

В соответствии с этими общими указаниями расчет энергии образования из исходных гранитоидов был произведен для следующих объектов упрощенного состава:

1) для пустой (кларк Cu равен $2 \cdot 10^{-3}\%$; кларк концентрации 1) гидротермально измененной породы, состава: 50% кварца SiO_2 , 25% серицита $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}\text{H}_2$, 25% пеннина $(\text{Mg}, \text{Fe})_6\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{18}\text{H}_8$;

2) для сплошной колчеданной руды, состава: 5% минералов вышеуказанной пустой породы и 95% сульфидов — поровну пирита FeS_2 и халькопирита CuFeS_2 (кларк концентрации Cu равен 16 990); дополнительно к этому были рассчитаны два случая, когда все 95% сульфидов представлены одним халькопиритом (кларк концентрации равен 25 550) и одним борнитом $\text{CuFeS}_2 \cdot \text{Cu}_2\text{S}$ (кларк концентрации равен 55 100);

3) для интервала между этими двумя крайними пределами были рассмотрены 9 случаев промежуточных значений кларка концентрации меди: 10, 75, 100, 300, 600, 1200, 2500, 5000, 9000 — все в расчете на единицу объема; объемное содержание халькопирита исчислялось по заданному кларку меди; объемное содержание пирита считалось равным таковому халькопирита, а остальной объем принимался занимаемым жильными минералами в указанных выше соотношениях. Результативный химический состав исчислялся исходя из выше-

приведенных данных. Интервалы содержания меди ниже кларка не рассматривались вовсе.

Расчеты производились в предположении изотермичности процесса рудообразования; в расчетную формулу (7) для полной энергии рудообразования на единицу объема руды вводились поправки, учитывающие отклонения от принятой нормали числа грамм-атомов всех элементов в единице объема медной руды. Соотношение энергий рудообразования по объектам различных кондиций принималось, как и при рассмотрении кварц-касситеритовых руд, согласно формуле Больцмана. Окончательная расчетная формула — (15), с пересчетом на металл.

Сводные результаты расчетов приведены в табл. 26.

ТАБЛИЦА 26

Кларк концентр. меди относительно гранитов K	Объемный вес 1 м ³ , кг	Содержание меди в 1 м ³		Расчетная энергия рудообразования, усл. ед.			Относит. вероятность образования медных руд заданной кондиции	Относит. величина запасов медных руд заданной кондиции
		кг	вес. %	на 1 т руды	на 1 т меди			
					по расчету	отн. ед.		
1,0	2740,0	0,054	0,002	80,5	1490,0	1,000	1,0	1,00
10,0	2740,0	0,548	0,02	103,8	192,0	0,129	0,1	0,780
75,0	2755,0	4,05	0,15	415,0	102,0	0,069	0,013	0,194
100,0	2760,0	5,40	0,19	560,9	104,0	0,070	0,010	0,143
300,0	2790,0	16,20	0,58	1 975,4	122,0	0,082	$3,33 \cdot 10^{-3}$	$4,06 \cdot 10^{-2}$
600,0	2820,0	32,40	1,15	4 390,0	136,0	0,091	$1,67 \cdot 10^{-3}$	$1,83 \cdot 10^{-2}$
1 200,0	2880,0	64,80	2,25	9 610,0	148,0	0,099	$8,33 \cdot 10^{-4}$	$8,39 \cdot 10^{-3}$
2 500,0	3030,0	135,0	4,45	21 850,0	162,0	0,109	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$3,70 \cdot 10^{-3}$
5 000,0	3280,0	270,0	8,24	47 200,0	175,0	0,117	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$4,71 \cdot 10^{-3}$
9 000,0	3725,0	490,0	13,15	89 750,0	183,0	0,123	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$8,94 \cdot 10^{-4}$
16 990,0	4540,0	920,0	20,28	179 186,0	195,0	0,131	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$4,58 \cdot 10^{-4}$
25 550,0	4140,0	1380,0	33,35	268 674,0	195,0	0,131	$3,91 \cdot 10^{-5}$	$2,98 \cdot 10^{-4}$
55 100,0	4850,0	2976,0	61,36	611 208,0	206,0	0,138	$1,81 \cdot 10^{-5}$	$1,32 \cdot 10^{-4}$

Сравнивая результаты подсчета для меди и олова, можно легко заметить, что ветвь кривой запаса для меди на интервале $K \geq 1$ подобна таковой для олова. Подобными же будут и левые ветви кривых, для $K \leq 1$. Поэтому очевидно, что все выводы, сделанные относительно кривой глобальных запасов олова в кварц-касситеритовых рудах, в частности, о соотношениях запасов руд и металла при различных кондициях руд, о возможности аппроксимации кривой глобальных запасов меди в целом кривыми Пирсона по уравнениям (28) и (29) и др., сохраняют свою силу, притом, как можно предполагать, не только в отношении одной меди.

Несомненный практический интерес представляет аппроксимирование той части правой ветви кривой глобальных запасов меди, кото-

рая отвечает промышленным рудам, за которые можно принять таковые в интервале содержаний 0,15—61,36% металла. Для упрощения расчетов примем содержание 0,15% меди за единицу содержаний, а запас при 61,36% меди — за единицу запаса.

В табл. 27 приведены как исходные, так и результативные данные, полученные для выбранных содержаний меди в рудах методом, аналогичным использованному при составлении табл. 24.

ТАБЛИЦА 27

Исходные данные				Расчетные данные по аппроксимирующему ур-нию (37)	
Содержания		Запасы, усл. ед.		Запасы, усл. ед.	% к исходному
вес. %	в кларках концентр.	по формуле (15) с пересчетом на металл	относительные		
0,15	1,0	$1,94 \cdot 10^{-1}$	1475,0	1475,0	100,0
0,19	1,265	$1,43 \cdot 10^{-1}$	1085,00	1092,5	100,5
0,58	3,87	$4,06 \cdot 10^{-2}$	307,50	311,0	101,0
0,60	4,00	—	—	301,0	—
1,15	7,67	$1,83 \cdot 10^{-2}$	138,50	143,0	103,5
2,25	15,00	$8,39 \cdot 10^{-3}$	63,60	65,3	102,5
3,00	20,00	—	—	46,2	—
4,45	29,67	$3,70 \cdot 10^{-3}$	28,00	28,1	100,0
6,00	40,00	—	—	19,25	—
8,24	55,00	$1,71 \cdot 10^{-3}$	12,95	12,64	97,5
12,00	80,00	—	—	7,54	—
13,15	87,70	$8,94 \cdot 10^{-4}$	6,77	6,67	98,5
15,00	100,00	—	—	5,88	—
20,28	135,0	$4,58 \cdot 10^{-4}$	3,47	3,48	100,5
33,35	222,0	$2,98 \cdot 10^{-4}$	2,26	1,61	71,2
45,00	300,0	—	—	0,98	—
61,36	408,0	$1,32 \cdot 10^{-4}$	1,00	0,56	56,0

Аппроксимирующим оказалось уравнение

$$P_K = \frac{1475,0}{e^{0,125(K-1)^{0,45}}}, \quad (37)$$

где 1475,0 представляет запас металла меди при содержании, принятом за единицу (0,15%), а все остальные обозначения аналогичны принятым для уравнения (33).

Как это следует из последней графы табл. 27 отклонения значений условных запасов меди, вычисленных по аппроксимирующему уравнению (37), от таковых же, принятых за исходные, в 9 случаях из 11 (81,8%) не превышают 3,5% и находятся во вполне допустимых пределах. Лишь в двух случаях, приходящихся на область крайне малых запасов в ультрабогатых рудах (в чистых халькопирите и борните), отклонения достигают —28,8 и —44,0%. Поэтому не возникает

сомнения, что можно применить на практике уравнение (37) в качестве аппроксимирующего для глобальных запасов меди, по крайней мере для руд с содержаниями меди 0,15—33,35%.

Кривая, отвечающая уравнению, приведена на рис. 14.

Для общих выводов произведем приближенное интегрирование уравнения (37) по интервалам. Результаты этого интегрирования в сводном и обработанном виде приведены в табл. 28.

К таблице следует по существу добавить то же, что сказано в примечании к табл. 25. Обращается внимание на близость цифр относительных запасов олова и меди по интервалам содержания руд.

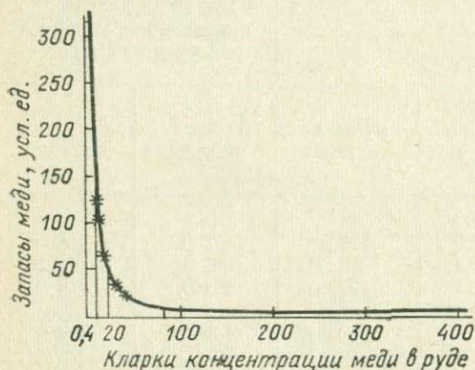


Рис. 14. Кривая зависимости дифференциальных запасов меди (металла) от содержания в рудах согласно уравнению (37); статистические данные (по Аранга и В. И. Смирнову) нанесены звездочками.

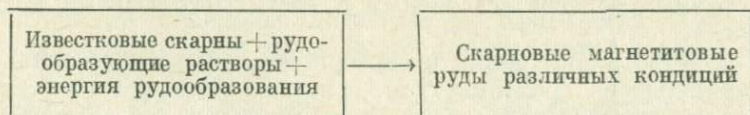
сомненная общность закономерностей, выраженных обеими кривыми. Вместе с тем следует отметить, что положительные отклонения практических данных от теоретических в области малых содержаний (1,49 и 0,9%), несомненно, свидетельствуют о еще не обнаруженных богатых медных рудах.

ТАБЛИЦА 28

Характер руд	Интервалы содержания		Средневзвешенное содержание по интервалам		Отн. запасы металлов по интервалам, %	
	усл. кларки	вес. %	усл. кларки	вес. %	меди	олова
Ультрабогатые . . .	408,0—80,0	61,36—12,0	171,7	25,76	13,0	13,0
Богатые	80,0—20,0	12,0—3,0	41,7	6,26	20,0	15,9
Рядовые	20,0—4,0	3,0—0,60	9,64	1,45	33,0	33,4
Убогие (резерв) . . .	4,0—1,0	0,60—0,15	2,21	0,33	34,0	37,7
Все руды	408,0—1,0	61,36—0,15	35,1	5,26	100,0	100,0

Показатели	Мировые данные (без СССР) по десятилетиям							
	1881— 1890	1891— 1900	1901— 1910	1911— 1920	1921— 1930	1931— 1940	1941— 1950	1951— 1960
По Р. Аранга [1958]								
Среднегодовая добыча меди, тыс. т	250,0	381,5	696,0	1127,2	1351,3	1634,9	2384,5	3104,3
То же, отн. ед.	1,0	1,525	2,79	4,51	5,41	6,54	9,55	12,40
То же, усл. ед., примен. к ур-нию (37)	23,1	35,2	64,5	104,0	125,0	151,0	221,0	287,0
По В. И. Смирнову [1954]								
Содержание меди в рудах, %	5,2	3,8	2,06	1,64	1,49	—	—	(0,9)
То же, усл. кларки (1 усл. кларк = 0,15%)	34,7	25,32	13,73	10,93	9,93	—	—	6,0
Расчетный запас по аппроксим. ур-нию (37) и при заданных содержаниях	23,1	35,01	72,5	95,0	106,2	—	—	191,0
Отношение истинн. запаса к теоретич., %	100,0	101,0	89,0	109,0	118,0	—	—	150,0

Подсчеты, произведенные для запасов железа в магнетитах скарновых месторождений, в предположении справедливости образования этих месторождений по схеме:



привели к выводу, что связь между запасами и содержаниями выражается уравнением

$$P_K = \frac{498}{e^{0,35(K-2)^{0,33}} (K-1)}, \quad (38)$$

где P_K относится к величине дифференциальных запасов железа в магнетитах, наложенных на безрудный скарн; K — суммарное

содержание железа в магнетитах, усл. кларки концентрации (единичный условный кларк равен 36,2 г/л железа в магнетитах).

Интегрирование этого уравнения приводит к выводу, что в замкнутом в себе скарноворудном магнетитовом районе суммарные запасы железа в промышленных рудах (31,55—71,47% металла) не будут превышать 10% от всех запасов железа в районе.

Согласно подсчетам С. С. Мещерякова, аппроксимирующим уравнением для фактического распределения запасов урана в капиталистических странах явилось выражение

$$P_K = \frac{43,2}{K} \cdot e^{0,35(K-1)^{0,6}} \quad (39)$$

С. С. Мещеряков отмечает цифровые зависимости между содержаниями U_3O_8 в рудах и относительными запасами руд этих кондиций в целом, совпадающие в этом отношении с общими выводами о возрастании запасов с падением содержаний в рудах.

Вместе с тем, и закон построения и характер аппроксимирующих уравнений (33) и (37), найденных для глобальных запасов олова и меди, только выражают в общем виде то, что было теоретически заложено в расчеты отдельных точек кривых, отвечающих этим уравнениям. Тем большее значение приобретают материалы, которые относятся к аппроксимации реальных статистических данных (по олову, меди, урану). Эти материалы показали, что чисто статистические данные по случайно выбранным металлам достаточно хорошо подчиняются теоретически выведенной закономерности. По ней запасы металла в зависимости от содержания его в рудах, во-первых, находятся в обратном отношении (т. е. падают по мере роста содержаний) и, во-вторых, функционально выражаются дробью, числителем которой является гиперболическая функция содержания, а знаменателем экспоненциальная функция этого же содержания (в целом зависимость регрессирующей гиперболы). Хотя в будущем эту закономерность следует еще уточнить, охватив обследованием большее количество статистических данных, тем не менее представляется, что делаемый вывод уже сейчас может быть распространен на всю область рудных запасов, связанных с постмагматическими месторождениями.

В качестве иллюстрации к сказанному приводим несколько общих примеров из практики. Так, одним из примеров служит распределение запасов олова по рудам разных кондиций в Боливийских месторождениях, являющихся одним из главных мировых поставщиков данного металла.

Ниже приводятся сведения из бюлл. НТИ (1962). Они показывают главную закономерность — опережающее увеличение запасов олова по мере снижения содержаний.

Средневзвешенное содержание олова в руде, %	53	2,11	1,62	0,86
Относительные запасы олова, %	0,9	13,5	33,5	52,1

Начиная с 1905 г. в Боливии наблюдается также неуклонное снижение кондиций добываемых руд (с 12% в 1905 г. и до 1,8—0,7% в 1960 г.) при росте суммарной добычи металла.

Убедительным доводом в пользу существования этой закономерности (роста запасов металла по мере снижения кондиций руд), на наш взгляд, являются и данные по добыче меди, свинца и цинка за последние десятилетия, приведенные в работе Р. Аранга [1958], и данные, правда крайне скудные и без строгой привязки к годам,

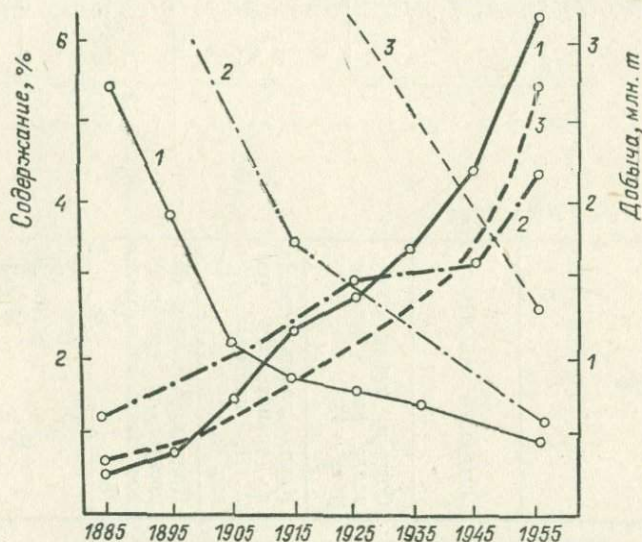


Рис. 15. Рост добычи металла из недр (жирные линии) и падение содержания металлов в рудах (тонкие линии) по меди 1, свинцу 2 и цинку 3.

по снижению кондиций добываемых руд, приведенные в работах В. И. Смирнова [1954] и К. И. Богдановича [1912] и изображенные в сводном виде на рис. 15.

В табл. 30 приведены данные В. И. Красникова [1959], касающиеся статистической связи между содержаниями в рудах и запасами металлов в них.

Использование всех наметившихся закономерностей без труда может быть распространено на область монометалльных руд, когда ясно вырисовывается главный металл и нет сомнений в отношении того, какому элементу в формулах приписывать значения аргумента K . Другое дело, когда исследуются полиметалльные руды (например, сложные руды свинца, цинка, меди, серебра и золота), для которых трудно или невозможно выбрать главный элемент, а следовательно, и аргумент K . В этих сложных случаях надлежит перейти к рассмотрению условных эквивалентных руд, понимая под этим такие руды,

ТАБЛИЦА 30

Характеристика месторождений по содержаниям металлов	Условные содержания	Количество месторождений и запасы, %	
		к общему числу месторождений	к общим запасам металлов
Богатые	2С	10,0	5,0
Рядовые	С	40,0	30,0
Бедные	0,5С	50,0	65,0
Всего	—	100,0	100,0

ТАБЛИЦА 31

Руда	Объемный вес, м ³ /м	Содерж. главн. металла, вес. % (для золота — г/т)	Кларки главн. металла в гранитоидах (по А. П. Виноградову), вес. %	Кларки концентр. относительно гранитов главн. элем., отн. ед.	Расчетная затрата энергии, усл. ед.	
					на 1 м ³ руды	на 1 т руды
Кварц-галенитовая	2,70	1,00	2 · 10 ⁻³	500	0,435	0,161
	2,73	2,40		1215	1,16	0,425
	2,80	5,80		3010	3,20	1,145
	2,90	11,00		5910	6,77	2,330
Кварц-сфалеритовая	2,69	0,99	6 · 10 ⁻³	165	0,142	0,053
	2,73	3,45		582	0,533	0,195
	2,76	6,71		1150	1,14	0,414
	2,87	13,85		2460	2,67	0,932
Кварц-касситеритовая	2,69	0,60	3 · 10 ⁻⁴	1995	1,98	0,748
	2,71	1,21		4060	4,42	1,640
	2,74	2,97		10130	12,25	4,470
	2,81	5,80		20300	26,40	9,430
Кварц-золотая (пробность 850)	2,68	1	4,5 · 10 ⁻⁷	255	0,16	0,0597
	2,68	4,5		1000	0,91	0,339
	2,68	10,0		2255	2,51	0,937
	2,68	45,0		10000	12,00	4,480

Примечание. Расчет энергии произведен по формуле (4).

на образование единицы объема которых из гранитоидов должна быть затрачена та же энергия, что и для руд заданного состава. Тогда величина K эквивалентной руды определится обратным действием, исходя из суммарной величины энергии.

При исследовании полиметалльных убогих руд в качестве критериев объективной оценки представляет интерес сравнительное сопоставление расходов энергии рудообразования на руды разных металлов и кондиций. Среди объектов исследования были взяты кварцевые руды свинца (с галенитом), цинка (со сфалеритом), олова

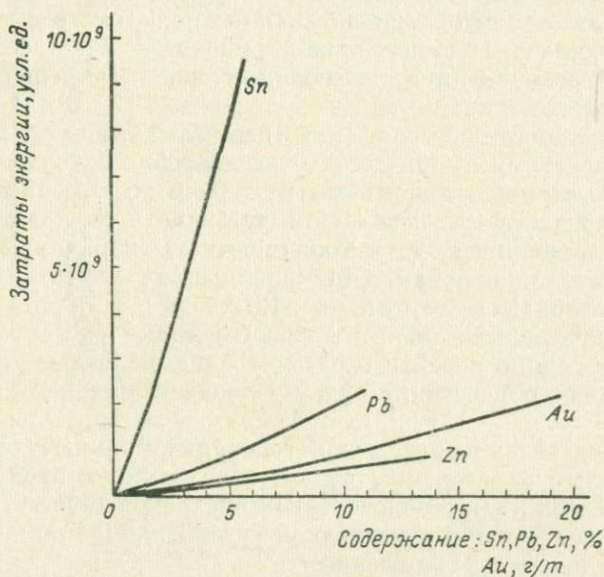


Рис. 16. Зависимость затрат рудообразования от содержания металлов в 1 т руды

(с касситеритом) и самородного золота. В качестве основы была взята пустая (с кларковыми содержаниями сравниваемых металлов) кварцевая жила (см. табл. 21, вторую строку). Расчет составов собственно рудных жил производился теоретически, путем замены определенных объемов пустого кварцевого материала чистыми рудными минералами. Расчеты расходов рудообразующей энергии произведены в точном соответствии с приемами изложенными выше.

Результаты расчетов, выраженные в одинаковых условных энергетических единицах на 1 м^3 и 1 т руды, приведены в табл. 31.

График на рис. 16 иллюстрирует полученные результаты. Исходя из него представляется возможным установить кондиции различных кварцевых руд, эквивалентных по энергии, затраченной природой на их образование.

В частности, из графика вытекают следующие эквиваленты (в пересчете на металл):

Золото-кварцевая руда	4 г/т Au 850-й пробы
Галенито-кварцевая руда	1,6% Pb
Сфалерито-кварцевая руда	4,2% Zn
Касситерито-кварцевая руда	0,25% Sn

Все вышеприведенные материалы в принципе могут быть использованы для оценки перспективной рудоносности территорий, хотя необходимо признать, что сколько-нибудь серьезного опыта в рассматриваемом отношении еще нет, как нет пока и метода выполнения оценочных работ. Поэтому ниже приводятся лишь теоретически выведенные рекомендации, касающиеся основ применения установленных закономерностей.

1. Для рудных месторождений, известных на исследуемой территории, расчетным путем, достаточно подробно изложенным в применении к кварц-касситеритовым и колчеданным медным месторождениям, прежде всего необходимо установить теоретическую кривую распределения запасов в зависимости от кларков концентрации главного металла в рудах. Эта кривая будет иметь вид, в целом подобный изображенному на рис. 12.

Если руды полиметалльные и главный металл установить невозможно, необходимо перейти к рассмотрению условных, эквивалентных по энергии образования руд, с условными кларками концентраций.

2. Правую ветвь теоретической генеральной кривой, отвечающую промышленным и резервным рудам, необходимо аппроксимировать уравнением типа (33), с определением числовых параметров одним из методов, известных в прикладной математике (например, методом последовательного приближения).

3. Все известные на оцениваемой территории запасы металла в промышленных и забалансовых рудах, как выработанные, так и находящиеся в недрах, необходимо сгруппировать в ряд по возрастающему (или ниспадающему) содержанию. Последнее необходимо выразить в тех же условных единицах, которые выбраны для аппроксимирующего теоретического уравнения. Полученный ряд необходимо вынести на график в произвольном масштабе.

4. Если через высшую точку графика фактических запасов в том же масштабе провести кривую, отвечающую теоретическому аппроксимирующему уравнению, то площадь между этой кривой и графиком фактических запасов должна отвечать минимуму обнаруженных запасов в недрах по состоянию на момент оценки (рис. 17).

5. По мере накопления новых материалов по запасам описанную операцию необходимо повторять, следуя методу последовательного приближения (исчерпания).

Приведенный принцип оценки перспективной рудоносности целиком обосновывается геохимическими соображениями. Наряду с этим,

в последние годы разрабатываются отличные приемы оценки, базирующиеся на специфических представлениях о трещинообразовании в земле и о закономерностях возникновения рудовмещающих полостей. Поскольку эти вопросы хотя и представляют несомненный практический интерес, однако же далеко выходят за границы настоящего труда, то рассматривались они весьма сжато. Более подробные сведения могут быть почерпнуты из работ Н. И. Сафронова и Д. Н. Сафронова [1964], Д. Н. Сафронова [1966], Ю. П. Желтова [1966], В. И. Феодосьева [1960]; из Справочника. . . [1956] и др.

Используя перечисленные и другие материалы, представляется возможным сформулировать в тезисной форме следующие основные положения, имеющие непосредственное отношение к рассматриваемому вопросу, применительно к постмагматическим месторождениям.

1. Циркуляция и рудоотложение постмагматитов контролируются системой трещинных (ослабленных) зон дорудного происхождения. Эти зоны возникают в результате работы механических сил (скола, изгиба, кручения и т. п.) тектонической природы.

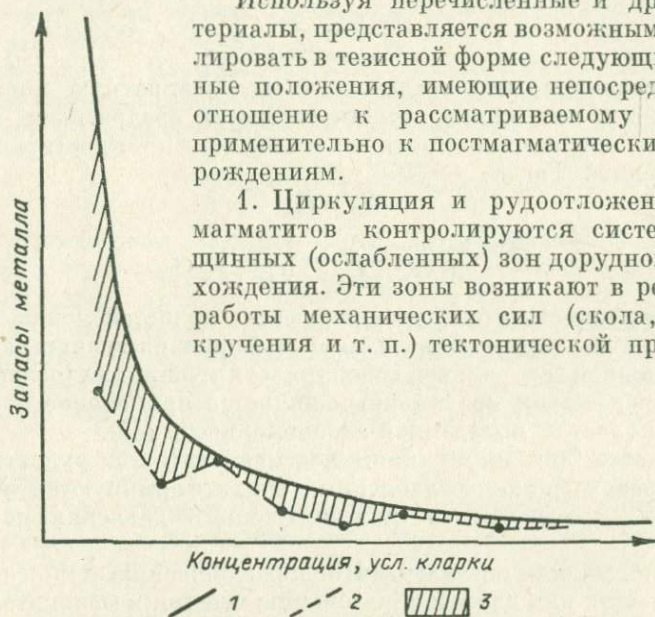


Рис. 17. Схема оценки перспективных рудных запасов территорий. 1 — аппроксимирующая кривая запасов; 2 — установленные запасы; 3 — минимальные перспективные запасы.

2. Есть все основания полагать трещинообразование в глобальном масштабе закономерным процессом.

А. Обозначим через S — суммарную поверхность всех земных плоскостей разрыва; через N_1, N_2, \dots, N_n — количества разрывных поверхностей, группирующихся по площади около средних их значений S_1, S_2, \dots, S_n ; через e — средний расход механической энергии на образование разрывной поверхности единичной площади; через E — суммарную энергию трещинообразования; через E_1, E_2, \dots, E_n — количества энергии, израсходованные на образование N_1 трещин площадью S_1 каждая, N_2 трещин площадью S_2 каждая и т. д. Тогда, очевидно, можно написать:

$$E = E_1 + E_2 + \dots + E_n = eN_1S_1 + eN_2S_2 + \dots + eN_nS_n = eS. \quad (40)$$

Б. Так как какие-либо соображения в пользу образования в земле разрывных трещин привилегированных значений площади отсутствуют, а термодинамическая напряженность трещинообразования всюду однообразная, определяясь средней величиной e , то, очевидно, можно положить энергии E_1, E_2, \dots, E_n численно равными друг другу. Следовательно,

$$\begin{aligned} eN_{n-1}S_{n-1} &= eN_nS_n; \\ N_{n-1}S_{n-1} &= N_nS_n; \\ \frac{N_{n-1}}{N_n} &= \frac{S_n}{S_{n-1}}. \end{aligned} \quad (41)$$

В. Согласимся, что трещины имеют квадратную форму, т. е. предположим, что стенки трещин являются квадратными плитами, имеющими одинаковые протяженности как по простиранию, так и по падению. Тогда

$$\begin{aligned} S_n &= l_n^2; \\ \frac{N_{n-1}}{N_n} &= \frac{l_n^2}{l_{n-1}^2} = \left(\frac{l_n}{l_{n-1}} \right)^2. \end{aligned} \quad (42)$$

3. Совокупность всех рудовмещающих полостей можно рассматривать в качестве представительной выборки из значительно более многочисленной генеральной совокупности трещинных (ослабленных) зон. В связи с этим правомочным является применение к рудовмещающим полостям выведенной закономерности (42).

4. Полости для циркуляции постмагматитов и рудоотложения в уже образовавшихся ослабленных зонах формируются в течение упомянутых процессов, за счет внутреннего давления постмагматитов.

5. О способности постмагматитов к раздвижению стенок закрытых до того трещин или даже к образованию трещин в монолитах можно сказать следующее.

А. Постмагматиты в недрах находятся под односторонним внешним давлением Q_v , численно определяемым весом вышележащих пород. В то же время, согласно закону Паскаля, внутреннее давление постмагматитов оказывается всесторонним, численно равным внешнему одностороннему.

Б. Горные породы до глубины 5 км (а по некоторым источникам даже до 10 км), т. е. в диапазоне глубин рудоотложения, не находятся еще в условиях гидростатического давления.

Согласно Ю. П. Желтову [1966], для этих глубин боковое давление в породах Q_6 меньше вертикального Q_v (определяемого весом вышележащих толщ), т. е.

$$Q_6 = \alpha Q_v, \quad (43)$$

где α — коэффициент меньше единицы, зависящий от коэффициента Пуассона для пород; в большинстве случаев $(0,3-0,4) \leq \alpha \leq (0,6-0,7)$.

В. Активной силой Q_a , раздвигающей стенки трещин или даже образующей разрывы в монолитах, является разность давлений — внутреннего (постмагматитов) и бокового (стенок) Q_6

$$Q_a = Q_b - Q_6 = Q_b - \alpha Q_b = Q_b(1 - \alpha). \quad (44)$$

6. В результате действия активной силы Q_a , на месте закрытых трещин возникают полости, которые либо выполняются рудой, либо, будучи незаполненными, в дальнейшем вновь сойдутся. Согласно имеющимся материалам, формы образующихся полостей закономерны и в большинстве случаев в горизонтальном разрезе представляют собой линзы. Однако исследователи по-разному определяют эту закономерность.

7. Согласно Ю. П. Желтову [1966], раздвижение стенок трещины (мощность линзы) m , находящейся внутри монолита пород под внутренним давлением, определяется формулой:

$$m = \frac{2(1 - \nu^2)ql}{E}, \quad (45)$$

где ν — коэффициент Пуассона для деформируемых пород; E — модуль Юнга для деформируемых пород; q — боковое давление на единицу площади стенки трещины; l — полная длина трещины.

Из формулы следует, что при прочих равных условиях раздвижение трещины пропорционально ее длине (периметру).

8. В этом случае объем руды V_n , который может быть отложен постмагматитами в какой-либо единичной трещине площадью $S_n = l_n^2$, будет

$$V_n = aS_n m_n = bS_n l_n = bl_n^3 \quad (46)$$

где a и b — статистически постоянные коэффициенты, определяемые общей формой рудовмещающей полости; l_n — длина трещины.

Для другой трещины S ($n-1$)

$$V_{(n-1)} = bS_{(n-1)}l_{(n-1)} = bl_{(n-1)}^3. \quad (47)$$

Для всей группы трещин числом N_n и $N_{(n-1)}$ будем иметь суммарные объемы:

$$\sum V_n = N_n bl_n^3; \quad \sum V_{(n-1)} = N_{(n-1)} bl_{(n-1)}^3. \quad (48)$$

Отсюда отношение объемов получим

$$\frac{\sum V_n}{\sum V_{(n-1)}} = \frac{N_n}{N_{(n-1)}} \cdot \left(\frac{l_n}{l_{(n-1)}} \right)^3 = \frac{l_n^2}{l_{(n-1)}^2} \cdot \frac{l_n^3}{l_{(n-1)}^3} = \frac{l_n}{l_{(n-1)}}. \quad (49)$$

Таким образом, при раздвижении трещин пропорционально длине их отношение объемных запасов руды, сосредоточенных в рудных телах различных линейных размеров, равно отношению этих размеров.

На рис. 18 изображена для рассматриваемого случая зависимость числа рудных тел и их запасов от линейных размеров залежей.

9. Согласно источникам [Феодосьев, 1960; Справочник. . ., 1956, и др.], раздвижение квадратных толстых плит, шарнирно закрепленных по периметру и находящихся под воздействием внутренней равномерно распределенной нагрузки, выражается формулой

$$m = C \frac{q l_n^4}{E h^3} = \left[1 + a \left(\frac{h}{2l_n} \right)^2 \right], \quad (50)$$

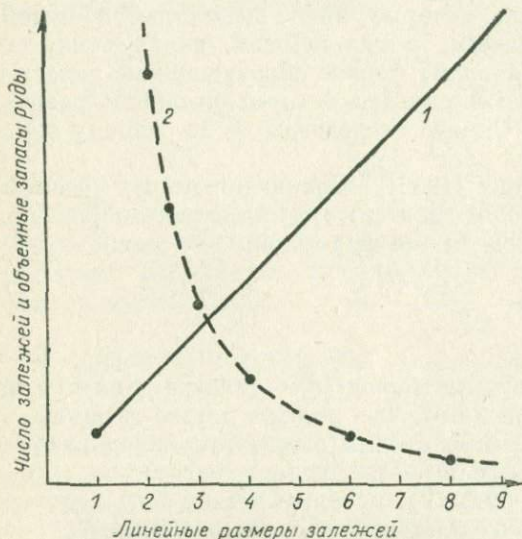


Рис. 18. Зависимость числа рудных залежей и объемных запасов руды в них от линейных размеров залежей для случая мощности, пропорциональной длине.

1 — запасы; 2 — число рудных залежей.

отношение объемных запасов руды, сосредоточенных в рудных телах различных линейных размеров, тогда равно квадрату отношения этих размеров, т. е.

$$\frac{\sum V_n}{\sum V_{(n-1)}} = \left(\frac{l_n}{l_{(n-1)}} \right)^2. \quad (52)$$

На рис. 19 изображена для рассматриваемого случая зависимость числа рудных тел и запасов руд от линейных залежей.

11. На практике, по-видимому, будет иметь место проявление обеих закономерностей, причем первая закономерность [формула (49)] должна встречаться чаще. Поэтому в глобальном масштабе следует ожидать, что зависимость объемных запасов будет

$$\sum V_n = \sum V_{(n-1)} \cdot \left(\frac{l_n}{l_{(n-1)}} \right)^\alpha, \quad (53)$$

где $\alpha = 1,2 \div 1,5$.

В этом случае кривая займет промежуточное положение между соответствующими кривыми рис. 18, 19.

Отношение числа рудных тел различных линейных размеров должно остаться прежним, т. е. согласно формуле (42)

где q , l_n , E — соответственно боковое единичное давление, длина плиты, модуль Юнга; C , a — постоянные коэффициенты; h — толщина плиты, $h \gg \gg l_n = \text{const}$. Исходя из соображения, что $l_n : h$ всегда меньше единицы, после преобразования легко получаем

$$m = C \frac{q a}{E \cdot 4h} l_n^2 = Al_n^2 = AS. \quad (51)$$

Из формулы следует, что при прочих равных условиях раздвижение трещины пропорционально ее площади.

10. Как нетрудно вывести путем, аналогичным примененному в п. 8, отно-

$$N_{(n-1)} = N_n \cdot \left(\frac{l_n}{l_{n-1}} \right)^2$$

12. Геологический смысл приведенных соотношений в целом состоит в следующем. Если иметь в виду лишь объемы запасов, без учета содержаний в них металлов, то количество мелких месторождений и рудопроявлений будет во много раз превосходить число промышленных объектов, а среди последних главные запасы будут сосредоточены в единичных крупных объектах.

Статистические данные в целом подтверждают эти закономерности. Так, на территории Рудного Алтая по кадастру числятся по крайней мере первые тысячи рудных точек и рудопроявлений, в то время как промышленных объектов (по запасам) здесь можно насчитать не более полутора — двух десятков.

В статье Л. Б. Дралюка [1964] приведены зарубежные данные по затрагиваемому вопросу. В частности, ссылаясь на американских исследователей Слехтера и Нолана, он отмечает, что в США, в рудном районе Бейзин энд Рейндж, 4% от числа существующих

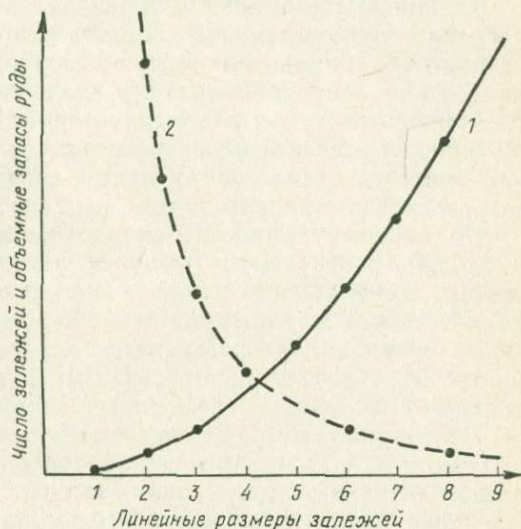


Рис. 19. Зависимость числа рудных залежей и объемных запасов руд в них от линейных размеров залежей для случая мощности, пропорциональной квадрату длины их.

1 — запасы; 2 — число рудных залежей.

здесь рудников обеспечивают 80%, а 16% рудников — 97% всей добычи руд в районе. Причем месторождения «слоны» (с добычей, оцениваемой свыше 1 млрд. долларов) встречаются 1 раз на 1000.

Наконец, в статье А. В. Сидоренко [1963] указывается, что всего 2% от числа месторождений содержат в себе 50% всех запасов нефти и газа, а 15% от числа всех медных месторождений обеспечивают 86% запасов и всю добычу этого металла.

Основываясь на всем сказанном относительно закономерностей, управляющих числом месторождений и объемами запасами, сконцентрированными в группах месторождений однообразных линейных размеров, можно предположить, что эти закономерности могут быть использованы в качестве оценочных критериев перспективной рудности территорий. Особенных результатов надлежит ожидать от совместного использования критериев установленных в районе по кондициям и объемам руд. При этом геометрический (объемный) критерий должен восполнить описанный выше критерий по качеству

руд. Действительно, обработав надлежащим образом, в соответствии с приведенными формулами, статистические районные данные по размерам рудных тел и по запасам руд, сосредоточенным в них, можно установить, в каких по размерам и в каком количестве рудных тел вероятнее всего обнаружить еще не вскрытые запасы, предсказываемые критерием по качеству.

Но остаются по крайней мере четыре вопроса, требующие дальнейшей проработки:

- 1) какова минимальная площадь, в отношении которой можно уверенно применять выведенные аппроксимирующие уравнения;
- 2) каково будет изменение кривой запасов в зависимости от содержания, если вопреки принятому значению коэффициента активности растворенного вещества в гидротермах не будет равным единице;
- 3) каково количественное выражение в абсолютных цифрах условной единицы запасов;
- 4) каким следует ожидать распределение содержаний в отдельно взятом рудном теле.

По первому вопросу можно сказать, что помимо глобального масштаба, в отношении которого сомнений не возникает, на площадях, охватывающих любые замкнутые в себе рудные районы (Урал, Алтай и т. п.), применение единообразных аппроксимирующих уравнений представляется оправданным. По опыту исследований М. Аллэ в Алжире [1956] рудоносная территория площадью 1 млн. км² обеспечивает высокую вероятность выводов.

По второму вопросу отметим, что если постмагматиты все же являются электролитами, для которых коэффициент термодинамической активности γ_a не равен единице, то по лабораторным опытам следует ожидать, что при слабых растворах этот коэффициент будет близок к единице, при средних — меньше ее, а при сильных превысит единицу, и в ряде случаев значительно. Это должно повести к закономерному возрастанию в балансе запасов роли руд убогих и средних концентраций за счет богатых и ультрабогатых руд.

Третий вопрос для решения представляет наибольшие трудности, которые надлежит еще преодолеть; путем решения здесь должен явиться сопоставительный энергетический расчет образования гранитоидов из литосферы и кварцевых жил из гранитоидов. Однако первоначальный ориентировочный расчет может быть выполнен по следующей схеме (на примере олова).

1. Как следует из табл. 7, запасы олова, сконцентрированного в его месторождениях под континентами, на глубину до 1 км равны $0,5 \cdot 10^9$ т; по характеру произведенной оценки можно считать, что сюда входят запасы в рудах с содержаниями 0,5% олова и выше.

2. Используя уравнение (33) и произведя соответствующее (приближенное) интегрирование, получаем, что в общем балансе запасов промышленных и резервных руд 0,03—78,4 вес. % на долю запасов с содержаниями 0,5—78,4 вес. % приходится 61,5%; это определяет суммарные запасы олова в рудах 0,03—78,4 вес. %, аппроксимируемые уравнением (33), величиной $0,813 \cdot 10^9$ т.

Одновременно, используя табл. 23, величину глобальных запасов олова в руднокварцевых жилах с содержаниями 0,0003—78,4 вес. % получаем равной $1,09 \cdot 10^9$ т.

3. Интегрируя приближенно то же уравнение (33), получаем величину расчетной единицы в этом уравнении в абсолютных цифрах равной $0,142 \cdot 10^9$ т (в условных единицах эта величина равна 12 980). По этой схеме можно определить аналогичные значения и для других металлов.

В части четвертого вопроса предварительно необходимо отметить следующее. Как показывает обобщенный опыт опробования, распределение содержаний ценного компонента внутри отдельно взятых рудных тел постмагматического происхождения, как правило, отличается значительной пестротой. Трудно себе представить, что подобной пестротой характеризуется и распределение содержаний внутри заряда постмагматита, проникающего в рудовмещающую полость. Разнообразие в содержаниях возникает вероятнее всего в самом процессе рудоотложения в результате совокупного действия ряда взаимосвязанных причин. Так, при неизбежном охлаждении, которое надо представлять неравномерным и неоднородным, возникновение центров кристаллизации будет также неравномерным и неоднородным; появление в результате кристаллизации беспорядочно разбросанных концентрационных разрежений в еще незатвердевшем растворе постмагматита поведет к беспорядочной по направлениям диффузии компонентов внутри этого раствора, и т. д. В конечном итоге и должно возникнуть неравномерное, пестрое, трудно предугадываемое распределение ценного компонента в затвердевшем рудном материале. Можно высказать следующие предположения по поводу закономерностей распределения содержаний в объеме отдельно взятого рудного тела, в зависимости от среднего содержания ценного компонента в «заряде» родоначального постмагматита.

1. Если среднее содержание было невелико, так что возможностей формирования участков с высокими кларками концентраций было больше, то общий закон распределения содержаний в рудном теле должен быть правоасимметричным, с модой, меньшей начального среднего содержания.

2. Если среднее содержание было высоким, так что было больше возможностей формирования обедненных участков, то закон распределения содержаний в руде должен быть левоасимметричным, с модой, меньшей начального среднего содержания.

3. Если среднее содержание таково, что возможности формирования обогащенных и обедненных участков оказываются равновероятными, то закон распределения должен быть нормальным, с модой, близкой начальному среднему содержанию.

Во всех рассмотренных нами случаях предполагается, что образование рудных тел происходило без участия последующих наложений. Как показывает практика массового опробования рудных месторождений, подобные закономерные распределения содержаний, действительно, имеют место.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Кратко сформулируем выводы, следующие из приведенных материалов.

1. Повсеместное распространение элементов, выражающееся в одновременном присутствии всех их в представительной пробе любого геологического образования, является основным геохимическим законом. Таблицы кларков отображают существующие взаимоотношения содержаний различных элементов во всех четырех верхних геосферах.

2. Разные элементы содержатся в геосферах в самых различных количествах — от десятков весовых процентов до миллиардных и меньших долей процента, причем ведущими являются элементы в ограниченном числе, а подавляющее большинство присутствует в виде незначительных примесей.

В табл. 32 приведены главные и первостепенные элементы различных геосфер и их суммарные кларки.

ТАБЛИЦА 32

Геосферы	Относительные массы	Главные элементы и сумма вес. кларков	Первостепенные элементы и сумма вес. кларков (%)
Литосфера	1 000 000	O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H, C, Mn, P; 99,71	Первые 8 элементов; 98,69
Гидросфера	69 100	O, H, Cl, Na, Mg; 99,78	Первые два элемента; 96,69
Атмосфера	300	N, O, Ar; 99,80	Первые два элемента; 98,52
Биосфера	1	C, O, N, H, Ca, S, P, Na, K, Cl, Mg; 99,96	Первые семь элементов; 98,21

Остальные элементы (79 — в литосфере, 87 — в гидросфере, 89 — в атмосфере и 81 — в биосфере), в том числе большинство промышленно важных металлов, присутствуют только в относительно ничтожных количествах.

3. Важнейшими видами существования элементов в литосфере являются качественно различные (минеральный и безминеральный) и количественно различные (рассеянный и концентрированный) виды.

4. Под минеральным видом понимается существование элемента в виде собственных минералов. Подобное существование в литосфере

как практически исключительное свойственно всего 14 элементам (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, Ti, H, C, P, S, Zr).

В то же время незначительная часть масс перечисленных элементов (порядка 1—10%) присутствует в литосфере и в безминеральном виде.

5. Безминеральным видом существования будем называть такой, когда элементы не создают собственных минералов, а входят в форме тех или иных примесей в минералы чуждого им состава. Подобное существование полностью или в подавляющей части свойственно в литосфере 64 элементам. Короткоживущие радиоактивные элементы, инертные газы, многие редкоземельные, рубидий, гафний, галлий, йод, бром — типичные представители этой группы элементов.

Рудообразующие элементы создают собственные минералы лишь в специфических условиях; 11 элементов (Cr, Y, La, Ce, F, Cl, Cu, Ni, платиноиды) одинаково часто встречаются и в минеральном и безминеральном виде.

6. Рассеянным — безразлично в минеральном или безминеральном состоянии — мы называем вид существования элементов в литосфере (и вообще в любой геосфере), характеризуемый фоновыми содержаниями (кларками) элемента в представительной пробе. В этом случае кларк концентрации равен единице.

7. Концентрированным — также безразлично в минеральном или безминеральном виде — мы называем вид существования элементов в литосфере (и вообще в любой геосфере), характеризуемый содержаниями в представительной пробе, превышающими нормальный фон. Кларки концентраций больше единицы. Типичными примерами концентраций являются месторождения полезных ископаемых.

8. Отношения запасов металлов в их концентрациях к запасам тех же металлов в рассеянном состоянии в литосфере выражаются крайне ничтожными цифрами, определяемыми (по ориентировочным подсчетам) тысячными — сотыми долями весовых процентов.

9. Миграция элементов осуществляется как в глубинных, так и в поверхностных условиях и является существенным фактором общего бытия элементов в природе. Специфические виды миграции элементов приводят к образованию концентрации их в поле всеобщего рассеяния.

10. Рассмотрение образования постмагматических месторождений внутри и за счет всеобщего рассеяния элементов, с термодинамической точки зрения, заставляет ввести понятие об энергии рудообразования. Подобный подход позволяет вывести основные формулы расчета расходов энергии рудообразования, а вслед за этим и условных запасов руд применительно к объектам различных кондиций.

11. Использование особенностей и связей с концентрациями (месторождениями) всеобщего геохимического поля рассеяния рудообразующих элементов в прикладных целях составляет основу геохимических геологоразведочных методов.

12. Внутри всеобщего поля рассеяния можно выделить три обобщенных класса: а) сингенетичное (первично конституциональное) рассеяние, возникает в геологических образованиях всегда одновременно с ними; б) ореолы первичного рассеяния месторождений, могут быть по отношению к несущим их породам как сингенетичными (для эвагматических и осадочных месторождений), так и эпигенетичными (для постагматических месторождений); в) ореолы и потоки вторичного рассеяния месторождений, по отношению к несущим их геологическим образованиям — всегда эпигенетичны.

13. Использование сингенетичного (первично конституционального) рассеяния позволяет: а) устанавливать геохимические (металлогенические и петрографические) провинции; б) идентифицировать разрозненные выходы даже литологически различных пород (особенно в немых толщах) и различать между собой сходные по другим характеристикам образования; в) устанавливать родственность между собой различных пород, будь то изверженных, осадочных или метаморфических, и на этом основании выделять их семейства; г) уточнять физико-химические и геологические условия образования различных пород и минералов; д) предугадывать и оценивать перспективную рудоносность тех или иных интрузий, осадочных толщ (особенно в случаях безминеральных месторождений) и вулканогенно-осадочных линз; е) нацеливать поиски на определенные классы и типы месторождений и предугадывать генезис этих последних, исходя из гаммы рассеянных элементов (или их изотопических особенностей) в исследуемых рудообразующих и жильных минералах.

14. Использование ореолов первичного рассеяния месторождений позволяет: а) обнаруживать рудные месторождения, в том числе слепые, по самому факту существования ореола; б) устанавливать высоту эрозионного среза месторождения по зональному характеру распределения элементов в ореоле; в) устанавливать глубину залегания рудообразующего очага по распределению изотопов и изобаров в ореоле.

15. Использование потоков и ореолов вторичного рассеяния месторождения позволяет: а) устанавливать факты существования месторождения на дальних (по потокам) и на ближних (по ореолам) подступах к нему; б) предугадывать химико-минералогический характер искомого месторождения; в) производить перспективную оценку продуктивности месторождений по продуктивности потоков и ореолов, ими обусловленных.

16. В зависимости от рода исследуемых геологических объектов различают: литогеохимические, гидрогеохимические, биогеохимические и атмогеохимические исследования; области применения отдельных видов определяются родом и условиями решаемых задач. В настоящее время больше всего распространены литогеохимические съемки; в будущем, особенно при наблюдениях с воздуха, следует ожидать распространения атмогеохимических съемок.

17. В основе методики осуществления всякого рода геохимических исследований лежит массовое геохимическое опробование изучаемых образований. В зависимости от степени обнаженности района, глубины залегания искоемых (или исследуемых) объектов, их доступности опробованию и т. п. геохимические пробы берутся либо с поверхности Земли, либо с глубины с помощью буровых скважин и выработок, в ряде случаев специально проходимых для этих целей. Густота опробования определяется в первую очередь детальностью (масштабом) исследования.

18. Основными требованиями к методам анализа состава геохимических проб являются высокая чувствительность, массовость, быстрота и дешевизна. В настоящее время этим требованиям больше всего удовлетворяет полуколичественный спектральный эмиссионный анализ. Однако он обладает тем крупным недостатком, что между взятием пробы и получением результата анализа проходит большой промежуток времени, отрицательно сказывающийся на оперативности в использовании геохимических данных. В этой связи находится задача форсирования разработки и внедрения физико-химических методов анализа проб непосредственно в точке отбора; в этом направлении уже имеются положительные заделы.

19. Наибольшей геологоэкономической отдачей от геохимических методов (как, впрочем, и от любых геологоразведочных методов) надлежит ожидать в случаях совместного их применения с геологическими, геофизическими и техническими геологоразведочными приемами в рамках рационально построенных, применительно к условиям и роду решаемых задач, поисково-разведочных комплексов.

20. Введение понятия об энергии рудообразования (ореолообразования) и использование основных геохимических и термодинамических закономерностей позволяют вывести простые по форме математические взаимоотношения между затратами рудообразующей (ореолообразующей) энергии, кларками концентрации рассматриваемых элементов в исследуемом объекте и вероятными запасами этих элементов в концентрациях в глобальных масштабах. Это, в свою очередь, позволяет: а) отображать в единых энергетических показателях сложные по химизму многокомпонентные геологические образования и на этом основании рисовать графики или делать соответствующие сравнения интенсивностей проявления этих образований; б) производить оценку перспективной рудоносности исследуемых территорий в отношении интересующих руд и металлов.

21. Повышенных по вероятности оценочных данных надлежит ожидать при совместном использовании геохимических и намечающихся в результате работ последнего времени геометрических критериев. Последние вытекают из теории деформации горных пород, в частности из теории гидродинамических разрывов пластов.

22. Вместе с тем необходимо иметь в виду, что целый ряд задач, так или иначе связанных с проблемой прикладной геохимии, ждет своего решения или уточнения имеющихся решений.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Весовые и атомные содержания элементов в литосфере
и главнейших типах изверженных горных пород

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Литосфера					
O	16,00	46,60	1308	81,75	$60,56 \cdot 10^{-2}$
Si	28,09	27,72	776	27,62	$20,46 \cdot 10^{-2}$
Al	26,98	8,13	228	8,46	$6,265 \cdot 10^{-2}$
Fe	55,85	5,00	140	2,51	$1,856 \cdot 10^{-2}$
Ca	40,08	3,63	102	2,55	$1,890 \cdot 10^{-2}$
Na	22,99	2,83	75	3,26	$2,415 \cdot 10^{-2}$
K	39,10	2,59	72,5	1,85	$1,370 \cdot 10^{-2}$
Mg	24,32	2,09	58,5	2,41	$1,785 \cdot 10^{-2}$
	Σ	98,59	2760,0	130,41	$96,601 \cdot 10^{-2}$
Ti	47,90	0,44	12,3	0,2570	$1,904 \cdot 10^{-3}$
H	1,008	0,14	3,9	3,8700	$2,865 \cdot 10^{-2}$
P	30,98	0,12	3,4	0,1097	$8,13 \cdot 10^{-4}$
Mn	54,94	0,10	2,8	0,0519	$3,84 \cdot 10^{-4}$
	Σ	0,80	22,4	4,2886	$3,1751 \cdot 10^{-2}$
S	32,07	$5,2 \cdot 10^{-2}$	1,45	$4,52 \cdot 10^{-2}$	$3,35 \cdot 10^{-4}$
C	12,01	$3,2 \cdot 10^{-2}$	0,90	$7,49 \cdot 10^{-2}$	$5,54 \cdot 10^{-4}$
Cl	35,46	$3,4 \cdot 10^{-2}$	0,88	$2,48 \cdot 10^{-2}$	$1,836 \cdot 10^{-4}$
Rb	85,48	$3,1 \cdot 10^{-2}$	0,87	$1,02 \cdot 10^{-2}$	$7,56 \cdot 10^{-5}$
F	19,00	$3,0 \cdot 10^{-2}$	0,84	$4,42 \cdot 10^{-2}$	$3,27 \cdot 10^{-4}$
Sr	87,63	$3,0 \cdot 10^{-2}$	0,84	$5,58 \cdot 10^{-3}$	$7,10 \cdot 10^{-5}$
Ba	137,36	$2,5 \cdot 10^{-2}$	0,70	$5,09 \cdot 10^{-3}$	$3,77 \cdot 10^{-5}$
Zr	91,22	$2,2 \cdot 10^{-2}$	0,63	$6,80 \cdot 10^{-3}$	$5,04 \cdot 10^{-5}$
Cr	52,01	$2,0 \cdot 10^{-2}$	0,56	$1,075 \cdot 10^{-2}$	$7,97 \cdot 10^{-5}$
V	50,95	$1,5 \cdot 10^{-2}$	0,42	$25 \cdot 10^{-3}$	$6,10 \cdot 10^{-5}$
Zn	65,38	$1,32 \cdot 10^{-2}$	0,37	$63 \cdot 10^{-3}$	$4,20 \cdot 10^{-5}$
	Σ	$30,16 \cdot 10^{-2}$	8,45	0,2454	$0,1817 \cdot 10^{-2}$
Ni	58,69	$8 \cdot 10^{-3}$	0,224	$3,82 \cdot 10^{-3}$	$2,83 \cdot 10^{-5}$
Cu	63,54	$7 \cdot 10^{-3}$	0,196	$3,08 \cdot 10^{-3}$	$2,28 \cdot 10^{-5}$
W	183,92	$6,9 \cdot 10^{-3}$	0,193	$1,05 \cdot 10^{-3}$	$7,78 \cdot 10^{-6}$
Li	6,94	$6,5 \cdot 10^{-3}$	0,182	$26,26 \cdot 10^{-3}$	$1,945 \cdot 10^{-4}$
N	14,01	$4,6 \cdot 10^{-3}$	0,129	$9,21 \cdot 10^{-3}$	$6,82 \cdot 10^{-5}$
Ce	140,13	$4,6 \cdot 10^{-3}$	0,129	$9,21 \cdot 10^{-4}$	$6,82 \cdot 10^{-6}$
Sn	118,70	$4 \cdot 10^{-3}$	0,112	$9,45 \cdot 10^{-4}$	$7,00 \cdot 10^{-6}$
Y	88,92	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,078	$8,83 \cdot 10^{-4}$	$6,54 \cdot 10^{-6}$
Nd	144,27	$2,4 \cdot 10^{-3}$	0,067	$4,64 \cdot 10^{-4}$	$3,43 \cdot 10^{-6}$
Nb	92,91	$2,4 \cdot 10^{-3}$	0,067	$7,22 \cdot 10^{-4}$	$5,35 \cdot 10^{-6}$
Co	58,94	$2,3 \cdot 10^{-3}$	0,064	$10,95 \cdot 10^{-4}$	$8,12 \cdot 10^{-6}$
La	138,92	$1,8 \cdot 10^{-3}$	0,050	$3,60 \cdot 10^{-4}$	$2,67 \cdot 10^{-6}$
Pb	207,21	$1,6 \cdot 10^{-3}$	0,45	$2,17 \cdot 10^{-4}$	$1,606 \cdot 10^{-6}$
Ga	69,72	$1,5 \cdot 10^{-3}$	0,042	$6,03 \cdot 10^{-3}$	$4,46 \cdot 10^{-6}$
Mo	95,95	$1,5 \cdot 10^{-3}$	0,042	$4,375 \cdot 10^{-4}$	$3,24 \cdot 10^{-6}$
Th	232,05	$1,2 \cdot 10^{-3}$	0,034	$1,464 \cdot 10^{-4}$	$1,08 \cdot 10^{-6}$
	Σ	$59,1 \cdot 10^{-3}$	1,655	0,0502	$0,0372 \cdot 10^{-2}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Литосфера					
Cs	132,91	$7 \cdot 10^{-4}$	0,0196	$1,478 \cdot 10^{-4}$	$1,092 \cdot 10^{-6}$
Ge	72,60	$7 \cdot 10^{-4}$	0,0196	$2,700 \cdot 10^{-4}$	$2,000 \cdot 10^{-6}$
Be	9,01	$6 \cdot 10^{-4}$	0,0168	$18,660 \cdot 10^{-4}$	$1,382 \cdot 10^{-5}$
Sm	150,43	$6,5 \cdot 10^{-4}$	0,0182	$1,210 \cdot 10^{-4}$	$8,98 \cdot 10^{-7}$
Gd	156,90	$6,4 \cdot 10^{-4}$	0,0179	$1,142 \cdot 10^{-4}$	$8,47 \cdot 10^{-7}$
Pr	140,92	$5,5 \cdot 10^{-4}$	0,0154	$1,093 \cdot 10^{-4}$	$8,10 \cdot 10^{-7}$
Sc	44,96	$5 \cdot 10^{-4}$	0,0140	$3,121 \cdot 10^{-4}$	$2,31 \cdot 10^{-6}$
As	74,91	$5 \cdot 10^{-4}$	0,0140	$1,871 \cdot 10^{-4}$	$1,385 \cdot 10^{-6}$
Hf	178,60	$4,5 \cdot 10^{-4}$	0,0126	$0,706 \cdot 10^{-4}$	$5,23 \cdot 10^{-7}$
Dy	162,46	$4,5 \cdot 10^{-4}$	0,0126	$0,777 \cdot 10^{-4}$	$5,76 \cdot 10^{-7}$
U	238,07	$4 \cdot 10^{-4}$	0,0112	$0,470 \cdot 10^{-4}$	$3,48 \cdot 10^{-7}$
V	10,82	$3 \cdot 10^{-4}$	0,0084	$7,765 \cdot 10^{-4}$	$5,76 \cdot 10^{-6}$
Yb	173,04	$2,7 \cdot 10^{-4}$	0,0075	$0,438 \cdot 10^{-4}$	$3,25 \cdot 10^{-7}$
Er	167,20	$2,5 \cdot 10^{-4}$	0,0070	$0,418 \cdot 10^{-4}$	$3,10 \cdot 10^{-7}$
Ta	180,95	$2,1 \cdot 10^{-4}$	0,0059	$0,326 \cdot 10^{-4}$	$2,415 \cdot 10^{-7}$
Br	79,92	$1,6 \cdot 10^{-4}$	0,0045	$0,563 \cdot 10^{-4}$	$4,17 \cdot 10^{-7}$
Ho	164,94	$1,2 \cdot 10^{-4}$	0,0034	$0,206 \cdot 10^{-4}$	$1,525 \cdot 10^{-7}$
Eu	152,00	$1,1 \cdot 10^{-4}$	0,0031	$0,204 \cdot 10^{-4}$	$1,511 \cdot 10^{-7}$
Sb	121,76	$1 \cdot 10^{-4}$	0,0028	$0,230 \cdot 10^{-4}$	$1,705 \cdot 10^{-7}$
	Σ	$76,6 \cdot 10^{-4}$	0,2146	$4,34 \cdot 10^{-3}$	$0,00321 \cdot 10^{-2}$
Tb	158,93	$9 \cdot 10^{-5}$	$252 \cdot 10^{-5}$	$1,586 \cdot 10^{-5}$	$1,174 \cdot 10^{-7}$
Lu	174,99	$8 \cdot 10^{-5}$	$224 \cdot 10^{-5}$	$2,280 \cdot 10^{-5}$	$9,48 \cdot 10^{-8}$
Tl	204,39	$6 \cdot 10^{-5}$	$168 \cdot 10^{-5}$	$0,822 \cdot 10^{-5}$	$6,085 \cdot 10^{-8}$
Hg	200,61	$5 \cdot 10^{-5}$	$140 \cdot 10^{-5}$	$0,698 \cdot 10^{-5}$	$5,17 \cdot 10^{-8}$
I	126,91	$3 \cdot 10^{-5}$	$84 \cdot 10^{-5}$	$0,662 \cdot 10^{-5}$	$4,90 \cdot 10^{-8}$
Bi	209,00	$2 \cdot 10^{-5}$	$56 \cdot 10^{-5}$	$0,268 \cdot 10^{-5}$	$1,985 \cdot 10^{-8}$
Tu	168,94	$2 \cdot 10^{-5}$	$56 \cdot 10^{-5}$	$0,332 \cdot 10^{-5}$	$2,46 \cdot 10^{-8}$
Gd	112,41	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$42 \cdot 10^{-5}$	$0,374 \cdot 10^{-5}$	$2,77 \cdot 10^{-8}$
Ag	107,88	$1 \cdot 10^{-5}$	$28 \cdot 10^{-5}$	$0,260 \cdot 10^{-5}$	$1,925 \cdot 10^{-8}$
In	114,76	$1 \cdot 10^{-5}$	$28 \cdot 10^{-5}$	$0,244 \cdot 10^{-5}$	$1,808 \cdot 10^{-8}$
Se	78,96	$0,9 \cdot 10^{-5}$	$25,2 \cdot 10^{-5}$	$0,320 \cdot 10^{-5}$	$2,37 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$39,4 \cdot 10^{-5}$	$11 \cdot 10^{-3}$	$6,846 \cdot 10^{-5}$	—
Pd	106,70	$10 \cdot 10^{-7}$	$280 \cdot 10^{-7}$	$2,625 \cdot 10^{-7}$	$1,944 \cdot 10^{-9}$
Pt	195,23	$5 \cdot 10^{-7}$	$140 \cdot 10^{-7}$	$0,717 \cdot 10^{-7}$	$5,31 \cdot 10^{-10}$
Au	197,00	$5 \cdot 10^{-7}$	$140 \cdot 10^{-7}$	$0,711 \cdot 10^{-7}$	$5,27 \cdot 10^{-10}$
Te	127,61	$2 \cdot 10^{-7}$	$56 \cdot 10^{-7}$	$0,439 \cdot 10^{-7}$	$3,25 \cdot 10^{-10}$
Rh	102,91	$1 \cdot 10^{-7}$	$28 \cdot 10^{-7}$	$0,272 \cdot 10^{-7}$	$2,015 \cdot 10^{-10}$
Re	186,31	$1 \cdot 10^{-7}$	$28 \cdot 10^{-7}$	$0,150 \cdot 10^{-7}$	$1,111 \cdot 10^{-10}$
Ir	192,20	$1 \cdot 10^{-7}$	$28 \cdot 10^{-7}$	$0,146 \cdot 10^{-7}$	$1,08 \cdot 10^{-11}$
Os	190,20	$1 \cdot 10^{-7}$	$28 \cdot 10^{-7}$	$0,147 \cdot 10^{-7}$	$1,086 \cdot 10^{-11}$
Ru	101,10	$1 \cdot 10^{-7}$	$28 \cdot 10^{-7}$	$0,278 \cdot 10^{-7}$	$2,060 \cdot 10^{-11}$
	Σ	$27 \cdot 10^{-7}$	$7,56 \cdot 10^{-5}$	$5,49 \cdot 10^{-7}$	—
	$\Sigma\Sigma$	99,76	2792,7	135,0	$99,998 \cdot 10^{-2}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Граниты					
O	16,00	48,7	1305,2	81,58	62,10 · 10 ⁻²
Si	28,09	32,3	865,5	30,80	23,40 · 10 ⁻²
Al	26,98	7,7	206,4	7,63	5,80 · 10 ⁻²
Fe	55,85	2,7	72,4	1,29	9,86 · 10 ⁻³
Ca	40,08	1,58	42,3	1,05	8,02 · 10 ⁻³
Na	22,99	2,77	74,2	3,23	2,44 · 10 ⁻²
K	39,10	3,34	89,5	2,29	1,73 · 10 ⁻²
Mg	24,32	0,56	15,0	0,617	4,72 · 10 ⁻³
	Σ	99,65	2670,50	128,487	97,73 · 10 ⁻²
Ti	47,90	0,23	6,20	0,1290	9,86 · 10 ⁻⁴
H	1,008	0,09	2,41	2,3910	1,83 · 10 ⁻²
P	30,98	0,07	1,87	0,0605	4,62 · 10 ⁻⁴
Mn	54,94	0,06	1,61	0,0297	2,27 · 10 ⁻⁴
	Σ	0,45	12,09	2,6102	2,10 · 10 ⁻²
S	32,07	4 · 10 ⁻²	1,07	3,33 · 10 ⁻²	2,54 · 10 ⁻⁴
C	12,01	3 · 10 ⁻²	0,80	6,66 · 10 ⁻²	5,09 · 10 ⁻⁴
Cl	35,46	2,4 · 10 ⁻²	0,64	1,80 · 10 ⁻²	1,37 · 10 ⁻⁴
Rb	85,48	2 · 10 ⁻²	0,54	6,32 · 10 ⁻³	4,83 · 10 ⁻⁵
F	19,00	8 · 10 ⁻²	2,14	11,3 · 10 ⁻²	8,64 · 10 ⁻⁴
Sr	87,63	3 · 10 ⁻²	0,80	9,13 · 10 ⁻³	6,98 · 10 ⁻⁵
Ba	137,36	8,3 · 10 ⁻²	2,22	1,62 · 10 ⁻²	1,24 · 10 ⁻⁴
Zr	91,22	2 · 10 ⁻²	0,54	5,92 · 10 ⁻³	4,52 · 10 ⁻⁵
Cr	52,01	2,5 · 10 ⁻³	0,067	1,29 · 10 ⁻³	9,86 · 10 ⁻⁶
V	50,95	1 · 10 ⁻³	0,107	2,10 · 10 ⁻³	1,60 · 10 ⁻⁵
Zn	65,38	6 · 10 ⁻³	0,161	2,47 · 10 ⁻³	1,89 · 10 ⁻⁵
	Σ	0,3457	9,085	0,17263	2,10 · 10 ⁻³
Ni	58,69	8 · 10 ⁻⁴	21,4 · 10 ⁻³	3,65 · 10 ⁻⁴	2,79 · 10 ⁻⁶
Cu	63,54	2 · 10 ⁻³	5,4 · 10 ⁻²	8,50 · 10 ⁻⁴	6,50 · 10 ⁻⁶
W	183,92	1,5 · 10 ⁻⁴	4,2 · 10 ⁻³	2,28 · 10 ⁻⁵	1,74 · 10 ⁻⁴
Li	6,94	4 · 10 ⁻³	10,7 · 10 ⁻²	1,54 · 10 ⁻²	1,18 · 10 ⁻⁴
N	14,01	2 · 10 ⁻³	5,4 · 10 ⁻²	3,85 · 10 ⁻³	2,94 · 10 ⁻⁶
Ce	140,13	1 · 10 ⁻²	2,7 · 10 ⁻¹	1,93 · 10 ⁻³	1,47 · 10 ⁻⁵
Sn	118,70	3 · 10 ⁻⁴	8,04 · 10 ⁻³	6,77 · 10 ⁻⁷	5,17 · 10 ⁻⁷
Y	88,92	3,4 · 10 ⁻³	9,1 · 10 ⁻²	1,02 · 10 ⁻³	7,8 · 10 ⁻⁶
Nd	144,27	4,6 · 10 ⁻³	12,3 · 10 ⁻²	8,53 · 10 ⁻⁴	6,52 · 10 ⁻⁴
Nb	92,91	2 · 10 ⁻⁶	5,4 · 10 ⁻²	5,81 · 10 ⁻⁴	4,44 · 10 ⁻⁶
Co	58,94	5 · 10 ⁻⁴	13,4 · 10 ⁻³	2,27 · 10 ⁻⁴	1,73 · 10 ⁻⁶
La	138,92	6 · 10 ⁻³	16,1 · 10 ⁻²	1,16 · 10 ⁻³	8,87 · 10 ⁻⁶
Pb	207,21	2 · 10 ⁻³	5,4 · 10 ⁻²	2,61 · 10 ⁻⁴	1,99 · 10 ⁻⁶
Ga	69,72	2 · 10 ⁻³	5,4 · 10 ⁻²	7,74 · 10 ⁻⁴	5,92 · 10 ⁻⁶
Mo	95,95	1 · 10 ⁻⁴	2,68 · 10 ⁻³	2,79 · 10 ⁻⁵	2,13 · 10 ⁻⁷
Th	232,05	18 · 10 ⁻³	4,8 · 10 ⁻²	2,07 · 10 ⁻²	1,58 · 10 ⁻⁶
	Σ	4,34 · 10 ⁻²	1,1197	2,413 · 10 ⁻²	1,8 · 10 ⁻⁵

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Граниты					
Cs	132,91	$5 \cdot 10^{-4}$	$13,4 \cdot 10^{-3}$	$1,01 \cdot 10^{-4}$	$7,72 \cdot 10^{-7}$
Ge	72,60	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$3,75 \cdot 10^{-3}$	$5,16 \cdot 10^{-5}$	$3,94 \cdot 10^{-7}$
Be	9,01	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$14,7 \cdot 10^{-3}$	$1,63 \cdot 10^{-3}$	$1,24 \cdot 10^{-5}$
Sm	150,43	$9 \cdot 10^{-4}$	$24,1 \cdot 10^{-3}$	$1,60 \cdot 10^{-4}$	$1,22 \cdot 10^{-6}$
Gd	156,90	$9 \cdot 10^{-4}$	$24,1 \cdot 10^{-3}$	$1,54 \cdot 10^{-4}$	$1,18 \cdot 10^{-6}$
Pr	140,92	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$	$2,27 \cdot 10^{-4}$	$1,73 \cdot 10^{-6}$
Sc	44,96	$3 \cdot 10^{-4}$	$8,04 \cdot 10^{-3}$	$1,79 \cdot 10^{-4}$	$1,37 \cdot 10^{-6}$
As	74,91	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$5,61 \cdot 10^{-5}$	$4,29 \cdot 10^{-7}$
Hf	178,60	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,68 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1,15 \cdot 10^{-7}$
Dy	162,46	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$17,9 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$8,41 \cdot 10^{-7}$
U	238,07	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$9,38 \cdot 10^{-3}$	$3,94 \cdot 10^{-5}$	$3,01 \cdot 10^{-7}$
B	10,82	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$3,70 \cdot 10^{-3}$	$2,83 \cdot 10^{-5}$
Yb	173,04	$4 \cdot 10^{-4}$	$10,7 \cdot 10^{-3}$	$6,18 \cdot 10^{-5}$	$4,72 \cdot 10^{-7}$
Er	167,20	$4 \cdot 10^{-4}$	$10,7 \cdot 10^{-3}$	$6,40 \cdot 10^{-5}$	$4,89 \cdot 10^{-7}$
Ta	180,95	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$9,38 \cdot 10^{-3}$	$5,18 \cdot 10^{-5}$	$3,96 \cdot 10^{-7}$
Br	79,92	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$4,56 \cdot 10^{-3}$	$5,70 \cdot 10^{-5}$	$4,36 \cdot 10^{-7}$
Ho	164,94	$2 \cdot 10^{-4}$	$5,36 \cdot 10^{-3}$	$3,25 \cdot 10^{-5}$	$2,48 \cdot 10^{-7}$
Eu	152,00	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$4,20 \cdot 10^{-3}$	$2,76 \cdot 10^{-5}$	$2,11 \cdot 10^{-7}$
Sb	121,76	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$5,67 \cdot 10^{-6}$	$4,33 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$9,03 \cdot 10^{-8}$	0,2084	$6,72 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Tb	158,93	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$4,21 \cdot 10^{-5}$	$3,22 \cdot 10^{-7}$
Lu	174,99	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,68 \cdot 10^{-3}$	$1,53 \cdot 10^{-5}$	$1,17 \cdot 10^{-7}$
Tl	204,39	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$2,05 \cdot 10^{-5}$	$1,57 \cdot 10^{-7}$
Hg	200,61	$8 \cdot 10^{-6}$	$2,14 \cdot 10^{-4}$	$1,07 \cdot 10^{-6}$	$8,18 \cdot 10^{-9}$
J	126,91	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,07 \cdot 10^{-3}$	$8,43 \cdot 10^{-6}$	$6,44 \cdot 10^{-8}$
Bi	209,00	$1 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$1,29 \cdot 10^{-7}$	$9,86 \cdot 10^{-10}$
Tu	168,94	$3 \cdot 10^{-5}$	$8,04 \cdot 10^{-4}$	$4,76 \cdot 10^{-6}$	$3,64 \cdot 10^{-8}$
Gd	112,41	$1 \cdot 10^{-5}$	$2,68 \cdot 10^{-4}$	$2,38 \cdot 10^{-6}$	$1,82 \cdot 10^{-8}$
Ag	107,88	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,34 \cdot 10^{-3}$	$1,24 \cdot 10^{-6}$	$9,48 \cdot 10^{-9}$
In	114,76	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$6,01 \cdot 10^{-6}$	$4,59 \cdot 10^{-8}$
Se	78,96	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,34 \cdot 10^{-4}$	$1,70 \cdot 10^{-6}$	$1,30 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$1,81 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-7}$
Pd	106,70	$1 \cdot 10^{-6}$	$2,7 \cdot 10^{-5}$	$2,57 \cdot 10^{-7}$	$1,93 \cdot 10^{-9}$
Pt	195,23	$(5 \cdot 10^{-7})$	$(140 \cdot 10^{-7})$	$(7,17 \cdot 10^{-8})$	$(5,31 \cdot 10^{-10})$
Au	197,00	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$6,09 \cdot 10^{-8}$	$4,65 \cdot 10^{-10}$
Te	127,61	$1 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$2,35 \cdot 10^{-8}$	$1,8 \cdot 10^{-10}$
Rh	102,91	$1 \cdot 10^{-7}$	$28 \cdot 10^{-7}$	$2,72 \cdot 10^{-8}$	$2,015 \cdot 10^{-10}$
Re	186,31	$6,7 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,07 \cdot 10^{-8}$	$8,18 \cdot 10^{-11}$
Ir	192,20	$6,3 \cdot 10^{-7}$	$1,68 \cdot 10^{-5}$	$8,7 \cdot 10^{-8}$	$6,68 \cdot 10^{-9}$
Os	190,20	$1 \cdot 10^{-7}$	$2,68 \cdot 10^{-6}$	$1,46 \cdot 10^{-8}$	$1,08 \cdot 10^{-10}$
Ru	101,10	$1 \cdot 10^{-7}$	$2,68 \cdot 10^{-6}$	$2,65 \cdot 10^{-8}$	$2,02 \cdot 10^{-10}$
	Σ	$3 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-9}$
	$\Sigma\Sigma$	100,49	2693,0	131,3	$99,963 \cdot 10^{-2}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Дюриты					
O	16,00	46,00	1334,0	83,40	$60,54 \cdot 10^{-2}$
Si	28,09	26,00	754,0	25,84	$19,48 \cdot 10^{-2}$
Al	26,98	8,65	256,5	9,52	$6,91 \cdot 10^{-2}$
Fe	55,85	5,85	169,5	3,04	$2,21 \cdot 10^{-2}$
Ca	40,08	4,65	135,0	3,36	$2,44 \cdot 10^{-2}$
Na	22,99	3,00	87,0	3,78	$2,74 \cdot 10^{-2}$
K	39,10	2,30	67,0	1,71	$1,24 \cdot 10^{-2}$
Mg	24,32	2,18	63,0	2,59	$1,88 \cdot 10^{-2}$
	Σ	98,83	2866,07	134,24	$97,44 \cdot 10^{-2}$
Ti	47,90	0,80	23,20	0,4850	$3,52 \cdot 10^{-3}$
H	1,008	0,09	2,61	2,5900	$1,88 \cdot 10^{-2}$
P	30,98	0,16	4,64	0,1496	$1,085 \cdot 10^{-3}$
Mn	54,94	0,12	3,48	0,0634	$4,59 \cdot 10^{-4}$
	Σ	1,17	33,93	3,2880	$2,386 \cdot 10^{-2}$
S	32,07	$2 \cdot 10^{-2}$	0,580	$1,81 \cdot 10^{-2}$	$1,31 \cdot 10^{-4}$
C	12,01	$2 \cdot 10^{-2}$	0,580	$4,82 \cdot 10^{-2}$	$3,50 \cdot 10^{-4}$
Cl	35,46	$1 \cdot 10^{-2}$	0,290	$8,18 \cdot 10^{-3}$	$5,94 \cdot 10^{-5}$
Rb	85,48	$1 \cdot 10^{-2}$	0,290	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,47 \cdot 10^{-5}$
F	19,00	$5 \cdot 10^{-2}$	1,450	$7,63 \cdot 10^{-2}$	$5,54 \cdot 10^{-4}$
Sr	87,63	$8 \cdot 10^{-2}$	2,320	$2,65 \cdot 10^{-2}$	$1,924 \cdot 10^{-4}$
Ba	137,36	$6,5 \cdot 10^{-3}$	1,885	$1,37 \cdot 10^{-2}$	$9,96 \cdot 10^{-5}$
Zr	91,22	$2,6 \cdot 10^{-2}$	0,754	$8,26 \cdot 10^{-3}$	$6,00 \cdot 10^{-5}$
Cr	52,01	$5 \cdot 10^{-3}$	0,145	$2,78 \cdot 10^{-3}$	$2,018 \cdot 10^{-5}$
V	50,95	$1 \cdot 10^{-2}$	0,290	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$4,13 \cdot 10^{-5}$
Zn	65,38	$7,2 \cdot 10^{-3}$	0,209	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,32 \cdot 10^{-5}$
	Σ	0,3032	8,793	0,2143	$1,556 \cdot 10^{-3}$
Ni	58,69	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$15,94 \cdot 10^{-2}$	$2,72 \cdot 10^{-3}$	$1,975 \cdot 10^{-5}$
Cu	63,54	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$10,15 \cdot 10^{-2}$	$1,595 \cdot 10^{-3}$	$1,157 \cdot 10^{-5}$
W	183,92	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1,575 \cdot 10^{-5}$	$1,143 \cdot 10^{-7}$
Li	6,94	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,80 \cdot 10^{-2}$	$8,37 \cdot 10^{-3}$	$6,07 \cdot 10^{-5}$
N	14,01	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$6,37 \cdot 10^{-2}$	$4,54 \cdot 10^{-3}$	$3,22 \cdot 10^{-5}$
Ce	140,13	$(7,25 \cdot 10^{-3})$	$(21,01 \cdot 10^{-2})$	$(1,496 \cdot 10^{-3})$	$(1,084 \cdot 10^{-5})$
Sn	118,70	$(2,25 \cdot 10^{-4})$	$(6,5 \cdot 10^{-3})$	$(5,48 \cdot 10^{-5})$	$(3,982 \cdot 10^{-7})$
Y	88,92	$(2,7 \cdot 10^{-3})$	$(7,83 \cdot 10^{-2})$	$(8,82 \cdot 10^{-4})$	$(6,395 \cdot 10^{-6})$
Nd	144,27	$(3,3 \cdot 10^{-3})$	$(9,58 \cdot 10^{-2})$	$(6,63 \cdot 10^{-4})$	$(4,815 \cdot 10^{-6})$
Nb	92,91	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,80 \cdot 10^{-2}$	$6,25 \cdot 10^{-4}$	$4,54 \cdot 10^{-6}$
Co	58,94	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,90 \cdot 10^{-2}$	$4,93 \cdot 10^{-4}$	$3,58 \cdot 10^{-6}$
La	138,92	$(4,35 \cdot 10^{-3})$	$(12,60 \cdot 10^{-2})$	$(9,08 \cdot 10^{-4})$	$(6,58 \cdot 10^{-6})$
Pb	207,21	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4,35 \cdot 10^{-2}$	$2,10 \cdot 10^{-4}$	$1,525 \cdot 10^{-6}$
Ga	69,72	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,80 \cdot 10^{-2}$	$8,32 \cdot 10^{-4}$	$6,04 \cdot 10^{-6}$
Mo	95,95	$9 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,71 \cdot 10^{-5}$	$1,965 \cdot 10^{-7}$
Th	232,05	$7 \cdot 10^{-4}$	$2,03 \cdot 10^{-2}$	$8,74 \cdot 10^{-5}$	$6,55 \cdot 10^{-7}$
	Σ	$3,84 \cdot 10^{-2}$	1,1136	$2,352 \cdot 10^{-2}$	$1,706 \cdot 10^{-4}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Дюриты					
Cs	132,91	$(3 \cdot 10^{-4})$	$8,7 \cdot 10^{-3}$	$6,55 \cdot 10^{-5}$	$4,75 \cdot 10^{-7}$
Ge	72,60	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$4,35 \cdot 10^{-3}$	$5,98 \cdot 10^{-5}$	$4,34 \cdot 10^{-7}$
Be	9,01	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$5,22 \cdot 10^{-3}$	$5,78 \cdot 10^{-4}$	$4,20 \cdot 10^{-6}$
Sm	150,43	$(7 \cdot 10^{-4})$	$2,03 \cdot 10^{-2}$	$1,35 \cdot 10^{-4}$	$9,79 \cdot 10^{-7}$
Gd	156,90	$(7 \cdot 10^{-4})$	$(2,03 \cdot 10^{-2})$	$(1,29 \cdot 10^{-4})$	$(9,37 \cdot 10^{-7})$
Pr	140,92	$(8 \cdot 10^{-4})$	$(2,32 \cdot 10^{-2})$	$(1,65 \cdot 10^{-4})$	$(1,196 \cdot 10^{-6})$
Sc	44,96	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$7,25 \cdot 10^{-3}$	$1,61 \cdot 10^{-4}$	$1,167 \cdot 10^{-6}$
As	74,91	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$6,95 \cdot 10^{-3}$	$9,30 \cdot 10^{-5}$	$6,75 \cdot 10^{-7}$
Hf	178,60	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1,62 \cdot 10^{-5}$	$1,174 \cdot 10^{-7}$
Dy	162,46	$(4,35 \cdot 10^{-4})$	$(1,26 \cdot 10^{-5})$	$(8,77 \cdot 10^{-5})$	$6,36 \cdot 10^{-7}$
U	238,07	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$5,22 \cdot 10^{-3}$	$2,19 \cdot 10^{-5}$	$1,588 \cdot 10^{-7}$
V	10,82	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4,35 \cdot 10^{-2}$	$4,01 \cdot 10^{-3}$	$2,91 \cdot 10^{-5}$
Yb	173,04	$(3 \cdot 10^{-4})$	$(8,7 \cdot 10^{-3})$	$(5,02 \cdot 10^{-5})$	$3,645 \cdot 10^{-7}$
Er	167,20	$(3 \cdot 10^{-4})$	$(8,7 \cdot 10^{-3})$	$(5,20 \cdot 10^{-5})$	$3,77 \cdot 10^{-7}$
Ta	180,95	$(7 \cdot 10^{-5})$	$2,03 \cdot 10^{-3}$	$1,12 \cdot 10^{-5}$	$8,13 \cdot 10^{-8}$
Br	79,92	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,63 \cdot 10^{-4}$	$1,184 \cdot 10^{-6}$
Ho	164,94	$(1,5 \cdot 10^{-4})$	$(4,35 \cdot 10^{-3})$	$2,64 \cdot 10^{-5}$	$1,915 \cdot 10^{-7}$
Eu	152,00	$1,25 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$2,37 \cdot 10^{-5}$	$1,717 \cdot 10^{-7}$
Sb	121,76	$2 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$4,76 \cdot 10^{-6}$	$3,455 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$6,95 \cdot 10^{-3}$	$20,15 \cdot 10^{-2}$	$5,85 \cdot 10^{-3}$	$4,248 \cdot 10^{-5}$
Tb	158,93	$(1,6 \cdot 10^{-4})$	$(4,64 \cdot 10^{-3})$	$(2,92 \cdot 10^{-5})$	$(2,115 \cdot 10^{-7})$
Lu	174,99	$(8 \cdot 10^{-5})$	$(2,32 \cdot 10^{-3})$	$(2,32 \cdot 10^{-5})$	$(9,575 \cdot 10^{-8})$
Tl	204,39	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,45 \cdot 10^{-3}$	$7,10 \cdot 10^{-6}$	$5,155 \cdot 10^{-8}$
Hg	200,61	$8,5 \cdot 10^{-6}$	$(2,47 \cdot 10^{-4})$	$(1,23 \cdot 10^{-6})$	$(8,95 \cdot 10^{-9})$
J	126,91	$3 \cdot 10^{-5}$	$(8,7 \cdot 10^{-4})$	$6,86 \cdot 10^{-6}$	$4,98 \cdot 10^{-8}$
Bi	209,00	$1 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$1,39 \cdot 10^{-7}$	$1,006 \cdot 10^{-9}$
Tu	168,94	$(2,5 \cdot 10^{-5})$	$7,25 \cdot 10^{-4}$	$4,29 \cdot 10^{-6}$	$3,11 \cdot 10^{-8}$
Gd	112,41	$(1,45 \cdot 10^{-5})$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$3,75 \cdot 10^{-6}$	$2,72 \cdot 10^{-8}$
Ag	107,88	$7 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,86 \cdot 10^{-6}$	$1,35 \cdot 10^{-8}$
In	114,76	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$6,10 \cdot 10^{-6}$	$4,42 \cdot 10^{-8}$
Se	74,96	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,45 \cdot 10^{-4}$	$1,84 \cdot 10^{-6}$	$1,335 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$4,05 \cdot 10^{-4}$	$1,145 \cdot 10^{-2}$	$7,56 \cdot 10^{-5}$	$5,480 \cdot 10^{-7}$
Pd	106,70	$1,45 \cdot 10^{-6}$	$(4,21 \cdot 10^{-5})$	$(3,95 \cdot 10^{-7})$	$(2,865 \cdot 10^{-9})$
Pt	195,23	$(5,2 \cdot 10^{-6})$	$(1,51 \cdot 10^{-4})$	$(7,73 \cdot 10^{-7})$	$(5,615 \cdot 10^{-9})$
Au	197,00	$4,25 \cdot 10^{-7}$	$(1,23 \cdot 10^{-5})$	$(6,25 \cdot 10^{-8})$	$(4,54 \cdot 10^{-10})$
Te	127,61	$1 \cdot 10^{-7}$	$(2,9 \cdot 10^{-6})$	$(2,27 \cdot 10^{-8})$	$(1,645 \cdot 10^{-10})$
Rh	102,91	$1,45 \cdot 10^{-7}$	$4,2 \cdot 10^{-6}$	$4,07 \cdot 10^{-8}$	$2,96 \cdot 10^{-10}$
Re	186,31	$6,9 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,07 \cdot 10^{-8}$	$7,77 \cdot 10^{-11}$
Ir	192,20	$6 \cdot 10^{-6}$	$1,74 \cdot 10^{-4}$	$9,05 \cdot 10^{-7}$	$6,56 \cdot 10^{-9}$
Os	190,20	$1 \cdot 10^{-6}$	$2,9 \cdot 10^{-5}$	$1,53 \cdot 10^{-7}$	$1,11 \cdot 10^{-9}$
Ru	101,10	$1,45 \cdot 10^{-6}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,16 \cdot 10^{-7}$	$3,02 \cdot 10^{-9}$
	Σ	$16 \cdot 10^{-6}$	$2,22 \cdot 10^{-4}$	$1,35 \cdot 10^{-6}$	$9,81 \cdot 10^{-9}$
	$\Sigma\Sigma$	100,35	2910,1	137,772	$100 \cdot 10^{-2}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Базальты					
O	16,00	43,5	1332,4	82,7	$57,00 \cdot 10^{-2}$
Si	28,09	24,0	729,6	25,9	$17,80 \cdot 10^{-2}$
Al	26,98	8,76	266,3	9,9	$6,8 \cdot 10^{-2}$
Fe	55,85	8,56	260,2	4,67	$3,21 \cdot 10^{-2}$
Ca	40,08	6,72	214,2	5,35	$3,76 \cdot 10^{-2}$
Na	22,99	1,94	58,97	2,56	$1,79 \cdot 10^{-2}$
K	39,10	$8,3 \cdot 10^{-1}$	25,23	0,647	$4,51 \cdot 10^{-3}$
Mg	24,32	4,5	136,8	5,63	$3,94 \cdot 10^{-2}$
	Σ	98,81	3013,7	137,35	$94,50 \cdot 10^{-2}$
Ti	47,90	0,9	27,36	$5,72 \cdot 10^{-1}$	$4,02 \cdot 10^{-3}$
H	1,008	0,18	5,472	5,44	$3,7 \cdot 10^{-2}$
P	30,98	$1,4 \cdot 10^{-1}$	4,256	$1,38 \cdot 10^{-1}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$
Mn	54,94	0,2	5,08	$1,11 \cdot 10^{-1}$	$6,88 \cdot 10^{-4}$
	Σ	1,33	43,18	6,26	$4,3 \cdot 10^{-2}$
S	32,07	0,03	0,912	$2,844 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
C	12,01	$1 \cdot 10^{-2}$	0,304	$2,53 \cdot 10^{-2}$	$1,77 \cdot 10^{-4}$
Cl	35,46	$5 \cdot 10^{-3}$	0,152	$4,28 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$
Rb	85,48	$4,5 \cdot 10^{-3}$	0,1368	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,12 \cdot 10^{-5}$
F	19,00	$3,7 \cdot 10^{-2}$	1,124	$5,93 \cdot 10^{-2}$	$4,16 \cdot 10^{-4}$
Sr	87,63	$4,4 \cdot 10^{-2}$	1,337	$1,52 \cdot 10^{-2}$	$1,06 \cdot 10^{-4}$
Ba	137,36	$3 \cdot 10^{-2}$	0,912	$6,64 \cdot 10^{-3}$	$4,67 \cdot 10^{-5}$
Zr	91,22	$1 \cdot 10^{-2}$	0,304	$3,34 \cdot 10^{-3}$	$2,34 \cdot 10^{-5}$
Cr	52,01	$2 \cdot 10^{-2}$	0,608	$1,17 \cdot 10^{-2}$	$8,23 \cdot 10^{-5}$
V	50,95	$2 \cdot 10^{-2}$	0,608	$1,194 \cdot 10^{-2}$	$8,38 \cdot 10^{-5}$
Zn	65,38	$1,3 \cdot 10^{-2}$	0,395	$6,05 \cdot 10^{-3}$	$4,25 \cdot 10^{-5}$
	Σ	$2,233 \cdot 10^{-1}$	6,792	$1,7379 \cdot 10^{-1}$	$1,19 \cdot 10^{-3}$
Ni	58,69	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$48,6 \cdot 10^{-2}$	$8,29 \cdot 10^{-3}$	$5,82 \cdot 10^{-5}$
Cu	63,54	$1 \cdot 10^{-2}$	$30,4 \cdot 10^{-2}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$3,56 \cdot 10^{-5}$
W	183,92	$1 \cdot 10^{-4}$	$3,04 \cdot 10^{-3}$	$1,655 \cdot 10^{-5}$	$1,16 \cdot 10^{-7}$
Li	6,94	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$4,56 \cdot 10^{-2}$	$6,57 \cdot 10^{-3}$	$4,61 \cdot 10^{-5}$
N	14,01	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,47 \cdot 10^{-2}$	$3,91 \cdot 10^{-3}$	$2,74 \cdot 10^{-5}$
Cl	140,13	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$13,68 \cdot 10^{-2}$	$9,72 \cdot 10^{-4}$	$6,84 \cdot 10^{-6}$
Sn	118,70	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$4,56 \cdot 10^{-3}$	$2,43 \cdot 10^{-5}$	$1,75 \cdot 10^{-7}$
Y	88,92	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,08 \cdot 10^{-3}$	$6,87 \cdot 10^{-4}$	$4,83 \cdot 10^{-6}$
Nd	144,27	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,08 \cdot 10^{-2}$	$4,22 \cdot 10^{-4}$	$2,96 \cdot 10^{-6}$
Nb	92,91	$2 \cdot 10^{-3}$	$6,08 \cdot 10^{-2}$	$6,56 \cdot 10^{-4}$	$4,61 \cdot 10^{-6}$
Co	58,94	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$13,68 \cdot 10^{-2}$	$2,33 \cdot 10^{-3}$	$1,63 \cdot 10^{-3}$
La	138,92	$9,7 \cdot 10^{-3}$	$8,20 \cdot 10^{-2}$	$5,93 \cdot 10^{-4}$	$4,16 \cdot 10^{-6}$
Pb	207,21	$8 \cdot 10^{-4}$	$2,43 \cdot 10^{-2}$	$1,17 \cdot 10^{-4}$	$8,23 \cdot 10^{-7}$
Ca	69,72	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,47 \cdot 10^{-2}$	$7,85 \cdot 10^{-4}$	$5,52 \cdot 10^{-6}$
Mo	95,95	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$4,25 \cdot 10^{-3}$	$4,44 \cdot 10^{-5}$	$3,12 \cdot 10^{-7}$
Th	232,05	$3 \cdot 10^{-4}$	$9,12 \cdot 10^{-3}$	$3,93 \cdot 10^{-5}$	$2,74 \cdot 10^{-7}$
	Σ	$5,029 \cdot 10^{-2}$	1,528	$3,02 \cdot 10^{-2}$	$2,08 \cdot 10^{-4}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Базальты					
Cs	132,91	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,29 \cdot 10^{-5}$	$1,61 \cdot 10^{-7}$
Ge	72,60	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-5}$	$4,35 \cdot 10^{-7}$
Be	9,01	$4 \cdot 10^{-5}$	$1,26 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$9,85 \cdot 10^{-7}$
Sm	150,43	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,52 \cdot 10^{-2}$	$1,01 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-7}$
Gd	156,90	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,52 \cdot 10^{-2}$	$9,7 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-7}$
Pr	140,92	$4 \cdot 10^{-4}$	$1,22 \cdot 10^{-2}$	$8,59 \cdot 10^{-5}$	$6,03 \cdot 10^{-7}$
Sc	44,96	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$7,29 \cdot 10^{-2}$	$1,63 \cdot 10^{-3}$	$1,14 \cdot 10^{-5}$
As	74,91	$2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$8,14 \cdot 10^{-5}$	$5,72 \cdot 10^{-7}$
Hf	178,60	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$1,19 \cdot 10^{-7}$
Dy	162,46	$2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$3,74 \cdot 10^{-5}$	$2,63 \cdot 10^{-7}$
U	238,07	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,52 \cdot 10^{-3}$	$6,39 \cdot 10^{-6}$	$4,48 \cdot 10^{-8}$
B	10,82	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,52 \cdot 10^{-2}$	$1,41 \cdot 10^{-3}$	$9,97 \cdot 10^{-6}$
Yb	173,04	$2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$3,51 \cdot 10^{-5}$	$2,46 \cdot 10^{-7}$
Er	167,20	$2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$3,63 \cdot 10^{-5}$	$2,55 \cdot 10^{-7}$
Ta	180,95	$4,8 \cdot 10^{-5}$	$1,04 \cdot 10^{-6}$	$8,04 \cdot 10^{-6}$	$5,64 \cdot 10^{-8}$
Br	79,92	$3 \cdot 10^{-4}$	$9,12 \cdot 10^{-3}$	$1,14 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-7}$
Ho	164,94	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,84 \cdot 10^{-5}$	$1,29 \cdot 10^{-7}$
Eu	152,00	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$
Sb	121,76	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$1,75 \cdot 10^{-7}$
	Σ	$6 \cdot 18^{-3}$	$18,8 \cdot 10^{-2}$	0,00394	$2,74 \cdot 10^{-5}$
Tb	158,93	$8 \cdot 10^{-5}$	$2,43 \cdot 10^{-3}$	$1,53 \cdot 10^{-5}$	$1,17 \cdot 10^{-7}$
Lu	174,99	$6 \cdot 10^{-5}$	$1,82 \cdot 10^{-3}$	$1,04 \cdot 10^{-5}$	$7,3 \cdot 10^{-8}$
Tl	204,39	$2 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$2,97 \cdot 10^{-6}$	$2,09 \cdot 10^{-8}$
Hg	200,61	$9 \cdot 10^{-6}$	$2,73 \cdot 10^{-4}$	$1,362 \cdot 10^{-6}$	$9,56 \cdot 10^{-9}$
J	126,91	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,52 \cdot 10^{-3}$	$1,21 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-8}$
Bi	209,00	$7 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$7,04 \cdot 10^{-10}$
Tu	168,94	$2 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$3,62 \cdot 10^{-6}$	$2,45 \cdot 10^{-8}$
Cd	112,41	$1,9 \cdot 10^{-5}$	$5,77 \cdot 10^{-4}$	$5,15 \cdot 10^{-6}$	$3,6 \cdot 10^{-8}$
Ag	107,88	$1 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$2,86 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-8}$
In	114,76	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$4,47 \cdot 10^{-6}$	$3,14 \cdot 10^{-8}$
Se	78,96	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$1,36 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$2,95 \cdot 10^{-4}$	$8,9 \cdot 10^{-3}$	$6,01 \cdot 10^{-5}$	$4,12 \cdot 10^{-6}$
Pb	106,70	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$5,35 \cdot 10^{-7}$	$3,76 \cdot 10^{-9}$
Pt	195,23	$1 \cdot 10^{-5}$	$3,04 \cdot 10^{-4}$	$1,55 \cdot 10^{-6}$	$1,09 \cdot 10^{-8}$
Au	197,00	$4 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-8}$	$4,28 \cdot 10^{-10}$
Te	127,01	$1 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$2,39 \cdot 10^{-8}$	$1,68 \cdot 10^{-10}$
Rh	102,91	$(1,9 \cdot 10^{-7})$	$5,77 \cdot 10^{-6}$	$1,85 \cdot 10^{-9}$	$1,27 \cdot 10^{-11}$
Re	186,31	$7,1 \cdot 10^{-8}$	$2,1 \cdot 10^{-6}$	$1,125 \cdot 10^{-9}$	$7,85 \cdot 10^{-11}$
Ir	192,20	$(1,2 \cdot 10^{-5})$	$3,64 \cdot 10^{-4}$	$1,84 \cdot 10^{-6}$	$1,27 \cdot 10^{-8}$
Os	190,20	$(2 \cdot 10^{-6})$	$6,08 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-7}$	$2,2 \cdot 10^{-9}$
Ru	101,10	$(1,9 \cdot 10^{-7})$	$5,77 \cdot 10^{-6}$	$5,72 \cdot 10^{-8}$	$3,94 \cdot 10^{-11}$
	Σ	2,68	$8,08 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-6}$	$3,04 \cdot 10^{-8}$
	$\Sigma\Sigma$	100,43	3053,2	145,4	$99,01 \cdot 10^{-2}$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	г/дм ³	г-атом/дм ³	Атомные доли
Перидотиты					
O	16,00	42,5	1508,75	94,2	54,40 · 10 ⁻²
Si	28,09	19,0	674,5	24,1	13,90 · 10 ⁻²
Al	26,98	0,45	15,975	0,59	3,36 · 10 ⁻³
Fe	55,85	9,85	349,675	6,28	3,64 · 10 ⁻²
Ca	40,08	0,7	24,85	0,622	3,6 · 10 ⁻³
Na	22,99	5,7 · 10 ⁻¹	20,235	0,878	5,08 · 10 ⁻³
K	39,10	3 · 10 ⁻²	1,065	2,73 · 10 ⁻²	1,57 · 10 ⁻⁴
Mg	24,32	25,9	919,45	37,4	21,60 · 10 ⁻²
	∑	99,0	3514,5	164,097	95,10 · 10 ⁻²
Ti	47,90	3 · 10 ⁻²	1,065	2,23 · 10 ⁻²	1,29 · 10 ⁻⁴
H	1,008	0,2	7,1	7,04	4,06 · 10 ⁻²
P	30,98	1,7 · 10 ⁻²	0,603	1,95 · 10 ⁻²	1,13 · 10 ⁻⁴
Mn	54,94	0,15	5,325	9,7 · 10 ⁻²	5,62 · 10 ⁻⁴
	∑	3,97 · 10 ⁻¹	14,093	7,1795	4,15 · 10 ⁻²
S	32,07	0,01	3,55 · 10 ⁻¹	1,11 · 10 ⁻²	6,43 · 10 ⁻⁵
C	12,01	1 · 10 ⁻²	3,55 · 10 ⁻¹	2,96 · 10 ⁻²	1,71 · 10 ⁻⁴
Cl	36,45	5 · 10 ⁻³	1,77 · 10 ⁻¹	5,0 · 10 ⁻³	2,8 · 10 ⁻⁵
Rb	85,48	2 · 10 ⁻⁴	7,1 · 10 ⁻³	8,3 · 10 ⁻⁵	4,8 · 10 ⁻⁷
F	19,00	1 · 10 ⁻²	3,55 · 10 ⁻¹	1,87 · 10 ⁻²	1,08 · 10 ⁻⁴
Sr	87,63	1 · 10 ⁻³	3,55 · 10 ⁻²	4,06 · 10 ⁻³	2,35 · 10 ⁻⁵
Ba	137,36	1 · 10 ⁻⁴	3,55 · 10 ⁻³	2,59 · 10 ⁻⁵	1,73 · 10 ⁻⁷
Zr	91,22	3 · 10 ⁻³	1,065 · 10 ⁻¹	1,17 · 10 ⁻³	6,82 · 10 ⁻⁶
Cr	52,01	2 · 10 ⁻¹	7,1	1,365 · 10 ⁻¹	7,88 · 10 ⁻⁴
V	50,95	4 · 10 ⁻³	1,42 · 10 ⁻¹	2,78 · 10 ⁻³	1,61 · 10 ⁻⁵
Zn	65,38	3 · 10 ⁻³	1,065 · 10 ⁻¹	1,635 · 10 ⁻³	9,5 · 10 ⁻⁶
	∑	0,2463	8,743	0,21065	1,24 · 10 ⁻³
Ni	58,69	2 · 10 ⁻¹	7,1	1,21 · 10 ⁻¹	7,0 · 10 ⁻⁴
Cu	63,54	2 · 10 ⁻³	7,1 · 10 ⁻²	1,12 · 10 ⁻²	6,48 · 10 ⁻⁵
W	183,92	1 · 10 ⁻⁵	3,55 · 10 ⁻⁴	1,93 · 10 ⁻⁶	1,15 · 10 ⁻⁸
Li	6,94	5 · 10 ⁻⁵	1,775 · 10 ⁻³	2,56 · 10 ⁻⁴	1,48 · 10 ⁻⁶
N	14,01	6 · 10 ⁻⁴	2,13 · 10 ⁻²	1,52 · 10 ⁻³	8,8 · 10 ⁻⁶
Ce	140,13	(3,3 · 10 ⁻⁴)	1,17 · 10 ⁻²	8,28 · 10 ⁻⁵	4,78 · 10 ⁻⁷
Sn	118,70	5 · 10 ⁻⁵	1,77 · 10 ⁻³	1,49 · 10 ⁻⁵	8,75 · 10 ⁻⁸
Y	88,92	(4,5 · 10 ⁻⁴)	1,59 · 10 ⁻²	1,79 · 10 ⁻⁴	1,03 · 10 ⁻⁶
Nd	144,27	(5 · 10 ⁻⁴)	1,77 · 10 ⁻²	1,2 · 10 ⁻⁴	6,95 · 10 ⁻⁷
Nb	92,91	1 · 10 ⁻⁴	3,55 · 10 ⁻³	3,83 · 10 ⁻⁵	2,22 · 10 ⁻⁷
Co	58,94	2 · 10 ⁻²	7,1 · 10 ⁻¹	1,206 · 10 ⁻²	6,98 · 10 ⁻⁵
La	138,92	(1,8 · 10 ⁻³)	6,39 · 10 ⁻²	4,6 · 10 ⁻⁴	2,66 · 10 ⁻⁶
Pb	207,21	1 · 10 ⁻⁵	3,55 · 10 ⁻⁴	1,715 · 10 ⁻⁶	9,93 · 10 ⁻⁹
Ca	69,72	2 · 10 ⁻⁴	7,1 · 10 ⁻³	1,02 · 10 ⁻⁴	5,9 · 10 ⁻⁷
Mo	95,95	2 · 10 ⁻⁵	7,1 · 10 ⁻⁴	7,41 · 10 ⁻⁶	4,28 · 10 ⁻⁸
Th	232,05	5 · 10 ⁻⁵	1,77 · 10 ⁻³	7,64 · 10 ⁻⁶	4,42 · 10 ⁻⁹
	∑	2,262 · 10 ⁻³	8,023	1,459	8,44 · 10 ⁻³

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 1

Элемент	Атомный вес	Вес. %	g/dm^3	$g-атом/dm^3$	Атомные доли
Перидотиты					
Cs	132,91	0,00001	$3,55 \cdot 10^{-4}$	$2,68 \cdot 10^{-6}$	$1,55 \cdot 10^{-8}$
Ge	72,60	0,0001	$3,55 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$2,83 \cdot 10^{-7}$
Be	9,01	0,00002	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$7,9 \cdot 10^{-5}$	$4,57 \cdot 10^{-7}$
Sm	150,43	$(1 \cdot 10^{-4})$	$3,55 \cdot 10^{-3}$	$2,46 \cdot 10^{-5}$	$1,41 \cdot 10^{-7}$
Gd	156,90	$(1 \cdot 10^{-4})$	$3,55 \cdot 10^{-3}$	$2,26 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-7}$
Pr	140,92	$(4 \cdot 10^{-5})$	$1,42 \cdot 10^{-3}$	$1,01 \cdot 10^{-5}$	$5,86 \cdot 10^{-8}$
Sc	44,95	0,00005	$1,77 \cdot 10^{-2}$	$3,94 \cdot 10^{-4}$	$2,28 \cdot 10^{-6}$
As	74,91	0,00005	$1,77 \cdot 10^{-3}$	$2,362 \cdot 10^{-5}$	$1,36 \cdot 10^{-7}$
Hf	178,60	0,00001	$3,55 \cdot 10^{-4}$	$1,99 \cdot 10^{-6}$	$1,15 \cdot 10^{-8}$
Dy	162,46	0,000005	$1,77 \cdot 10^{-4}$	$1,09 \cdot 10^{-6}$	$6,3 \cdot 10^{-9}$
U	238,07	$7 \cdot 10^{-6}$	$1,07 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-7}$	$2,43 \cdot 10^{-9}$
V	10,82	$1 \cdot 10^{-4}$	$3,55 \cdot 10^{-3}$	$3,28 \cdot 10^{-4}$	$1,89 \cdot 10^{-6}$
Yb	173,04	$(7 \cdot 10^{-5})$	$2,48 \cdot 10^{-3}$	$1,43 \cdot 10^{-5}$	$8,3 \cdot 10^{-8}$
Er	167,20	$(7 \cdot 10^{-5})$	$2,48 \cdot 10^{-3}$	$1,48 \cdot 10^{-5}$	$8,54 \cdot 10^{-8}$
Ta	180,95	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$6,3 \cdot 10^{-5}$	$3,47 \cdot 10^{-7}$	$2,01 \cdot 10^{-9}$
Br	79,92	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,77 \cdot 10^{-3}$	$2,23 \cdot 10^{-5}$	$1,29 \cdot 10^{-7}$
Ho	164,94	$(7 \cdot 10^{-5})$	$2,48 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$8,7 \cdot 10^{-8}$
Eu	152,00	$1 \cdot 10^{-6}$	$3,55 \cdot 10^{-5}$	$2,33 \cdot 10^{-7}$	$1,35 \cdot 10^{-9}$
Sb	121,76	$1 \cdot 10^{-5}$	$3,55 \cdot 10^{-4}$	$2,92 \cdot 10^{-6}$	$1,69 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,61 \cdot 10^{-2}$	$3,244 \cdot 10^{-3}$	$1,87 \cdot 10^{-5}$
Tb	158,93	$(4 \cdot 10^{-5})$	$1,42 \cdot 10^{-3}$	$8,94 \cdot 10^{-6}$	$5,16 \cdot 10^{-8}$
Lu	174,99	$(4,5 \cdot 10^{-5})$	$1,59 \cdot 10^{-3}$	$9,1 \cdot 10^{-6}$	$5,27 \cdot 10^{-8}$
Tl	204,39	$1 \cdot 10^{-6}$	$3,55 \cdot 10^{-5}$	$1,73 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-9}$
Hg	200,61	$1 \cdot 10^{-6}$	$3,55 \cdot 10^{-5}$	$1,77 \cdot 10^{-7}$	$1,02 \cdot 10^{-9}$
T	126,91	$1 \cdot 10^{-6}$	$3,55 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-7}$	$1,62 \cdot 10^{-9}$
Bi	209,00	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,55 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-8}$	$9,83 \cdot 10^{-11}$
Tu	168,94	$(1,8 \cdot 10^{-5})$	$9,94 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-6}$	$3,23 \cdot 10^{-8}$
Cd	112,41	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,77 \cdot 10^{-4}$	$1,57 \cdot 10^{-6}$	$9,1 \cdot 10^{-9}$
Ag	107,88	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,77 \cdot 10^{-4}$	$1,645 \cdot 10^{-6}$	$9,5 \cdot 10^{-9}$
In	114,76	$1,3 \cdot 10^{-6}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	$1,87 \cdot 10^{-7}$	$7,4 \cdot 10^{-10}$
Se	78,96	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,77 \cdot 10^{-4}$	$2,242 \cdot 10^{-6}$	$1,29 \cdot 10^{-8}$
	Σ	$1,24 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$3,042 \cdot 10^{-5}$	$1,76 \cdot 10^{-7}$
Pb	106,70	$1,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$3,94 \cdot 10^{-6}$	$2,28 \cdot 10^{-8}$
Pt	195,23	$2 \cdot 10^{-5}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$3,64 \cdot 10^{-6}$	$2,1 \cdot 10^{-8}$
Au	197,00	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,77 \cdot 10^{-5}$	$8,97 \cdot 10^{-8}$	$5,17 \cdot 10^{-10}$
Te	127,01	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,55 \cdot 10^{-6}$	$2,79 \cdot 10^{-8}$	$1,61 \cdot 10^{-10}$
Rh	102,91	$(1,2 \cdot 10^{-6})$	$4,26 \cdot 10^{-5}$	$4,12 \cdot 10^{-7}$	$2,38 \cdot 10^{-9}$
Re	186,31	$7,3 \cdot 10^{-8}$	$1,39 \cdot 10^{-8}$	$8,05 \cdot 10^{-8}$	$8,05 \cdot 10^{-11}$
Ir	192,20	$(2,4 \cdot 10^{-5})$	$8,52 \cdot 10^{-4}$	$4,44 \cdot 10^{-6}$	$2,57 \cdot 10^{-8}$
Os	190,20	$(4 \cdot 10^{-6})$	$1,42 \cdot 10^{-4}$	$7,46 \cdot 10^{-7}$	$4,32 \cdot 10^{-9}$
Ru	101,10	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$4,26 \cdot 10^{-5}$	$4,22 \cdot 10^{-7}$	$2,44 \cdot 10^{-9}$
	Σ	$6,3 \cdot 10^{-5}$	$2,23 \cdot 10^{-3}$	$1,37 \cdot 10^{-5}$	$7,94 \cdot 10^{-8}$
	$\Sigma\Sigma$	99,87	3345,4	172,9	$100,2 \cdot 10^{-2}$

Примечания. 1. Таблица составлена по данным Б. Мэсона [1956] — для литосферы, А. П. Виноградова [1962] — для отдельных изверженных пород. 2. Плотности пород приняты, согласно различным авторам, следующими: для литосферы в целом — 2800, для базальтов — 3040, для перидотитов — 3550 g/cm^3 .

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Стабильные и долгоживущие радиоактивные природные изотопы, по А. И. Бродскому [1957]

Порядковый номер по табл. Менделеева	Символ	Элемент	Массовое число А	Число изотопов	Массовые числа изотопов (числитель) и процент содержания в смеси (знаменатель)									
1	H	Водород	1,008	2	$\frac{1}{99,989}$	$\frac{2}{0,015}$								
2	He	Гелий	4,003	2	$\frac{3}{\infty 10^{-4}}$	$\frac{4}{\infty 100}$								
3	Li	Литий	6,940	2	$\frac{6}{7,52}$	$\frac{7}{92,47}$								
4	Be	Бериллий	9,013	1	$\frac{9}{100,0}$									
5	B	Бор	10,82	2	$\frac{10}{19,0}$	$\frac{11}{81,0}$								
6	C	Углерод	12,010	2	$\frac{12}{98,89}$	$\frac{13}{1,11}$								
7	N	Азот	14,008	2	$\frac{14}{99,64}$	$\frac{15}{0,36}$								
8	O	Кислород	16,000	3	$\frac{16}{99,765}$	$\frac{17}{0,036}$	$\frac{18}{0,199}$							
9	F	Фтор	19,000	1	$\frac{19}{100,0}$									
10	Ne	Неон	20,183	3	$\frac{20}{90,92}$	$\frac{21}{0,26}$	$\frac{22}{8,82}$							

11	Na	Натрий	22,997	1	$\frac{23}{100,0}$						
12	Mg	Магний	24,32	3	$\frac{24}{78,60}$	$\frac{25}{10,11}$	$\frac{26}{11,29}$				
13	Al	Алюминий	26,97	1	$\frac{27}{100,0}$						
14	Si	Кремний	28,06	3	$\frac{28}{92,27}$	$\frac{29}{4,68}$	$\frac{30}{3,05}$				
15	P	Фосфор	30,98	1	$\frac{31}{100}$						
16	S	Сера	32,066	4	$\frac{32}{95,05}$	$\frac{33}{0,74}$	$\frac{34}{4,2}$	$\frac{36}{0,016}$			
17	Cl	Хлор	35,457	2	$\frac{35}{75,4}$	$\frac{37}{24,6}$					
18	Ar	Аргон	39,944	3	$\frac{36}{0,337}$	$\frac{38}{0,063}$	$\frac{40}{99,6}$				
19	K	Калий	39,096	3	$\frac{39}{93,08}$	$\frac{40}{0,012}$	$\frac{41}{6,91}$				
20	Ca	Кальций	40,08	6	$\frac{40}{96,97}$	$\frac{42}{0,64}$	$\frac{43}{0,145}$	$\frac{44}{2,06}$	$\frac{46}{0,003}$	$\frac{48}{0,185}$	
21	Sc	Скандий	45,10	1	$\frac{45}{100,0}$						
22	Ti	Титан	47,90	5	$\frac{46}{7,99}$	$\frac{47}{7,32}$	$\frac{48}{73,99}$	$\frac{49}{5,46}$	$\frac{50}{5,25}$		
23	V	Ванадий	50,95	2	$\frac{50}{0,24}$	$\frac{51}{99,76}$					
24	Cr	Хром	52,01	4	$\frac{50}{4,31}$	$\frac{52}{83,76}$	$\frac{53}{9,55}$	$\frac{54}{2,38}$			
25	Mn	Марганец	54,93	1	$\frac{55}{100,0}$						
26	Fe	Железо	55,85	4	$\frac{54}{5,84}$	$\frac{56}{91,68}$	$\frac{57}{2,17}$	$\frac{58}{0,31}$			

Поряд- ковый номер по табл. Менделеева	Символ	Элемент	Массовое число А	Число изо- топов	Массовые числа изотопов (числитель) и процент содержания в смеси (знаменатель)						
27	Co	Кобальт	58,94	1	$\frac{59}{100,0}$						
28	Ni	Никель	58,69	5	$\frac{58}{67,77}$	$\frac{60}{26,16}$	$\frac{61}{1,25}$	$\frac{62}{3,66}$	$\frac{64}{1,16}$		
29	Cu	Медь	63,57	2	$\frac{63}{69,1}$	$\frac{65}{30,9}$					
30	Zn	Цинк	65,38	5	$\frac{64}{48,90}$	$\frac{66}{27,81}$	$\frac{67}{4,11}$	$\frac{68}{18,56}$	$\frac{70}{0,62}$		
31	Ga	Галлий	69,72	2	$\frac{69}{60,2}$	$\frac{71}{32,8}$					
32	Ge	Германий	72,60	5	$\frac{70}{20,56}$	$\frac{72}{27,39}$	$\frac{73}{7,61}$	$\frac{74}{36,77}$	$\frac{76}{7,67}$		
33	As	Мышьяк	74,91	1	$\frac{75}{100,0}$						
34	Se	Селен	78,96	6	$\frac{74}{0,87}$	$\frac{76}{9,02}$	$\frac{77}{7,58}$	$\frac{78}{23,52}$	$\frac{80}{49,82}$	$\frac{82}{9,19}$	
35	Br	Бром	79,916	2	$\frac{79}{50,52}$	$\frac{81}{49,48}$					
36	Kr	Криптон	83,7	6	$\frac{78}{0,35}$	$\frac{80}{2,27}$	$\frac{82}{11,56}$	$\frac{83}{11,55}$	$\frac{84}{56,90}$	$\frac{86}{17,37}$	
37	Rb	Рубидий	85,48	2	$\frac{85}{72,15}$	$\frac{87^*}{27,85}$					
38	Sr	Стронций	87,63	4	$\frac{84}{0,56}$	$\frac{86}{9,86}$	$\frac{87}{7,02}$	$\frac{88}{82,56}$			

39	Y	Иттрий	88,92	1	$\frac{89}{100}$												
40	Zr	Цирконий	91,22	5	$\frac{90}{51,46}$	$\frac{91}{11,23}$	$\frac{92}{17,11}$	$\frac{94}{17,40}$	$\frac{96}{2,80}$								
41	Nb	Ниобий	92,91	1	$\frac{93}{100,0}$												
42	Mo	Молибден	95,95	7	$\frac{92}{15,86}$	$\frac{94}{9,12}$	$\frac{95}{15,70}$	$\frac{96}{16,50}$	$\frac{97}{9,45}$	$\frac{98}{23,75}$	$\frac{100}{9,62}$						
43	Tc	Технеций	99	—													
44	Ru	Рутений	101,1	7	$\frac{96}{5,68}$	$\frac{98}{2,22}$	$\frac{99}{12,81}$	$\frac{100}{12,70}$	$\frac{101}{16,98}$	$\frac{102}{31,34}$	$\frac{104}{18,27}$						
45	Rh	Родий	102,91	1	$\frac{103}{100,0}$												
46	Pd	Палладий	106,7	6	$\frac{102}{0,8}$	$\frac{104}{9,3}$	$\frac{105}{22,6}$	$\frac{106}{27,1}$	$\frac{108}{26,7}$	$\frac{110}{13,5}$							
47	Ag	Серебро	107,880	2	$\frac{107}{51,35}$	$\frac{109}{48,65}$											
48	Cd	Кадмий	112,41	8	$\frac{106}{4,22}$	$\frac{108}{0,87}$	$\frac{110}{12,39}$	$\frac{111}{12,75}$	$\frac{112}{24,07}$	$\frac{113}{12,26}$	$\frac{114}{28,86}$	$\frac{116}{7,58}$					
49	In	Индий	114,76	2	$\frac{113}{4,23}$	$\frac{115}{95,77}$											
50	Sn	Олово	118,70	10	$\frac{112}{0,95}$	$\frac{114}{0,65}$	$\frac{115}{0,34}$	$\frac{116}{14,24}$	$\frac{117}{7,57}$	$\frac{118}{24,01}$	$\frac{119}{8,58}$	$\frac{120}{32,97}$	$\frac{122}{4,71}$	$\frac{124}{5,98}$			
51	Sb	Сурьма	121,76	2	$\frac{121}{57,25}$	$\frac{123}{42,75}$											
52	Te	Теллур	127,61	8	$\frac{120}{0,09}$	$\frac{122}{2,46}$	$\frac{123}{0,87}$	$\frac{124}{4,61}$	$\frac{125}{6,99}$	$\frac{126}{18,71}$	$\frac{128}{31,78}$	$\frac{130}{34,49}$					
53	J	Йод	126,92	1	$\frac{127}{100,0}$												

Порядковый номер по табл. Менделеева	Символ	Элемент	Массовое число А	Число изотопов	Массовые числа изотопов (числитель) и процент содержания в смеси (знаменатель)								
54	Xe	Ксенон	131,3	9	$\frac{124}{0,10}$	$\frac{126}{0,09}$	$\frac{128}{1,92}$	$\frac{129}{26,44}$	$\frac{130}{4,08}$	$\frac{131}{21,18}$	$\frac{132}{26,89}$	$\frac{134}{10,44}$	$\frac{136}{8,87}$
55	Cs	Цезий	132,91	1	$\frac{133}{100,0}$								
56	Ba	Барий	137,36	7	$\frac{130}{0,10}$	$\frac{132}{0,10}$	$\frac{134}{2,42}$	$\frac{135}{6,59}$	$\frac{136}{7,81}$	$\frac{137}{11,32}$	$\frac{138}{71,66}$		
57	La	Лантан	138,92	2	$\frac{133}{0,09}$	$\frac{139}{99,91}$							
58	Ce	Церий	140,13	4	$\frac{136}{0,19}$	$\frac{138}{0,25}$	$\frac{140}{88,48}$	$\frac{142}{11,07}$					
59	Pr	Празеодим	140,92	1	$\frac{141}{100,0}$								
60	Nd	Неодим	144,27	7	$\frac{142}{27,13}$	$\frac{143}{12,20}$	$\frac{144}{23,87}$	$\frac{145}{8,30}$	$\frac{146}{17,18}$	$\frac{148}{5,72}$	$\frac{150}{5,60}$		
61	Pm	Прометий	147,0	—									
62	Sm	Самарий	150,1	7	$\frac{144}{3,16}$	$\frac{147^*}{15,07}$	$\frac{148}{11,27}$	$\frac{149}{13,84}$	$\frac{150}{7,47}$	$\frac{152}{26,65}$	$\frac{154}{22,54}$		
63	Eu	Европий	152,0	2	$\frac{151}{47,77}$	$\frac{153}{52,23}$							
64	Gd	Гадолиний	156,9	7	$\frac{152}{0,20}$	$\frac{154}{2,15}$	$\frac{155}{14,73}$	$\frac{156}{20,47}$	$\frac{157}{15,68}$	$\frac{158}{24,87}$	$\frac{160}{21,90}$		
65	Tb	Тербий	158,9	1	$\frac{159}{100,0}$								
66	Dy	Диспрозий	162,46	7	$\frac{156}{0,05}$	$\frac{158}{0,09}$	$\frac{160}{2,29}$	$\frac{161}{18,88}$	$\frac{162}{25,53}$	$\frac{163}{24,97}$	$\frac{164}{28,18}$		

67	Po	Гольмий	164,94	1	$\frac{165}{100,0}$						
68	Er	Эрбий	167,2	6	$\frac{162}{0,14}$	$\frac{164}{1,56}$	$\frac{166}{33,41}$	$\frac{167}{22,94}$	$\frac{168}{27,07}$	$\frac{170}{14,88}$	
69	Tu	Тулий	168,9	1	$\frac{169}{100,0}$						
70	Yb	Иттербий	173,04	7	$\frac{168}{0,14}$	$\frac{170}{3,03}$	$\frac{171}{14,31}$	$\frac{172}{21,82}$	$\frac{173}{16,13}$	$\frac{174}{31,84}$	$\frac{176}{12,73}$
71	Lu	Лютеций	174,99	2	$\frac{175}{97,4}$	$\frac{176^*}{2,6}$					
72	Hf	Гафний	178,6	6	$\frac{174}{0,18}$	$\frac{176}{5,15}$	$\frac{177}{18,39}$	$\frac{178}{27,06}$	$\frac{179}{13,78}$	$\frac{180}{35,44}$	
73	Ta	Тантал	180,88	1	$\frac{181}{100,0}$						
74	W	Вольфрам	183,92	5	$\frac{180}{0,14}$	$\frac{182}{26,4}$	$\frac{183}{14,4}$	$\frac{184}{30,6}$	$\frac{186}{28,4}$		
75	Re	Рений	186,31	2	$\frac{185}{37,07}$	$\frac{187^*}{62,93}$					
76	Os	Осмий	190,2	7	$\frac{184}{0,02}$	$\frac{186}{1,59}$	$\frac{187}{1,64}$	$\frac{188}{13,3}$	$\frac{189}{16,1}$	$\frac{190}{26,4}$	$\frac{192}{41,0}$
77	Ir	Иридий	193,2	2	$\frac{191}{38,5}$	$\frac{193}{61,5}$					
78	Pt	Платина	195,23	6	$\frac{190}{0,01}$	$\frac{192}{0,78}$	$\frac{194}{32,8}$	$\frac{195}{33,7}$	$\frac{196}{25,4}$	$\frac{198}{7,23}$	
79	Au	Золото	197,2	1	$\frac{197}{100,0}$						
80	Hg	Ртуть	200,61	7	$\frac{196}{0,15}$	$\frac{198}{10,02}$	$\frac{199}{16,84}$	$\frac{200}{23,13}$	$\frac{201}{13,22}$	$\frac{202}{29,80}$	$\frac{204}{6,85}$

Порядковый номер по табл. Менделеева	Символ	Элемент	Массовое число А	Число изотопов	Массовые числа изотопов (числитель) и процент содержания в смеси (знаменатель)									
81	Tl	Таллий	204,39	2	$\frac{203}{29,5}$	$\frac{205}{70,5}$								
82	Pb	Свинец	207,21	4	$\frac{204}{1,48}$	$\frac{206}{23,6}$	$\frac{207}{22,6}$	$\frac{208}{52,3}$						
83	Bi	Висмут	209,00	1	$\frac{209}{100,0}$									
84	Po	Полоний	210	—										
85	At	Астат	217	—										
86	Rn	Радон	222	—										
87	Fr	Франций	221	—										
88	Ra	Радий	226,05	—										
89	Ac	Актиний	225	—										
90	Th	Торий	232,12	1	$\frac{232}{100}$ *									
91	Ra	Протактиний	231	—										
92	U	Уран	238,07	—	$\frac{234}{0,006}$ *	$\frac{235}{0,715}$ *	$\frac{238}{99,28}$ *							

* Долгоживущие естественнорadioактивные изотопы.

Примечание. Общее число стабильных и долгоживущих радиоактивных природных изотопов 286.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Стабильные и долгоживущие радиоактивные природные изобары,
по А. И. Бродскому

Массовое число А	Кол-во изобаров	Элементы, имеющие данные изобары	Массовое число А	Кол-во изобаров	Элементы, имеющие данные изобары
36	2	Сера, аргон	122	2	Олово, теллур
40	3	Аргон, калий, кальций	123	2	Сурьма, теллур
46	2	Кальций, титан	124	3	Олово, теллур, ксенон
48	2	Кальций, титан	126	2	Теллур, ксенон
50	3	Титан, ванадий, хром	128	2	Теллур, ксенон
54	2	Железо, хром	130	3	Теллур, ксенон, барий
58	2	Железо, никель	132	2	Ксенон, барий
64	2	Никель, цинк	134	2	Ксенон, барий
70	2	Цинк, мышьяк	136	3	Ксенон, барий, церий
74	2	Германий, селен	138	3	Барий, лантан, церий
76	2	Германий, селен	142	2	Церий, неодим
78	2	Селен, криптон	144	2	Неодим, самарий
80	2	Селен, криптон	148	2	Неодим, самарий
82	2	Селен, криптон	150	2	Неодим, самарий
84	2	Криптон, стронций	152	2	Самарий, гадолиний
86	2	Криптон, стронций	154	2	Самарий, гадолиний
87	2	Рубидий, стронций	156	2	Гадолиний, диспрозий
92	2	Цирконий, молибден	158	2	Гадолиний, диспрозий
94	2	Цирконий, молибден	160	2	Гадолиний, диспрозий
96	3	Цирконий, молибден, ру- тений	162	2	Диспрозий, эрбий
98	2	Молибден, родий	164	2	Диспрозий, эрбий
100	2	Молибден, рутений	168	2	Эрбий, иттербий
102	2	Рутений, палладий	170	2	Эрбий, иттербий
104	2	Рутений, палладий	174	2	Иттербий, гафний
106	2	Палладий, кадмий	176	3	Иттербий, лютеций, гаф- ний
108	2	Палладий, кадмий	180	2	Гафний, вольфрам
110	2	Палладий, кадмий	184	2	Вольфрам, осмий
112	2	Кадмий, олово	186	2	Вольфрам, осмий
113	2	Кадмий, индий	187	2	Рений, осмий
114	2	Кадмий, олово	190	2	Осмий, платина
115	2	Индий, олово	192	2	Осмий, платина
116	2	Кадмий, олово	196	2	Платина, ртуть
120	8	Олово, теллур	198	2	Платина, ртуть
			204	2	Ртуть, свинец

Примечание. Общее количество систем изобаров — 67 (в том числе из двух изобаров — 59, из трех изобаров — 8, систем с изобарами свыше трех нет). Общее количество изобаров — 142.

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Атомные и ионные радиусы элементов по Ранкама и Сахама [1955]

Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å	Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å
1	Водород	H H ⁺	1,54 ?	12	Магний	Mg Mg ²⁺	1,60 0,78
2	Гелий	He	1,45	13	Алюминий	Al Al ³⁺	1,43 0,57
3	Литий	Li Li ⁺	1,52 0,78	14	Кремний	Si Si ⁴⁻ Si ⁴⁻	1,17 1,98 0,39
4	Бериллий	Be Be ²⁺	1,12 0,34	15	Фосфор	P P ⁵⁺	? 0,35
5	Бор	B B ³⁺	0,97 (0,20)	16	Сера	S S ²⁻ S ⁶⁺	1,04 1,74 0,34
6	Углерод	C C ⁴⁺	0,77 (0,15)	17	Хлор	Cl Cl ⁻ Cl ⁷⁺	1,07 1,81 (0,26)
7	Азот	N N ⁵⁺	0,71 0,15	18	Аргон	Ar	1,91
8	Кислород	O O ²⁻	0,60 1,32	19	Калий	K K ⁺	2,31 1,33
9	Фтор	F F ⁻	? 1,33	20	Кальций	Ca Ca ²⁺	1,96 1,06
10	Неон	Ne	1,60	21	Скандий	Sc Sc ³⁺	1,51 0,83
11	Натрий	Na Na ⁺	1,86 0,98	22	Титан	Ti Ti ³⁺ Ti ⁴⁺	1,46 0,69 0,64

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å	Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å
23	Ванадий	V V ³⁺ V ⁴⁺ V ⁵⁺	1,30 0,65 0,61 0,40	34	Селен	Se Se ²⁻ Se ⁶⁺	1,16 1,91 0,3—0,4
24	Хром	Cr Cr ³⁺ Cr ⁶⁺	1,25 0,64 0,35	35	Бром	Br Br ⁻ Br ⁷⁺	1,19 1,96 (0,39)
25	Марганец	Mn ²⁺ Mn ³⁺ Mn ⁴⁺ Mn ⁷⁺ Mn ⁷⁺	1,18 0,91 0,70 0,52 0,35	36	Криптон	Kr	2,01
26	Железо	Fe Fe ²⁺ Fe ³⁺	1,24 0,83 0,67	37	Рубидий	Rb Rb ⁺	2,43 1,49
27	Кобальт	Co Co ²⁺ Co ³⁺	1,25 0,82 0,65	38	Стронций	Sr Sr ²⁺	2,15 1,27
28	Никель	Ni Ni ²⁺	1,24 0,78	39	Иттрий	Y Y ³⁺	1,81 1,06
29	Медь	Cu Cu ⁺ Cu ²⁺	1,28 0,96 0,83	40	Цирконий	Zr Zr ³⁺	1,56 0,87
30	Цинк	Zn Zn ²⁺	1,33 0,83	41	Нпобий	Nb Nb ⁴⁺ Nb ⁵⁺	1,43 0,69 0,69
31	Галлий	Ga Ga ³⁺	1,22 0,62	42	Молибден	Mo Mo ⁴⁺ Mo ⁶⁺	1,36 0,68 (0,62)
32	Германий	Ge Ge ⁴⁺	1,22 0,44	43	Технеций	Tc	—
33	Мышьяк	As As ³⁺ As ⁵⁺	1,25 0,69 0,47	44	Рутений	Ru Ru ⁴⁺	1,33 0,65
				45	Родий	Rh Rh ⁴⁺	1,34 0,68
				46	Палладий	Pd Pd ⁴⁺	1,37 0,50

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å	Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å
47	Серебро	Ag Ag ⁺	1,44 1,13	58	Церий	Ze Ze ³⁺ Ze ⁴⁺	1,82 1,18 1,02
48	Кадмий	Cd Cd ²⁺	1,49 1,03	59	Празеодим	Pr Pr ³⁺ Pr ⁴⁺	1,82 1,16 1,00
49	Индий	In In ³⁺	1,63 0,92	60	Неодим	Nd Nd ³⁺	1,82 1,45
50	Олово	Sn Sn ⁴⁻ Sn ⁴⁺	1,40 2,15 0,74	61	Прометий	Pm	—
51	Сурьма	Sb Sb ³⁺ Sb ⁵⁺	1,45 0,90 (0,62)	62	Самарий	Sm Sm ³⁺	1,85 1,13
52	Теллур	Te Te ²⁻ Te ⁴⁺ Te ⁶⁺	1,43 2,11 0,89 (0,56)	63	Европий	Eu Eu ²⁺ Eu ³⁺	2,04 1,24 1,13
53	Йод	I I ⁻ I ⁵⁺ I ⁷⁺	1,36 2,20 0,94 (0,50)	64	Гадолиний	Gd Gd ³⁺	1,79 1,11
54	Ксенон	Xe	2,20	65	Тербий	Tb Tb ³⁺	1,77 1,00
55	Цезий	Cs Cs ⁺	2,62 1,65	66	Диспрозий	Dy Dy ³⁺	1,77 1,07
56	Барий	Ba Ba ²⁺	2,17 1,43	67	Гольмий	Ho Ho ³⁺	1,76 1,05
57	Лантан	La La ³⁺	1,87 1,22	68	Эрбий	Er Er ³⁺	1,75 1,04
				69	Тулий	Tm Tm ³⁺	1,74 1,04
				70	Иттербий	Yb Yb ²⁺ Yb ³⁺	1,93 1,03 1,00

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 4

Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å	Порядковый номер по табл. Менделеева	Элемент	Состояние элемента	Ионный радиус, Å
71	Лютеций	Lu Lu ³⁺	1,74 0,99	81	Таллий	Tl Tl ⁺ Tl ³⁺	1,70 1,49 1,05
72	Гафний	Hf Hf ⁴⁺	1,58 0,86	82	Свинец	Pb Pb ⁴⁻ Pb ²⁺ Pb ⁴⁺	1,75 2,15 1,32 0,84
73	Тантал	Ta Ta ⁵⁺	1,43 0,68	83	Висмут	Bi Bi ³⁺ Bi ⁵⁺	1,55 1,20 (0,74)
74	Вольфрам	W W ⁴⁺	1,36 0,68	84	Полоний	Po	1,41
75	Рений	Re Re ⁴⁺	1,38 0,56	85	Астат	At	—
76	Осмий	Os Os ⁴⁺	1,35 0,67	86	Радон	Rn	—
77	Иридий	Ir Ir ⁴⁺	1,35 0,66	87	Франций	Fr	—
78	Платина	Pt Pt ⁴⁺	1,38 0,52	88	Радий	Ra Ra ²⁺	1,52 1,52
79	Золото	Au Au ¹	1,44 (1,37)	89	Актиний	Ac	—
80	Ртуть	Hg Hg ²⁺	1,50 1,12	90	Торий	Th Th ⁴⁺	1,80 1,10
				91	Протактиний	Pa	—
				92	Уран	U U ⁴⁺	1,38 1,05

Примечания. 1. Атомный радиус есть половина расстояния между атомами при их тесном сближении. 2. Ионный радиус дан для решеток в шестерной координации. 3. Значения ионных радиусов, заключенных в скобки, являются теоретическими.

ПРИЛОЖЕНИЕ 5

Основные сведения об использовании рядов естественнорadioактивных элементов для определения абсолютного геологического возраста

Метод	Используемые физические явления	Определяемые величины	Области геологического применения	Специальные условия применения
Свинцовый	<p>Естественный радиоактивный распад рядов урана и тория по уравнениям:</p> $U_{92}^{238} - (8\alpha + 6\beta) \rightarrow Pb_{82}^{206};$ $T = 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет.}$ $U_{92}^{235} - (7\alpha + 4\beta) \rightarrow Pb_{82}^{207};$ $T = 0,7 \cdot 10^9 \text{ лет.}$ $Th_{90}^{232} - (6\alpha + 4\beta) \rightarrow Pb_{82}^{208};$ $T = 14 \cdot 10^9 \text{ лет.}$ <p>и связанные с этим накопления изотопов свинца</p>	Количество U, Th и изотопов Pb, дающие возможность определить отношения конечных продуктов к начальным и отношения содержания различных изотопов Pb, являющиеся показателями возраста	Весь диапазон возраста твердой земной коры (миллиарды лет)	Рекомендуется использовать акцессорные минералы, обладающие плотной упаковкой (цирконы, аллантиты, апатиты, сфены и др.)
Гелиевый	Естественный радиоактивный распад рядов урана и тория по вышеприведенным реакциям и связанное с этим накопление гелия (за счет α -частиц)	Количества U, Th, He, дающие возможность определить гелиевый показатель (отношение гелия к исходным продуктам), определяющий возраст	В связи с обычными утечками гелия за счет подъема внутреннего давления, рекомендуется определять возраст не выше 300 млн. лет	Лучшими для определения являются минералы с плотной упаковкой — ферромагнетитовые, магнетиты, цирконы, апатиты. Полевшпаты дают утечку до 90%
Калий-аргоновый	Естественные радиоактивные превращения калия по схеме K-захвата: $K_{19}^{40} + \beta \rightarrow Ar_{18}^{40};$ $T = 1,33 \cdot 10^9 \text{ лет,}$ с накоплением радиогенного аргона	Количество исходного и конечного продуктов и отношения их, являющиеся показателем возраста	Предпочтительно большие возрасты (свыше сотен миллионов лет)	Богатые калием минералы

Метод	Используемые физические явления	Определяемые величины	Области геологического применения	Специальные условия применения
Калий-кальциевый	<p>Естественный радиоактивный распад калия в кальций по схеме β-распада:</p> $K_{39}^{40} - \beta \rightarrow Ca_{20}^{40};$ $T = 1,33 \cdot 10^9 \text{ лет,}$ <p>с накоплением радиогенного кальция</p>	То же	То же	Лепидолиты и некоторые мусковиты
Рубидий-стронциевый	<p>Естественный радиоактивный распад рубидия по схеме:</p> $Rb_{37}^{87} - \beta \rightarrow Sr_{38}^{87};$ $T = 61,5 \cdot 10^9 \text{ лет,}$ <p>с накоплением радиогенного изотопа стронция</p>	То же	Рекомендуется для исследования особенно древних толщ, во всяком случае не моложе 50 млн. лет	Рекомендуются лепидолиты, микроклины, поллуциты, флогопиты
Радиоуглеродный	<p>а) Вынужденное возникновение в верхних слоях атмосферы радиоуглерода из азота под влиянием бомбардировки нейтронами космического излучения по реакции:</p> $N_7^{14} + n_0^1 \rightarrow C_6^{14} + P_1^1$ <p>б) Естественный распад радиоуглерода по схеме:</p> $C_6^{14} - \beta \rightarrow N_7^{14};$ $T \cong 5500 \text{ лет}$	Количество радиоуглерода C_6^{14} , оставшееся в углеродсодержащих образованиях (органических) после отключения (захоронения) из круговорота углерода в природе	Пригоден для датирования геологических (археологических) событий в пределах 1000—30 000 лет и возможно до 100 000 лет	Рекомендуется применять на углеродсодержащих органических остатках, ненарушенных после консервации залегания

ПРИЛОЖЕНИЕ 6

Поведение главнейших рудных и жильных минералов при химическом выветривании, по С. С. Смирнову и др.

Минерал	Принятая формула состава	Главнейшие агенты втор. измен.	Продукты вторичных изменений
Пирит	FeS_2	O_2 ; H_2O	Гидроокислы и сульфаты железа; бурые железняки, мелантерит, фиброферрит, ярозит и др.
Пирротин	FeS	O_2 ; H_2O ; H_2SO_4 ; $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$	Гидроокислы и сульфаты железа; SO_2 ; H_2SO_4 ; H_2S ; бурые железняки, мелантерит, фиброферрит, ярозит и др.
Халькопирит	CuFeS_2	O_2 ; H_2O ; H_2SO_4 ; $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$	Гидроокислы, сульфаты железа и меди; SO_2 ; H_2SO_4 ; бурые железняки, малахит, азурит, хальконтит, брошантит, хризоколла, куприт и т. д.; большая часть меди в силикатной обстановке выносится
Борнит	$\text{CuFeS}_2 \cdot \text{Cu}_2\text{S}$ (Cu_3FeS_3)		
Галенит	PbS	O_2 ; H_2O	Сульфат свинца; англезит, церуссит, в присутствии молибдена — вульфенит; вынос свинца обычно мал
Сфалерит	ZnS	O_2 ; H_2O	Сульфат цинка; в силикатной обстановке цинк обычно выносится нацело или возникает немного каламина, в карбонатной — образуется смитсонит
Пентландит	$(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$	O_2 ; H_2O ; H_2SO_4 ; $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$	Гидроокислы, сульфаты железа и никеля; SO_2 ; H_2SO_4 ; бурые железняки, редкие гарниерит, редденскит в присутствии арсенидов — анбабергит; большая часть никеля выносится
Кобальтин	CoAsS	O_2 ; H_2O	Сульфат и арсениат кобальта; асболан, эритрин; часть кобальта выносится
Арсенопирит	FeAsS	O_2 ; H_2O при наличии пирита $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$	Гидроокислы железа; H_3AsO_4 ; H_2SO_4 ; бурые железняки, скородит, петтицит

Минерал	Принятая формула состава	Главнейшие агенты втор. измен.	Продукты вторичных изменений
Антимонит	Sb_2S_3	$O_2; H_2O$	Сульфат сурьмы; H_2SO_4 ; сервантит, стибноконит, валентинит, сенармонтит и др.
Настуран, уранинит	kUO_2 nUO_3 $mPbO$	$O_2; H_2O$; в присутствии пирита H_2SO_4	Гидроокислы и силикаты, уранил-сульфат; при образовании уранил-сульфата энергичный вынос U; отенит, торбенит, ураноспинит, уранофан, гидроокислы и силикаты урана
Поллуцит	$CsAlSi_2O_6$	$O_2; H_2O$	Растворы цезия; каолинит, кремнекислота; цезий выносятся
Сподумен	$LiAl(SiO_3)_2$	То же	Растворы лития; каолинит, кремнекислота; литий выносятся
Берилл	$Be_3Al_2Si_6O_{18}$	$O_2; H_2O$	Устойчивы, но в некоторой части разлагаются и дают растворы бериллия, мигрирующие во вне
Фенацит	Be_2SiO_4		
Минералы редких земель	—	$O_2; H_2O$	В основном устойчивы, однако в некоторой части разлагаются и дают растворы редких земель, мигрирующие во вне
Вольфрамит	$(Fe, Mn)WO_4$	$O_2; H_2O$	Устойчивы; вольфрамит благодаря своей отличной спайности, хрупок, легко переизмельчается и тогда окисляется, давая тунгстит, или даже разлагается
Шеелит	$CaWO_4$		
Молибденит	MoS_2	$O_2; H_2O$; в присутствии пирита H_2SO_4	В разных условиях ведет себя по-разному: в кварцевых рудах устойчив; рассеянный — в гранитах, легко мигрирует, по-видимому в виде H_2MoO_4 и MoO_2SO_4 ; с Fe дает молибдит
Кинноварь	HgS	$O_2; H_2O$	Устойчивы
Магнетит	Fe_3O_4		
Гематит	Fe_2O_3		

ПРОДОЛЖЕНИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ 6

Минерал	Принятая формула состава	Главнейшие агенты втор. измен.	Продукты вторичных изменений
Титаномагнетит	$TiFe_2O_4$	O ₂ ; H ₂ O	Устойчивы
Рутил	TiO_2		
Хромит	$FeCr_2O_4$		
Касситерит	SnO_2		
Колумбит	$(Fe, Mn)Nb_2O_6$		
Танталит	$(Fe, Mn)Ta_2O_6$		
Золото	Au		
Апатит	$3Ca_5P_2O_8 \times \times Ca(F, Cl)_2$		
Фосфорит	—		
Боксит	—		
Пиролоюзит	Mn_2O_4		
Браунит	Mn_2O_3		
Полевые шпаты	$(K, Na)AlSi_3O_8$ $Ca, Al_2Si_2O_8$		

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Антропова Л. В. Формы нахождения меди в ореолах рассеяния медно-никелевых месторождений. Тр. ВИТР, сб. 65, Л., 1969.
- Антропова Л. В. и др. Распределение форм нахождения свинца и молибдена в ореолах рассеяния месторождений Центрального Казахстана. Тр. ВИТР, сб. 65, Л., 1969.
- Аранга Р. Состояние медной промышленности. Ч. 2, Рефер. ж. Геология, № 5, реф. 8480, 1958.
- Аренс Л. X. Геохимическое исследование редких элементов южноафриканских минералов и пород. Геохимическая связь между таллием и рубидием в минералах магматического происхождения. В сб. Редкие элементы в изверж. горн. породах и минералах. ИЛ, 1952.
- Аренс Л. X., Либенберг У. Р. Олово и индий в слюдах по данным спектроскопических определений. Там же, 1952.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Некоторые геохимические особенности нижнепалеозойских отложений бассейна среднего течения р. Виллюя. ДАН СССР, т. 108, № 6, 1956.
- Барсуков В. Л., Павленко Л. П. Распределение олова в гранитоидных породах. ДАН СССР, т. 109, № 3, 1956.
- Барт Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.
- Бедров Г. И. Поиски редкометалльных месторождений в Центральном Казахстане путем изучения вторичных ореолов рассеяния. Изд. АН КазССР, сер. геол., вып. 22, 1955.
- Белевцев Я. Н. Обоснование методов поисков слепых железорудных залежей Криворожского типа. Мат. ко Всесоюзному совещ. по разраб. научн. основ поисков слепых рудных тел. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Белякова Е. Е. и др. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений в аридных и полуаридных областях. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Болотникова И. В. и др. Определение микросодержаний валового и воднорастворимого золота в горных породах. Л., изд. ВИТР, 1969.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. Основн. пробл. в учении о магматогенн. рудн. м-ниях, изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Богданович К. И. Рудные месторождения. т. I. СПб., 1912.
- Бродский А. Д. Гидрогеохимические поиски медных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Бродский А. И. Химия изотопов. Изд. 2. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Брусиловский С. А. О миграционных формах элементов в природных водах. Мат-лы Гидрохимич. ин-та (Новочеркасск), т. 35. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Бусев А. И. Аналитическая химия молибдена. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бэррер Р. Б. Диффузия в твердых телах. ИЛ, 1948.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., Наука, 1964.

Вернадский В. И. Избр. соч., т. 1—5, М., Изд-во АН СССР, 1954—1960.

Вигдорович Д. А., Зиверт Р. Р., Рысс Ю. С. Разработка рациональной комплексной методики поисков полиметаллических месторождений на территориях с большой мощностью рыхлых отложений. Тр. ВИТР, № 5. Л., Гостоптехиздат, 1962.

Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1950.

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

Виноградов А. П., Донцова Е. И. Изотопный состав кислорода минералов скарнового происхождения. ДАН СССР, т. 85, 1952.

Ворошилов Н. А., Сочеванов Н. Н. О вертикальной зональности распределения элементов в трубчатых телах Актюбинского рудного поля. Геология руд. м-ний, № 3, 1963.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесия, М., Мир, 1968.

Геология месторождений редких элементов, вып. № 14. Под ред. А. И. Гинзбурга, Е. М. Эшштейна. М., Госгеолтехиздат, 1964.

Гинзбург И. И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков цветных и редких металлов. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Гудалин Г. Г., Ковалев Ф. Н. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 6 (Медь), М., Госгеолтехиздат, 1957.

Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании. Сов. геология, № 4. Недра, 1967.

Дралюк Л. Б. Первичные ореолы рассеяния рудных месторождений (по данным зарубежной литературы). Информ. сб. 28. Л., ОНТИ ВИТР, 1961.

Дралюк Л. Б. Математическая статистика в геологоразведочном деле. В сб. Методика и техн. разведки, № 44. Л., ОНТИ ВИТР, 1964.

Дудыкина А. С. Парагенетическая ассоциация элементов-примесей в касситеритах различных генетических типов оловорудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1959а (Тр. ИГЕМ, вып. 28).

Дудыкина А. С. Парагенетическая ассоциация элементов-примесей в гранатах различного генезиса. Там же, 1959б.

Ермолаев М. М. и др. Руководство по комплексной методике поисков редкометалльных пегматитов натрий-литиевого типа. Л., ОНТИ ВИТР, 1966.

Желтов Ю. П. Деформация горных пород. М., Недра, 1966.

Захарченко А. М. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Зельдович Я. Б., Мышкис А. Д. Элементы прикладной математики. М., Наука, 1967.

Иванов В. В. Закономерности распределения и факторы концентраций рассеянных металлов (In, Te, Cd, Ge, Ga) в гидротермальных рудных месторождениях. Автореф. докт. дисс. М., изд. ИГЕМ АН СССР и ГГК, 1965.

Изгарышев Н. А., Горбачев С. В. Курс теоретической электрохимии. М.—Л., изд. ГХИ, 1951.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., Недра, 1965.

Каблуков А. Д. и др. Использование ореолов рассеяния урана и элементов-спутников при поисках и разведке гидротермальных урановых месторождений. М., Недра, 1964.

Катченков С. М. Опыт корреляции геологических разрезов по данным спектрального анализа. Геологич. сб. № 11/V. Л., Гостоптехиздат, 1953.

Катченков С. М. Распределение элементов в глинах палеозоя Волго-Уральской области. ДАН СССР, т. 107, № 1, 1956.

Квашневская Н. В. Поиски месторождений по потокам рассеяния. Тр. 1 Всесоюз. совещ. по геохим. методам поисков руд. м-ний. Госгеолтехиздат, 1957.

Квятковский Е. М., Крицук И. Н. Количественная интерпретация вторичных ореолов рассеяния. Зап. ЛГИ, т. 14, вып. 2, 1963.

Квятковский Е. М., Капков Ю. Н., Яковлев В. И. Основные принципы составления геохимических карт масштаба 1 : 50 000. Зап. ЛГИ, т. 1, вып. 2, 1966.

Киреев В. А. Краткий курс физической химии. Изд. 4-е. М., Химия, 1967.

Коптев-Дворников В. С. и др. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Тр. 2 Всесоюз. петрографич. совещ., Магматизм и связь с ним полезных ископ. Госгеолтехиздат, 1960.

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1947.

Коржинский Д. С. Вывод уравнений — простой диффузионной метасоматической зональности. ДАН СССР, т. 34, № 4, 1952.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. Основн. пробл. в учении о магматогенн. рудн. м-ниях, изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Котульский В. К., Курек Н. Н. Опыт применения вариационной статистики к анализам Риддерского месторождения. Горн. журн., № 7, 1926.

Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959.

Крицук И. Н. Оценка перспективности месторождений цветных и редких металлов в Восточном Забайкалье по их вторичным ореолам рассеяния. Автореф. канд. дисс. Изд. ЛГИ, 1964.

Кройд Г. Р. Коллоиды. Л., Госхимтехиздат, 1933.

Кудымов Б. Я. Спектральный картаж скважин (геохимические исследования осадочных пород). М., Гостоптехиздат, 1960.

Куйкин С. С. Первичные ореолы рассеяния элементов Садонских полиметаллических месторождений. Автореф. канд. дисс. Изд-во МГУ, 1963.

Лапп М. А., Судов Б. А. Поиски глубокозалегающих рудных тел и месторождений по ореолам элементов широкого рассеяния. Сов. геология, № 10, 1963.

Лапп М. А., Судов Б. А., Даннелия К. А. Зональное распределение элементов в первичных ореолах Ахталского полиметаллического месторождения (Армянская ССР). В сб. Методика и техн. разв., № 50, Л., ОНТИ ВИТР, 1965.

Ларионов Г. Ф. Опыт применения гидрохимического опробования по способу ЛТИ—ВИТР в условиях широкого распространения многолетне-мерзлых пород. В сб. Методика и техн. разв., № 43, Л., ОНТИ ВИТР, 1963.

Липилина И. И. Уранил и его соединения. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Лугов С. Ф. Вопросы влияния ассимиляции на рудоносность оловяно-носных интрузий Чукотки. Сов. геология, № 10, 1958.

Лугов С. Ф. Мезозойские гранитоиды Чукотки и связь с ними оруденения. Сов. геология, № 10, 1959.

Ляхович В. В. Об одной особенности рудоносных гранитоидов. В сб. Геология рудн. м-ний, № 2, М., Госгеолтехиздат, 1964.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1955.

Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Тр. 2 Всесоюз. петрографич. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Мармо В. Биогеохимические исследования в Финляндии. В сб. Геохимич. методы поисков рудн. м-ний. ИЛ, 1954.

Миллер А. Д. и др. Определение микроколичеств ниобия, бериллия и кадмия в природных водах и вытяжках из рыхлых отложений при геохимических поисках руд. Л., изд. ВИТР, 1965.

Миллер А. Д. и др. Методы определения общего содержания и подвижной формы йода и брома в горных породах и природных водах для целей геохимических поисков. Л., изд. ВИТР, 1968.

Муликовская Е. П., Толстихин О. Н. О содержании германия в воде некоторых источников Камчатки. Геохимия, № 4, 1958.

Нюппенен Т. И. Первичные ореолы медно-никелевых сульфидных месторождений Кольского п-ова. В сб. Методика и техн. разв., № 43, Л., ОНТИ ВИТР, 1963.

Н ю п п е н е н Т. И. О первичных ореолах медно-никелевых сульфидных рудспределений Июко-Довыренского интрузивного массива (северное Прибайкалье). В сб. Методика и техн. разв., № 50, Л., ОНТИ ВИТР, 1965.

Н ю п п е н е н Т. И. Первичные ореолы сульфидных медно-никелевых месторождений Кольского п-ова и их поисковое значение. Автореф. канд. дисс. Изд. ЛГИ, 1966.

Обручев В. А. Рудные месторождения. М., Гореонефтеиздат, 1934.

Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное исследование фильтрационного эффекта в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1949.

Ожоводобывающая промышленность Боливии. Бюлл. н.-техн. информ. МГ и ОН СССР, № 2 (36), 1962.

Перельман А. И. Геохимия ландшафта. Географгиз, 1961.

Петров В. П., Лизунов Н. В. Содержание микроэлементов в Уральских огнеупорных глинах. В сб. Вопр. минер. геохим., петрогр. (посвящ. А. Е. Ферману). М., Изд-во АН СССР, 1946.

Поликарпочкин В. В. Потоки рассеяния месторождений полезных ископаемых. Автореф. докт. дисс. Л., изд. ВИТР, 1969.

Поликарпочкин В. В., Китаев Н. А., Сарапулова В. Н. Строение и вертикальная зональность первичных ореолов рассеяния Балейского золоторудного поля. Геохимия, № 8, 1965.

Поликарпочкин В. В., Поликарпочкина Р. Т. Биогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. М., Наука, 1964.

Полферов Д. В. Геохимические поиски месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Бюлл. н.-техн. информ. ОНТИ, МГ и ОН СССР, № 1 (35). Госгеолтехиздат, 1962.

Разумовский Н. К. Характер распределения содержания металлов в рудных месторождениях. ДАН СССР, т. 28, № 9, 1940.

Разумовский Н. К. Логарифмически нормальный закон распределения вещества и его свойства. Зап. ЛГИ, т. 20, 1948.

Ранкама К. Об использовании следов элементов при решении некоторых проблем прикладной геологии. В сб. Геохимич. методы поисков рудн. м-ний. ИЛ, 1954.

Ранкама К. Изотопы в геологии. ИЛ, 1956.

Рысс Ю. С. Контактный способ поляризационных кривых для характеристики минерального состава и размеров рудных тел. Тр. ВИТР, сб. 65. Л., 1969.

Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Сауков А. А. Геохимия. М., Госгеолтехиздат, 1951.

Сауков А. А. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Изд-во МГУ, 1963.

Сафронов Д. Н. Пример распределения рудных запасов в полиметаллических месторождениях. Зап. ЛГИ, т. L, вып. 2, 1966.

Сафронов Н. И. К вопросу об ореолах рассеяния месторождений полезных ископаемых и их использования при поисках и разведке. Пробл. сов. геол., т. 6, № 4, 1936.

Сафронов Н. И. Опыт геохимических поисков на Крайнем Северо-Востоке СССР. Тр. I Всесоюз. совещ. по геохимич. методам поисков рудн. м-ний. Госгеолтехиздат, 1957а.

Сафронов Н. И. К вопросу о возможностях геохимических поисков в условиях моренных отложений. Там же, 1957б.

Сафронов Н. И. Комплексирование поисковых методов работ применительно к основным типам месторождений цветных металлов. Сов. геология, № 8, 1958.

Сафронов Н. И. К теории первичных ореолов рассеяния рудных месторождений. Л., Госгеолтехиздат, 1962. (Тр. ВИТР, № 5).

Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений (методическое пособие), ч. I, II. Л., ВИТР, 1962—1963.

Сафронов Н. И. Основные термодинамические закономерности при изучении энергии рудообразования. Зап. ЛГИ, т. 1, вып. 2, 1966.

Сафронов Н. И., Сафронов Д. Н. О вероятных закономерностях распределения запасов металлов в земной коре. В сб. Методика и техн. разв., сб. № 44, Л., ОНТИ ВИТР, 1964.

Сахама Т. Г. Рассеянные элементы в породах Южной Финской Лапландии. В сб. Редкие элем. в изверж. гори. породах и минералах. ИЛ, 1952.

Сергеев Е. А. Физико-химический метод поисков рудных залежей. Мат.-лы ВСЕГЕИ, Геофизика. М.—Л., 1941.

Сидоренко А. В. Основные задачи геологической службы страны в свете решений ноябрьского пленума ЦК КПСС. Разв. недр, № 5, 1963.

Синдеева Н. Д. Минералогия, типы месторождений и основные черты геохимии селена и теллура. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.

Смирнов В. И. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968.

Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. Зап. ВМО, сер. 2-я, ч. 76, вып. 1, 1947.

Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Изд. АН СССР, 1959.

Соловов А. П. Металлометрическая съемка по потокам рассеяния в горных районах. Сов. геология, № 5, 1960.

Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. Геология рудн. м-ний, т. 8, № 3. М., Изд-во АН СССР, 1966.

Справочник машиностроения, т. 3, изд. 2-е, М., Машгиз, 1956.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Типы распределения рассеянных содержаний элементов в отложениях гумидных зон. Геохимия, № 6, 1956.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование, Сов. геология, № 1, 1965.

Суслова С. И. Первичные ореолы редких щелочей и их значение при поисках «слепых» жил редкометалльных пегматитов. В сб. Вопр. магматизма, метаморфизма и рудообразования. Госгеолтехиздат, 1963.

Толстихин О. Н. Термальные воды Камчатки и их освоение. Сов. геология, № 2, 1958.

Толстой М. И. Некоторые вопросы оценки металлоносности геологических образований и обнаружения эндогенных геохимических ореолов. Изд. Киевского гос. ун-та, 1964.

Туровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1953.

Тучков И. И. Попытки сопоставления угольных пластов Алданской бассейна по результатам спектроскопического анализа. Сов. геология, № 3, 1958.

Федоренко Я. Д. Фторометрическая съемка при поисках месторождений плавикового шпата в условиях Восточного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. ЛГИ, 1965.

Феодосьев В. И. Сопротивление материалов. М., Физматгиз, 1960.

Феннер К. Н. Пневматолитовые процессы при образовании минералов и руд. В сб. Геол. рудных м-ний Западных штатов США (посвящ. Линдгрэну). М., ОНТИ, 1937.

Ферсман А. Е. Избр. тр., 1—3, М., Изд-во АН СССР, 1955.

Фурсов В. З. Ореолы рассеяния ртути и других элементов-спутников рудных месторождений Казахстана. Бюлл. н.-техн. информ. МГ и ОН СССР, № 1 (35), Госгеолтехиздат, 1962.

Хаберланд Х. Значение рассеянных элементов в геохимических исследованиях. В сб. Редкие элем. в изверж. гори. породах и минералах. ИЛ, 1952.

Хелгесон Г. К. Комплексообразование в гидротермальных растворах. М., Мир, 1967.

Хрущев Н. А. Геологическая классификация молибденовых месторождений и основные направления и методы их поисков в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке. Мат-лы совещ. геологов Вост. Сибири и Дальн. Востока по методике геологосъемочных и поисковых работ. Чита, изд. Главвостокгеологиз МГ и ОН СССР, 1956.

Шаманский Я. И. Математическая обработка разведочных материалов. Сб. статей Зап.-Сиб. геол. треста, 1936.

Шарков Ю. В. О необходимости учета истории развития вторичных ореолов рассеяния при металлометрических поисках. Тр. 1 Всесоюз. совещ. по геохим. методам поисков руд. м-ний. Госгеолтехиздат, 1957.

Шергина Ю. П., Каминская А. Б. К вопросу об изотопном составе бора в природе. Геохимия, № 8, 1963.

Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, 1960.

Эдвоб Ж. Микроэлементы при поисках рудоносных пегматитов (перс франц.). Информ. сб. № 5. Л., ОНТИ ВИТР, 1957.

Эльдертон В. П. Кривые распределения численностей и корреляция. М., изд. Центральн. Стат. упр., 1924.

Янишевский Е. М. и др. Эндемичные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Ahrens L. H. A fundamental law of geochemistry. Nature, 172, № 4390, 1953, p. 1148.

Allais M. Methode d'évaluation des perspectives économiques de la recherche minière sur des grandes espaces. Application au Sahara Algérien. Rev. de l'Industrie Minérale et de la Recherche Minière, Janvier, 1956.

Bugge J. The geological importance of diffusion in the solid state. Avhandlingar utdelt av der Norske Videnskaps. Academi in Oslo, 1945.

Engel A. E., Clayton R. N., Epstein S. Variation in isotopic composition of oxygen and carbon in Leadville limestone (Mississippian Colorado) and units hydrothermal and metamorphic phases. J. Geol., vol. 66, July, № 4, 1958.

Huff L. A. A paleozoic geochemical anomaly near Jerome, Arizona. Geol. Surv. bull., 1000 C, 1955.

Lindgren W. Mineral deposits, 4-th ed. New York — London, 1933.

MacKay R. A. The control of impounding structures on the deposition, Geology, vol. 41, № 1, 1946.

Mason B. Principles of geochemistry, 2-nd ed. New York — London, 1956.

Rankama K., Sahama T. Geochemistry, 2-nd ed. Chicago, 1955.

Slawson W. F., Nackowsky M. P. Lead in potassium feldspats from basin and range quartz monzonites. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 69, № 12, 1958.

Stonehouse H. B. An association of trace elements and mineralization in Sudbury. Amer. Miner., vol. 39, № 5—6, 1954.



553

BRITISH MUSEUM