

---

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
КОНГРЕСС

XXII СЕССИЯ

ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ

**ПРОБЛЕМЫ  
ГЕНЕЗИСА РУД**

---

НЕДРА. 1964

АКАДЕМИЯ НАУК  
СОЮЗА ССР

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
КОМИТЕТ СССР

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE USSR

STATE GEOLOGICAL  
COMMITTEE OF THE USSR

---

НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ  
ГЕОЛОГОВ СОВЕТСКОГО СОЮЗА

\*

NATIONAL COMMITTEE  
OF GEOLOGISTS OF THE USSR

\*

---

---

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS  
XXII SESSION

REPORTS OF SOVIET GEOLOGISTS  
Problem 5

PROBLEMS  
OF GENESIS OF ORES

PUBLISHING HOUSE «NEDRA»

*Moscow*

*1964*

---

---

---

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС  
XXII СЕССИЯ

ДОКЛАДЫ СОВЕТСКИХ ГЕОЛОГОВ  
Проблема 5

553.06

# ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА РУД

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НЕДРА“

Москва

1964



~~4254~~  
1516

Редакционная коллегия

*В. И. Смирнов* (главный редактор),  
*Е. Е. Захаров, И. Г. Магакьян,*  
*Г. А. Соколов, Г. Ф. Яковлев*

Editorial board

*V. I. Smirnov* (chief editor),  
*E. E. Zakharov, I. G. Magakian,*  
*G. A. Sokolov, G. F. Yakovlev*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Отобранные из числа заявленных советскими геологами, изучающими рудные месторождения, доклады для XXII сессии Международного Геологического Конгресса освещают некоторые стороны пяти проблем генезиса рудных месторождений. Во-первых, физико-химические стороны эндогенного рудообразования, опирающиеся на экспериментальные и расчетные данные наших исследователей. Во-вторых, соотношения вулканогенного и вулканогенно-осадочного рудообразования, интерес к которому в последнее время повысился как за рубежом, так и в Советском Союзе. В-третьих, новые сведения по разным вопросам постмагматических и метаморфических процессов в связи с эндогенным рудообразованием. В-четвертых, тектонические условия формирования рудных месторождений, и, наконец, в-пятых, отдельные моменты генезиса экзогенных месторождений.

Сборник в целом далеко не отражает всех достижений советских геологов в области разработки проблемы генезиса рудных месторождений. Но, как представляется, он с достаточной определенностью фиксирует прогрессивные направления научной мысли наших исследователей, тот рубеж, на котором мы сейчас стоим, и те ближайшие и более далекие задачи по разработке теории рудообразования, которые вытекают из сложных практических потребностей нашего времени.

*Редколлегия*

## FOREWORD

Reports of Soviet ore geologists selected from the volume of papers submitted to the 22nd Session of the International Geological Congress deal with certain aspects of the five main problems in the origin of ore deposits. First, these are physicochemical aspects of endogenetic ore formation, based on experimental and computation data of our researchers. Secondly — relations between volcanic and volcanic — sedimentary ore formation the interest in which during recent years became much greater both abroad and in the Soviet Union. Thirdly — new data on various questions of postmagmatic and metamorphic processes in connection with endogenetic ore formation. Fourthly — tectonic conditions affecting the formation of ore deposits and, finally, fifthly — certain moments in the genesis of exogenetic deposits.

The book as a whole does not pretend to reflect all the achievements of Soviet geologists in their studies of the problem of ore genesis. Yet, it seems to us, it gives a sufficiently clear idea of the progressive trends in scientific thoughts of our researchers, of the brink where they got by this time and of the nearest and more distant aims, which face them in their work on expanding the theory of ore formation with due consideration to the complicated practical needs of our days.

*Editorial Board*

---

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ  
ЭНДОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ

Д. С. КОРЖИНСКИЙ

**РЕЖИМ КИСЛОТНОСТИ  
ПРИ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ**

В ходе постмагматических процессов, связанных с гранитоидными массивами, устанавливается закономерное изменение кислотности воздействующих растворов. Вслед за кристаллизацией гранитоидов в них развиваются аутометасоматические процессы, с выщелачиванием оснований (альбитизация, грейзенизация, частичное окварцевание), указывающие на возрастающую кислотность постмагматических растворов. Но потом из растворов осаждаются основания в виде слюд, полевых шпатов, сульфидов металлов, карбонатов щелочных земель, что указывает на возрастающую основность растворов.

Согласно гипотезе Боуэна и Феннера, понижение кислотности растворов и осаждение руд вызывается нейтрализацией растворов при их взаимодействии с боковыми породами. В этом случае осаждение руд должно происходить на фронте нейтрализации растворов при выщелачивании боковых пород, тогда как более обычное осаждение руд среди выщелоченных пород, например в трещинах кварцевых жил, среди грейзенов и др., этой причиной не объяснимо.

Согласно «пульсационной гипотезе», связываемой в СССР с именем С. С. Смирнова, основное значение имеет не эволюция растворов после их выделения из магмы, а эволюция магматического очага, т. е. процесс фракционной дистилляции, при которой состав отщепляемых растворов остывающей и кристаллизующейся магмой со временем резко изменяется. Так возникают «специализированные» растворы («скарнирующие», «серицитизирующие», «сульфидные», «карбонатные» и др.). Так как эти специфические особенности растворов проявляются только на некотором удалении от места их зарождения, то эволюция растворов после их отщепления и при этой гипотезе сохраняет свое значение. Вместе с тем эта гипотеза не может объяснить постоянную тесную сопряженность постмагматического выщелачивания с последующим осаждением тех же оснований.

Линдгрэн и Эммонс допускали, что главной причиной эволюции растворов является понижение их температуры по мере удаления от магматического очага. Если бы отмеченное выше изменение кислотности растворов вызывалось понижением температуры, то в приконтактных частях гранитоидных массивов, вплоть до определенной изограды, проявлялось бы только выщелачивание пород кислотными растворами, а за пределами этой изограды — только осаждение оснований. В действительности же во всех зонах проявляется как кислотное выщелачивание, так и последующее осаждение оснований, хотя соотношение между их интенсивностями по мере удаления от магматического очага изменяется в пользу осаждения оснований.

В настоящее время эти простые гипотезы, имевшие большое значение для развития науки, недостаточны и приходится обращаться

к более сложным построениям. Автором уже несколько лет развивается гипотеза «опережающей волны кислотных компонентов» в потоке постмагматических растворов (Коржинский, 1957, 1958; Korzhinsky, 1959). В основе ее лежат следующие физико-химические принципы.

**Повышение кислотности при конденсации или уплотнении сложных растворов.** Кислотные компоненты  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HF}$  и другие более летучи, чем основания (окислы металлов). Поэтому при равновесии жидкого сложного раствора с паром концентрация кислотных компонентов в газовой фазе будет выше, чем в жидкости, а следовательно, коэффициенты их активности в жидкости будут выше, чем в паре; обратное соотношение будет для оснований. Отсюда видно, что при конденсации газа в сложный жидкий раствор кислотность системы должна возрастать, так как активность кислот будет повышаться, а оснований — понижаться. Повышения кислотности следует ожидать и при охлаждении и уплотнении растворов в условиях, недалеких от критических.

При кристаллизации магмы остаточные растворы обогащаются кислотными компонентами, не входящими в состав магматических минералов. По мере охлаждения, конденсации и уплотнения этих растворов их кислотность повышается, что вызывает ряд автометасоматических реакций в гранитоидах. Максимальная кислотность постмагматических растворов достигается в более охлажденных зонах, обычно в приконтактовых частях гранитоидных массивов.

**Принцип кислотно-основного взаимодействия.** В связи с диссоциацией кислот и оснований, между ними происходит взаимодействие и коэффициенты их активности как в расплавах, так и в водных растворах зависят от общей кислотности расплава или раствора. Повышение общей кислотности расплава или водного раствора вызывает повышение валовых коэффициентов активности всех кислот и понижение валовых коэффициентов активности всех оснований, причем этот эффект тем сильнее, чем сильнее (т. е. более диссоциированы) данные кислота или основание (Коржинский, 1956). Понижение кислотности (повышение основности) вызывает противоположный эффект. Под «валовыми» коэффициентами активности  $f_i^S$  понимаются коэффициенты активности, отнесенные к суммарной концентрации компонента  $i$  в диссоциированном и недиссоциированном состоянии. Если в водном растворе компонент  $i$  диссоциирует с образованием  $n$ -валентных катионов, то

$$\frac{d \ln f_i^S}{d \ln [H^+]} = n \alpha_n, \quad (1)$$

где  $\alpha_n$  — степень диссоциации компонента (Коржинский, 1956).

Повышение кислотности постмагматических растворов изменяет коэффициенты активности разных компонентов в различной степени и поэтому может вызвать серию реакций растворов с боковыми породами, с вытеснением более сильных оснований более слабыми основаниями и более слабых кислот более сильными. Последующее повышение основности растворов может вызвать обратную серию реакций. Расположение окислов по убывающей основности должно соответствовать возрастающей электроотрицательности металлов. Ряд возрастающей электроотрицательности с включением также и халькофильных металлов имеет следующий вид (по данным Поваренных, 1956, 1962 и Green, 1959): Cs, Rb, K, Na, Sr, Li, Ca, La, Ce, Y, Th, Pb, Mn, Mg, Ag,  $\text{Cu}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{U}^{3+}$ ,  $\text{Bi}^{3+}$ , Zr,  $\text{Co}^{2+}$ , Zn, Be, Ta, Au, Hg,  $\text{V}^{6+}$ , As, Ni, Al,  $\text{Cu}^{2+}$ ,  $\text{Mo}^{4+}$ , Sn, W, Nb,  $\text{Fe}^{3+}$ , Cr, Ti,  $\text{Co}^{3+}$ , Si,  $\text{S}^{4+}$ , B, Te, P, H, C,  $\text{S}^{6+}$ , Cl, O, F.

В этом ряду принята во внимание электроотрицательность для валентностей, обычных для эндогенных минералов или же особо отмеченных в индексе.

**Кисотно-фильтрационный эффект.** При просачивании растворов через тонкопористые фильтры различные компоненты раствора перемещаются с различной скоростью, т. е. имеет место дифференциальное течение раствора. Это явление, давно известное как «фильтрационный эффект» для растворов органических веществ или неорганических растворов при органических фильтрах, в настоящее время установлено экспериментально также и для неорганических растворов и фильтров (Коржинский, 1947; Овчинников и Шур, 1953, 1956). Особенно большое значение для геологии должен иметь «кисотно-основной фильтрационный эффект», т. е. частичный гидролиз солей в просачивающемся растворе, с более быстрым просачиванием кислот и отставанием от них оснований (Коржинский, 1957). Этот эффект был изучен экспериментально в растворах хлоридов и сульфатов меди и железа (Жариков, Дюжикова и Максакова, 1961, 1962), причем в некоторых опытах скорость перемещения через фильтр аниона соли вдвое превышала скорость продвижения катиона соли. При гидротермальных процессах имеет значение также более быстрый подъем летучих кислотных компонентов в виде газовых пузырей в жидком растворе.

На основе этих принципов может быть развита гипотеза «опережающей волны кислотности». При кристаллизации магмы остаточные растворы обогащаются кислотными компонентами. Вследствие кислотно-основного фильтрационного эффекта эти компоненты поднимаются в потоке трансмагматических и постмагматических растворов быстрее, чем находящиеся в растворе основания. Первоначальное охлаждение, вызывая конденсацию и уплотнение растворов, повышает их кислотность, достигающую максимума на некотором расстоянии от очага.

В каждом сечении потока постмагматических растворов, т. е. на любом расстоянии от магматического очага, прохождение волны кислотности создает определенные переломы в свойствах растворов, в связи с чем выделяется несколько стадий минералообразования.

1. Первоначально на породы воздействуют слабо щелочные растворы, в которых концентрация кислотных компонентов еще не успела повыситься («ранняя щелочная стадия»).

2. С вступлением в данное сечение волны кислотных компонентов их концентрация постепенно повышается, что вызывает ряд реакций растворов с боковыми породами, приводящих к постепенному понижению основности пород, иногда вплоть до их полного окварцевания («кислотная стадия»).

3. После достижения максимума кислотность начинает понижаться. Поскольку при уходе волны кислотных компонентов в растворе остается избыток оснований, ранее переведенных в раствор кислотами, раствор не только достигает нейтральности, но затем и значительной основности. В эту «позднюю щелочную стадию» возрастающей основности протекает серия реакций раствора с боковыми породами, с повышением основности последних и с осаждением основных минералов в трещинах пород.

4. После осаждения избытка оснований из растворов последние приближаются к нейтральности («заключительная нейтральная стадия»).

Прохождение волны кислотности вызывает «гидротермальную кислотно-основную дифференциацию» в породах, через которые растворы просачивались. В стадию возрастающей кислотности преобладает выщелачивание оснований из больших объемов пород. При последующем понижении кислотности преобладает осаждение оснований, что способствует закупорке пор, с преимущественным осаждением оснований в трещинах пород, как микроскопических, так и крупных, с обра-

зованием рудных жил. В частности, в трещинах могут концентрированно отлагаться металлы, выщелоченные в кислотную стадию из значительных объемов пород, чем можно объяснить «латераль-секреционное» образование некоторых рудных жил. Так, несомненно, что источником глинозема для корундовых, диаспоровых, алунитовых и других высокоглиноземистых жил и источником железа для колчеданных залежей могут быть вмещающие их эффузивы, осветленные и частично окварцованные («гидротермальные кварциты»). Приуроченность меднорудных жил к толщам вулканических пород основного состава делает вероятным такой же источник для меди.

Источник других металлов гидротермальных рудных жил представляет весьма интересную проблему. Исследования геохимических особенностей руд и их изотопического состава нередко говорят в пользу происхождения рудных металлов из толщ боковых пород. Это привело некоторых исследователей к выводу, что вообще источником руд гидротермальных месторождений служат вмещающие их осадочные и метаморфические породы, а не магма (Тугаринов, 1963). С другой стороны изучение первичных геохимических ореолов рассеяния около эндогенных полиметаллических месторождений указывает на обогащение, а не обеднение боковых пород рудными металлами (Янишевский и др., 1963).

Нам представляется, что рудные металлы могут иметь различное происхождение. При образовании гранитной магмы за счет магматического замещения (гранитизации) осадочных и других толщ под воздействием потоков ювенильных трансмагматических растворов (Korzhinsky, 1960) некоторые металлы могут быть привнесены. При кристаллизации магмы остаточные растворы могут обогатиться элементами, первоначально рассеянными в толщах пород, подвергшихся гранитизации. Наконец, прохождение опережающей волны кислотности неизбежно должно сопровождаться кислотно-основной дифференциацией, с осаждением в трещинах руд металлов, выщелоченных из боковых пород.

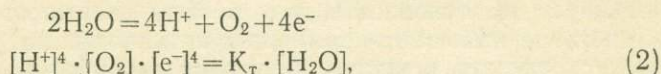
Если поток гидротермальных растворов пересекает чередование пород различной основности, то прохождение волны кислотности в разных породах проявится различно. При прохождении через основные породы кислоты быстро нейтрализуются, преимущественно за счет растворения кальция пород, вследствие чего глинозем и окислы железа как более слабые основания раствору не подвергаются. Поэтому общее изменение породы не так значительно, и даже общая первичная структура породы, например, диабазовая, сохраняется. С уходом волны кислотных компонентов выщелоченный кальций осаждается в виде кальцитовых или эпидотовых прожилков в той же породе. Вследствие дифференциального течения растворов, волна кислотных компонентов вступает в толщу вышележащих менее основных пород, оставив позади себя переотложенные при их участии основания.

В среде менее основных пород кислотность растворов может стать значительной, что вызовет растворение и переотложение также и более слабых оснований, включая окислы железа и глинозем. Состав породы может быть изменен очень существенно, с потерей первичной структуры, причем переотложение железа может привести к образованию колчеданных залежей. Действительно, в колчеданных месторождениях среди вулканогенных толщ часто наблюдается, что кварц-серицитовые породы со скоплениями колчеданов образуются преимущественно за счет менее основных вулканогенных пород, тогда как разделяющие их соли более основных порфиритов и диабазов остаются слабо измененными.

В настоящее время представляется несомненным, что в вулканогенных формациях в гидротермальных процессах принимают участие вадо-

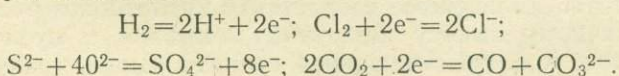
зовые воды, которые становятся агрессивными при вступлении в них вулканогенных кислотных возгонов. Если бы при этом имело место простое смешение ювенильных вод с вадозовыми, то кислотность в разбавленных водах была бы понижена. Но с точки зрения развиваемой здесь гипотезы, волна кислотных компонентов может переходить из более глубинных вод в приповерхностные без понижения концентрации кислот.

Рассмотрим теперь поведение кислорода при эндогенных постмагматических процессах. В присутствии воды должно устанавливаться следующее равновесие:



где  $K_T$  — константа равновесия для данной температуры, а квадратные скобки означают активности заключенных в них компонентов.

Активность протона  $[\text{H}^+]$  может изменяться в широких пределах в зависимости как от кислотности поступающих растворов, так и основности изменяемой породы. Концентрация кислорода в растворах в глубинных условиях ничтожна, а потому незначительна и его подвижность, так что активность кислорода зависит от местных реакций. Активность воды в водных растворах может рассматриваться как постоянная. Активность электрона, как известно, выражается через окислительно-восстановительный потенциал системы. Выдвигается гипотеза (Коржинский, 1963), что при воздействии потока гидротермальных растворов в глубинных условиях активность электрона (окислительно-восстановительный потенциал) поддерживается на постоянном для данного потока уровне за счет буферных окислительно-восстановительных реакций в растворе, таких как:



В этих условиях должно быть:

$$[\text{H}^+]^4 \cdot [\text{O}_2] = K_T', \quad (3)$$

т. е. активность кислорода должна находиться в обратной зависимости от кислотности раствора.

Действительно, в стадию возрастающей кислотности постмагматических растворов совершенно закономерно происходит понижение активности кислорода. В скарновых и некоторых других месторождениях в стадию возрастающей кислотности падение активности кислорода с особой наглядностью проявляется в замещении гематита магнетитом, с образованием «мушкетовита», т. е. псевдоморфоз магнетита по гематиту. Вслед за этим происходит полное замещение кислородных соединений железа сульфидными. В позднюю щелочную стадию возрастания щелочности растворов сопровождается обратным частичным замещением сульфидов железа гематитом.

Из формулы (3) можно сделать также и обратный вывод, что в глубинных условиях повышение активности кислорода при воздействии потока гидротермальных растворов должно вызвать понижение кислотности, т. е. повышение щелочности растворов. Этот вывод интересен в связи с проблемой щелочного метасоматоза в толщах железистых кварцитов.

Как известно, в древних толщах метаморфизованных джеспилитов местами развит щелочной метасоматоз, с образованием щелочных амфиболов и пироксенов, включая рибекит и эгирин. Щелочной метасоматоз

бывает развит только в наиболее сильно измененных участках джеспилитовых толщ, т. е. в местах наиболее интенсивного воздействия растворов. Во вмещающих сланцах и гнейсах щелочной метасоматоз не проявляется. Совокупность геологических данных по разным районам доказывает независимость щелочного метасоматоза в джеспилитах от каких-либо собственно щелочных магматических пород. Ранее мною была высказана гипотеза, что щелочной метасоматоз в джеспилитах обусловлен кислотно-основным взаимодействием. Джеспилиты всегда содержат в небольшом количестве карбонаты типа доломита-анкерита, при бедности алюминием. Растворение карбонатов в восходящих растворах повышает их основность, что в силу взаимного усиления оснований в растворе вызывает повышение активности натрия, который поэтому может вступать в состав щелочных амфиболов и пироксенов. Теперь в качестве добавочной причины повышения щелочности растворов можно привести повышенную активность кислорода, который освобожден при частичном восстановлении гематита в магнетит во время прогрессивного метаморфизма джеспилитов. О повышенной активности кислорода в джеспилитах свидетельствует тот факт, что гематит в них сохраняется до более высоких температур метаморфизма, чем в окружающих, более бедных железом породах.

Для проверки этой гипотезы весьма интересно было бы выяснить, происходит ли повышение щелочности при метаморфизме марганцовых (пиролузитовых) осадочных залежей.

Обратимся теперь к общей картине постмагматических процессов. В гранитных массивах ранним проявлением возрастающей кислотности постмагматических растворов является мирмекитизация, а затем альбитизация калиевого полевого шпата, при которых происходит замещение калия менее электроположительным натрием. Затем следует вынос кальция и магния из породы, с альбитизацией плагиоклаза и мусковитизацией биотита. Дальнейшее возрастание кислотности растворов приводит к частичному выносу щелочных металлов с мусковитизацией полевых шпатов, т. е. грейзенизацией гранита. Вдоль трещин происходит окварцевание, с образованием кварцевых жил. Наиболее интенсивно идут эти процессы в приконтактных частях гранитных массивов, где достигается максимальная кислотность растворов и выщелачивание резко преобладает над последующим осаждением оснований. В трещинках среди жильного кварца и грейзенов осаждаются в виде жилков мусковит и литиевые слюды, полевые шпаты, а из рудных минералов типичны вольфрамит, касситерит, молибденит (т. е. соединения металлов, менее электроположительных, чем алюминий).

С приближением к поверхности кислотное выщелачивание проявляется еще резче, предположительно потому, что конденсация охлаждающихся высокотемпературных постмагматических растворов (вызывающая повышение их кислотности) при меньшем давлении нагрузки должна быть более резкой. Приконтактовое кислотное выщелачивание около куполов гипабиссальных кремнекислых магматических пород иногда приводит к превращению вулканогенных пород в андалузито-кварцевые кварцитовидные породы, переотложение глинозема в которых выражается образованием корундовых жил (корундовые месторождения Казахстана). В таких образованиях произошел полный вынос всех одновалентных и двухвалентных (т. е. более электроположительных) элементов, остались только алюминий, титан и кремний, т. е. наиболее электроотрицательные из порообразующих металлов.

С удалением от контактов гранитоидных массивов кислотное выщелачивание проявляется менее интенсивно, а последующее осаждение оснований становится более значительным. Последнее, естественно, связано с течением растворов, вследствие которого максимальное осаж-

дение должно иметь место выше зоны максимального выщелачивания. Вблизи гранитоидных массивов обычны кварцевые жилы с зальбандами из кислотно-выщелоченных кварцево-серицитовых пород с пиритом. Рудные минералы, отлагающиеся с замещением жильного кварца, представляют преимущественно соединения элементов средней части ряда электроотрицательности — мышьяк, золото, медь, цинк. В удаленных от магматических очагов (телетермальных) жилах стадия кислотного выщелачивания боковых выражена очень слабо или даже отсутствует. Ранний жильный кварц сменяется затем баритом, карбонатами кальция, магнезия и марганца, а из рудных металлов становятся существенными серебро, свинец, т. е. более электроположительные металлы.

Вблизи поверхности возможны реакции с притоком атмосферного кислорода. Окисление слабой сероводородной кислоты в сильную серную может существенно повысить кислотность восходящих растворов. Поэтому в современных сольфатарных полях наибольшее выщелачивание эффузивов, с превращением их в опалиты, приурочено к самым приповерхностным горизонтам, тогда как ниже могут залегать менее измененные пропицитизированные эффузивы. В более глубоких горизонтах вулканогенных толщ наиболее интенсивное кислотное выщелачивание эффузивов, с превращением их в «гидротермальные (вторичные) кварциты», часто бывает удалено от контактов гипабиссальных магматических тел, с которыми могли бы быть связаны постмагматические растворы. Причины этого недостаточно ясны. С одной стороны, естественно, что при меньшем давлении конденсация постмагматических растворов должна приходиться на более низкие температуры и потому совершаться, с повышением кислотности растворов, на большем удалении от магматических источников. С другой стороны, при гидротермальных процессах в вулканогенных толщах имеют значение обогащенные кислородом пластовые и трещинные воды, вызывающие окисление восходящих растворов с повышением их кислотности.

Последовательность выщелачивания и осаждения компонентов зависит, конечно, не только от их основности, но и от среднего содержания в изменяемых породах и от исходной концентрации растворов. Большое содержание компонента в боковой породе затрудняет его полное растворение и ускоряет последующее осаждение. Поэтому простая схема кислотно-щелочной дифференциации при постмагматических процессах наглядно выражена преимущественно в формациях кремнекислых пород. С переходом к более щелочным и более основным породам закономерности постмагматических процессов становятся более сложными. Так, в гранитоидах повышенной щелочности стадия высокотемпературного выщелачивания проходит при достаточно высокой активности щелочных металлов и выражается в полном выщелачивании щелочных земель ( $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ) при сохранности щелочных полевых шпатов. Таковы, например, автометасоматические кварц-ортоклазовые породы с вкрапленным медно-молибденовым оруденением. Значительно реже автометасоматическое выщелачивание кальция и магнезия в гранитных куполах протекало даже при повышенной активности щелочных металлов, с превращением биотитовых гранитов в рибекитовые и даже эгиринсодержащие «апограниты» (Беус и др., 1962). Это очевидно связано с тем, что при кристаллизации гранитов остаточные растворы могут обогащаться не только кислотными, но и другими подвижными компонентами, к числу которых относятся и щелочные металлы. В таких случаях лучше говорить о постмагматической дебазификации, чем о кислотном выщелачивании.

В массивах нефелиновых сиенитов стадия кислотного выщелачивания проявляется в альбитизации (мариуполитизации) их, что сопровождается заменой калия натрием и обогащением кремнеземом. После-

дующее осаждение оснований выражается в отложении по трещинам цветных и редкоземельных минералов, иногда и карбонатов. Общие закономерности постмагматических процессов в габброидах и гипербазитах еще недостаточно исследованы.

Несомненно, что именно понижение кислотности постмагматических растворов является основной причиной осаждения руд. Различают два главных случая понижения кислотности: 1) при взаимодействии растворов с более основными породами; 2) вследствие ухода волны кислотности. В первом случае осаждение руд происходит на фронте нейтрализации кислых растворов, вступающих в скарны, карбонатные и другие породы основного состава. Отличительная особенность этого случая заключается в том, что по мере дальнейшего воздействия того же потока растворов отложившиеся руды подвергаются частичному разведению, обычно с замещением их кварцем. Здесь происходит одновременное разрастание двух метасоматических зон: рудной, разрастающейся за счет основной породы, и окварцевания, замещающей рудную.

Часто рудные минералы отлагаются среди кислотно-выщелоченных пород или среди жильного кварца. Так, например, некоторые колчеданные залежи целиком заключены среди метасоматических кварц-серицитовых пород. Отложение руд здесь могло быть вызвано только уходом кислотных компонентов. Для рудоотложения наиболее благоприятен случай совместного воздействия обеих указанных причин понижения кислотности растворов. Так, наиболее крупные колчеданные залежи приурочены к зонам контактов кварц-серицитовых пород, возникших за счет более кислых эффузивов («альбитофиров», «кератофиров»), с вышележащими пропилитизированными породами более основного исходного состава, причем колчеданные залежи частично лежат среди кварц-серицитовых пород и отсюда переходят, обогащаясь медью и полиметаллами, в зеленокаменные пропилитизированные породы.

Основные черты эндогенных месторождений различных типов — пегматитовых, скарновых, колчеданных, гидротермальных жильных и прочих — могут быть объяснены допущением одной волны кислотности в потоке постмагматических растворов. Однако, принимая во внимание многофазность интрузивной деятельности при образовании некоторых гранитоидных массивов, нельзя исключить возможность проявления более чем одной волны кислотности в сопровождающих их потоках постмагматических растворов.

Итак, необходимым фактором образования эндогенных рудных месторождений является волна кислотных компонентов, зарождающаяся при кристаллизации магмы. Источником этих кислотных компонентов могут быть как осадочные толщи, замещаемые магмой в процессе гранитизации, так и те «транзмагматические растворы» глубинного ювенильного происхождения, потоки которых вызывают магматическую гранитизацию осадочных толщ. Однако концентрация кислотных компонентов может быть обусловлена только кристаллизацией магм. Поэтому эндогенные рудные месторождения всегда связаны с постмагматическими процессами. В стадию прогрессивного метаморфизма и гранитизации тоже существовали потоки восходящих растворов, вызывающих метасоматический метаморфизм мощных толщ различных пород. Хотя температура этих растворов с удалением от очагов гранитизации падала, тем не менее с ними не связаны ни явления кислотного выщелачивания, ни осаждения руд.

Рудные элементы эндогенных месторождений могут заимствоваться из осадочных и других пород земной коры, а частично быть ювенильными. Однако во всех случаях концентрация их в рудных залежах и жилах обусловлена мощными процессами магматической и постмагматической кислотно-основной дифференциации.

D. S. KORZHINSKII

## ACIDITY CONDITIONS IN POSTMAGMATIC PROCESSES

(Summary)

A hypothesis of the «acidity wave» formed in the flow of postmagmatic solutions is evolved by the author. In the course of magma crystallization the acidic components are concentrated in the residual solutions, which due to the «acidic—basic filtration effect» percolate through rocks faster than the basic ones, giving rise to the acidity wave. In every section of the flow of postmagmatic solutions the passing wave makes, at first, the acidity to increase with the subsequent debasification of rocks in the order of decreasing basicity, i. e. in the order of increasing electronegativity of metals. Then, after the wave of acidic components has leaved, superfluous bases remain in the solutions of the given section of the flow, which have been leached from rocks by dint of acids, but retarded on account of the acid—base filtration effect.

This leads to a progressing increase of alkalinity of solutions with the precipitation of the bases in the order of increasing basicity (i. e. increasing electropositivity of metals). Metals leached from large volumes of rocks at the increasing acidity stage, in the course of the phase of increasing basicity may be deposited in the rock—fishures taking the shape of ore veins («hydrothermal acid—base differentiation»).

The activity of oxygen, as well as the pH and Eh of a solution are dependent on the water dissociation equilibrium ( $2H_2O=4H^++O_2+4e^-$ ). Very likely in the hypogene environments the buffer reactions in intensively percolating solutions keep Eh at a definite level. Therefore the increase in acidity of solutions is in reverse dependence on oxygen activity. At the stage of increasing acidity of postmagmatic solutions a decrease of oxygen activity must take place, and at the following stage of increasing basicity of solutions a reverse increase of oxygen activity would be realised. Such an interdependency is, in fact, very typical for postmagmatic processes.

It may be also concluded, that the increase in oxygen partial pressure may cause the increase in alkalinity of solutions. Apparently this is one of the causes of alkaline metasomatism effectuated in the metamorphic jaspilites, as in metamorphism of jaspilites some oxygen is released on account of hematite being partly reduced to magnetite.

The decrease of acidity in postmagmatic solutions either caused by the exit of the wave of acidic components, or determined by the reaction of solutions with more basic rocks is, in fact the main cause of the ore precipitation from the solutions.

The acidity wave passing through the flow of postmagmatic solutions answers for the acidic—base differentiation of the rock matter taking place on the way of percolating solutions. This leads to a concentrated deposition of aluminium, iron and copper ores and, probably, of certain other metals leached from the wall rocks.

## ЛИТЕРАТУРА

Беус А. А., Северов Э. А., Ситнин А. А., Субботин К. Д. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). Изд-во АН СССР, 1962.

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максаква Э. М. О различной скорости фильтрации анионов и катионов при просачивании растворов через тонкопористые фильтры. Докл. АН СССР, т. 141, № 1, 1961.

Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максаква Э. М. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. Изв. АН СССР, сер. геол., т. 27, вып. 1, 1962.

Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект в растворах и его значение для геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 2.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.

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

Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, т. 122, № 2, 1958.

Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1963.

Овчинников Л. Н. и Шур А. С. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры. Тр. IV совещ. по эксперим. минерал. и петрограф., вып. 2. Изд-во АН СССР, 1953.

Овчинников Л. Н. и Шур А. С. Исследование инфильтрации растворов под давлением. Тр. ИГЕМ, вып. 6, 1956.

Поваренных А. С. О количественной оценке состояния химической связи в минералах. Докл. АН СССР, т. 109, № 5, 1956.



Поваренных А. С. Об использовании электроотрицательности элементов в кристаллохимии и минералогии. Зап. Укр. отд. Всесоюз. минерал. о-во, вып. I, Киев, 1962.

Тугаринов А. И. О причинах формирования рудных провинций. Химия земной коры (Тр. геохим. конф. 100-летия В. И. Вернадского), т. I. Изд-во АН СССР, 1963.

Янишевский Е. М., Григорян С. В., Баранов Э. Н., Вертепов Г. И., Каблуков А. Д. Эндогенные ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. Госгеолтехиздат, 1963.

Green J. Geochemical table of the elements for 1959. Bull. Geol. soc. Am., v. 70, no. 9, 1959.

Korzhinsky D. S. The advancing wave of acidic components in ascending solutions and hydrothermal acid-base interaction. Geochim. et cosmochim. acta. V. 17, p. 17, 1959.

Korzhinsky D. S. Acidity-alkalinity in magmatic processes. Inter. Geol. Congress, Reports of the XXI session, Norden, p. XXI, 1960.

Л. Н. ОВЧИННИКОВ, Д. С. ШЛЯПНИКОВ, А. С. ШУР

## МОБИЛИЗАЦИЯ И ПЕРЕНОС ВЕЩЕСТВА ПРИ ЭНДОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ

### Источники рудного вещества

Дискуссия о происхождении и условиях образования различных эндогенных месторождений вызвана действительным разнообразием источников рудного вещества, факторов его мобилизации и переноса, механизмов концентрации. Даже месторождения, входящие в единую формацию, подобно медноколчеданным, могут быть конвергентными — сходными по составу, строению и геологической позиции, но различными по генезису (Смирнов, 1960; Рутье, 1960; Raguin, 1957).

Генетическая классификация эндогенных месторождений уже не может быть такой простой и универсальной, какой она сохраняется в современных обзорах и учебных руководствах, до сих пор опирающихся на исследования первых десятилетий нашего века. Классификация, для того чтобы быть значимой, должна учитывать разнообразие и источников металлов, и процессов, приводящих к их миграции, и тех сред, в которых производится их перенос. Это разнообразие наглядно представлено в табл. 1, где делается попытка свести воедино различные взгляды и тенденции. Таблица не претендует на полноту и не утверждает равную правомерность всего, включенного в нее. Степень дискусионности отдельных источников, факторов и агентов здесь весьма различна, так же как частота и масштабы месторождений, обусловленных ими. В частности, верхняя мантия Земли и древние месторождения как источники рудного вещества, а сублимация как процесс переноса приведены для большей полноты перечня взглядов и нами вообще не обсуждаются.

Возможности для образования промышленных рудных концентраций в земной коре очень велики и разнообразны благодаря легкой мобилизации и экстракции металлов из их первоисточников разного характера и происхождения всепроникающими экстрагентами, транспортерами и концентраторами в виде вод и газов также различного происхождения. Факторы термодинамические и геолого-тектонические в каждом конкретном случае превращают такую возможность в действительность. Не подлежит сомнению, что при таких источниках металлов, как магматический очаг, зоны регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, вулканогенно-осадочные толщи, удаленные от мест концентрации (дальняя мобилизация), породы, окружающие рудные тела (местная мобилизация), с помощью жидких и газовых фаз происходит закономерная экстракция рассеянных металлов и их увлечение к местам отложения с обязательной попутной концентрацией в силу стягивания к подготовленным тектоникой локальным путям.

Таблица 1

## Источники рудного вещества, факторы его мобилизации и переноса

Первичный источник (откуда мобилизуются металлы для создания в дальнейшем месторождения)	Факторы мобилизации и переноса	Экстрагенты и переносчики
Магматический расплав	Дифференциация (внутренняя мобилизация с образованием собственно магматических месторождений разных типов) Остаточный расплав Остаточный флюид Рудная магна Вулканические эксгаляции Автометасоматоз Ассимиляция (в том числе известняков, галолитов) Постмагматические растворы Сквозьмагматические растворы Гибридизм	Газы Ювенильные воды Расплавы Сублимация (сухая возгонка)
Морские осадки Осадочно-вулканогенные толщи: удаленные от мест концентрации о окружающие рудные тела	Сингенез (без мобилизации) Диagenез Постмагматические растворы Магматическое тепло Тектонические деформации Метаморфизм и метасоматоз гипабиссальный близповерхностный (пропилитизация)	Газы Сублимация Ювенильные воды Метеорные (в том числе геотермальные воды) Метаморфические воды Воды сжатия Смешанные воды Диффузия в твердом состоянии
Породы зон метаморфизма и ультраметаморфизма	Расплавление Эксгаляции Ультраметаморфизм (анатексис, палингенез) Гранитизация Региональный метаморфизм Контактный метаморфизм	Органическое вещество Бактерии Газы Расплавы Десорбционные воды Дегидратационные воды Диффузия в твердом состоянии
Древние рудные месторождения	Регенерация, которую производят: Гидротермы Магматические процессы Тектоно-метаморфические процессы Палингенный псевдомагматизм	
Верхняя мантия		

Примечание. В таблице сохранены термины и понятия оригинальных литературных источников, что обуславливает отсутствие в ряде случаев логической связи между ними.

## Экстракция металлов

Как показывают экспериментальные исследования, особенно моделирующие некоторые стороны природных процессов, экстракция рассеянных металлов закономерна как из расплавов, так и из твердых горных пород при воздействии на последние газов и вод в широком интервале температур.

Металлы, рассеянные в расплаве, легко экстрагируются, концентрируются и выносятся за его пределы нагретым водяным паром и газами, растворенными в расплаве. Механизм извлечения и выноса

металлов из магмы может быть двояким: 1) рудные капли увлекаются и коалесцируются пузырьками газа, аналогично промышленному процессу пенной флотации (Ovchinnikov, 1958, 1960; Овчинников, 1959, 1960); 2) при воздействии водяного пара металлы образуют легко растворимые в нем гидрооксокомплексы и не только выносятся за пределы расплава, но и удаляются на значительные расстояния (Овчинников и Максенов, 1962).

Газы легко экстрагируют рассеянные рудные элементы и из твердых горных пород. В предыдущих наших опытах (Овчинников и Максенов, 1962) вынос элементов-примесей из гранита при воздействии на него водяного пара при температуре 600°С составлял 50—99% их исходного содержания. Ряд последующих экспериментов подтвердил вынос нагретым водяным паром из полевого шпата и слюды в заметных количествах не только минералообразующих, но и рассеянных элементов даже при 300°С, температуре весьма умеренной (табл. 2).

Таблица 2

Вынос химических элементов нагретым водяным паром из некоторых породообразующих минералов (температура 300°С)

Минерал (фракция —2,0+0,5 мм)	Вес проб- ы, кг	Продол- житель- ность, опыта, час	Вынос за 1 сутки из 1 кг пробы, мг											
			общее кол-во	Fe	Ni	Co	Mn	Ti	V	Cu	Pb	Cr	B	
Калиевый полевой шпат	0,37	95	22,6	0,68	0,014	0,0007	0,015	0,06	0,007	0,007	0,007			
То же	0,8	206	3,1	0,19	0,0002		0,02	0,0002	0,0001	0,0003	0,007			
Биотит	0,37	174	12,3	0,001			0,0007			0,0007		0,0003	++	

В целом опыты с нагретым водяным паром свидетельствуют: а) о больших возможностях газов в собирании и извлечении металлов, рассеянных в магматическом очаге и в переносе этих металлов; б) об агрессивном воздействии газов на твердые горные породы и интенсивном выносе ими из этих пород металлов-примесей; в) о газах как благоприятной среде для контактового взаимодействия и реакционного обмена компонентами между породами (Овчинников и Максенов, 1962; Овчинников, 1963).

Большая агрессивность водных растворов даже при низких температурах общеизвестна. Следует только подчеркнуть, что наряду с выщелачиванием породообразующих элементов эти растворы экстрагируют и рассеянные металлы, в том числе и распространенные повсеместно. Рассеянные металлы — неисчерпаемый источник для образования рудных месторождений. В последних сосредоточена только незначительная часть любого металла; по сравнению с существующими возможностями природа тратит совсем небольшие усилия для их концентрации. Сопоставление мировых запасов со средними содержаниями в земной коре приведено в табл.3.

Наблюдающееся возрождение латераль-секреционной теории на новой основе закономерно, так как сочетание широкого распространения металлов в горных породах с их легкой экстракцией и переносом циркулирующими водами или газами в благоприятных тектонических

Таблица 3

Сопоставление средних содержаний металлов в земной коре с их концентрацией в месторождениях мира

Металл	Среднее содержание в земной коре, % (Виноградов, 1956)	% концентрации в месторождениях по отношению к количеству металла, содержащегося в материковой земной коре до глубины 1 км
Fe	4,2	$4 \cdot 10^{-3}$
Mn	0,1	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Zn	$8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$2 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$
Sb	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Au	$5 \cdot 10^{-7}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$
W	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$
Mo	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Sn	$3 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$
Ni	$2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-5}$
Co	$4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-6}$

и термодинамических условиях неизбежно должно привести к образованию рудных месторождений.

Более легкая экстракция рассеянных металлов по сравнению с породообразующими элементами обусловлена, в первую очередь, их нахождением в рассеянной молекулярной или атомарной форме, или же в виде самостоятельных субмикроскопических минеральных индивидуумов, сульфидов или окислов (Таусон, 1961). Из калиевого полевого шпата, например, железо выносится в количествах, во много раз больших, чем из биотита (см. табл. 2), хотя в полевом шпате его содержание и незначительно.

В магматическом расплаве рассеянные металлы легко концентрируются и отделяются благодаря нахождению их в виде или растворенных атомов, или соединений типов  $\text{FeS}$  и  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , обладающих металлическими связями и являющихся обособленными электронными жидкостями (Овчинников, 1959).

Определенную роль в экстракции металлов могут играть бактерии. Известен опыт промышленного бактериального выщелачивания меди из бедных сульфидных руд и отвалов с применением культур *Thiobacillus ferrooxidans*, *Thiobacillus thiooxidans* (Bryner и др., 1954; Bryner и Jamerson, 1958; Кузнецов и др., 1962). Для промышленных целей бактериальная экстракция медленна, но в геологических условиях ее скорость может быть очень велика.

Хорошим экстрагентом рассеянных металлов в смысле полноты извлечения и легкой миграции может служить органическое вещество. Судя по косвенным признакам, значение органического вещества может быть весьма велико. С одной стороны: а) имеется большое разнообразие устойчивых металлоорганических комплексных соединений (Яцимирский, Васильев, 1959), б) известна большая роль органических соединений в экстракции и разделении металлов в радиохимии, аналитической химии, ядерной технологии, бурно развившихся в связи с потребностями атомной промышленности (Даймонд и Так, 1962). Избирательная экстракция с помощью органических комплексов, например, дает возможность определять содержание миллионных долей тория в поро-

дах (Levine a. Grimaldi, 1958). С другой стороны, накапливается все больше и больше факторов о постоянном распространении метана, тяжелых углеводородов и твердых битумов в изверженных горных породах и рудах (Гуревич и др., 1960; Фридман, 1961; Иванов и др. 1961; Гаррис и др., 1961). Наши данные также свидетельствуют о заметных содержаниях метана и тяжелых углеводородов в рудах и породах Урала (табл. 4).

Таблица 4

## Содержание газов в горных породах и рудах Урала

Наименование	Содержание, мл/кг						
	общее	H <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	CO	CH <sub>4</sub> + тяжелые углево- родороды	N+ редкие газы	Cl
Габбро меланократовое, вмещающее титаномагнетитовые тела. Малый Куйбас . . . . .	5,15	1,19	0	0	2,00	1,96	0,001
Перидотит серпентинизированный. Восточно-Тагильский массив, Анатольский участок . . . . .	3,5	0,29	0	0	0,23	2,98	0,002
Серпентинит. Восточно-Тагильский массив, Липовский участок . . . . .	1,0	0,05	0	0	0	0,96	Следы
Магнетит. Ауэрбаховское контактово-метасоматическое месторождение . . . . .	1,5	0,39	0	0	0,14	0,95	0,002
Магнетит. Гора Магнитная . . . . .	26,1	15,0	0	0	1,5	9,6	Не опр.
Титаномагнетит. Висимское месторождение . . . . .	67,1	21,7	0	0	17,1	28,3	0,03

Генетическая роль экстракции не ограничивается простым извлечением металлов из горных пород. Различная степень извлечения разных металлов различными экстрагентами может привести к дифференциации их в растворах, разной подвижности, а отсюда к зональности отложений и разобщенности мест их концентрации.

## О роли комплексных соединений

В последнее время все большее внимание уделяется комплексным соединениям как одной из главнейших форм переноса металлов в растворах (Щербина, 1956, 1962; Беус, 1958; Беус, Соболев, 1962; Калинин, 1961; Ольшанский и Иваненко, 1958 и др.). Но этот интерес еще чрезвычайно мал по сравнению с той ролью, которую в действительности могут играть комплексные соединения в рудообразовании вообще и в мобилизации и переносе рудного вещества в частности. Особое значение для комплексообразования имеет постоянное наличие в рудообразующих растворах натрия и калия, приводящее к обязательному образованию устойчивых комплексов типа двойных солей. Как справедливо указывают А. А. Беус и Б. П. Соболев (1962), в условиях повышенной активности в растворах катионов щелочных элементов в присутствии большого количества сильных комплексообразователей имеются все основания предполагать, что основными формами переноса рудных элементов являются ацидокомплексные соединения. Наиболее вероятными аддендами в этом случае будут Cl<sup>-</sup>, S<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>2-</sup>, OH<sup>-</sup>. К многим, имеющимся в литературе доказательствам переноса металлов в виде хлоридов

(Соколов, 1961; Беус и Соболев, 1962, Павлов, 1963, Калинин, 1961) можно добавить наши сведения о постоянном содержании хлора в поровых газах уральских изверженных пород и руд (см. табл. 4).

Три важнейших для рудообразования свойства отличают комплексные соединения от простых: резкое увеличение экстракции химических элементов из минералов и горных пород, многократное увеличение их растворимости в газовой и жидкой фазах, многократное повышение устойчивости в растворах. Все это способствует мобилизации и переносу металлов, не идущей ни в какое сравнение с коллоидными и простыми ионными соединениями, на которых строятся обычно различные термодинамические расчеты.

Некоторые свойства и поведение комплексных соединений могут быть проиллюстрированы на комплексах двойных солей:  $\text{NaCl} \cdot \text{FeCl}_3$ ,  $\text{KCl} \cdot \text{FeCl}_3$ ,  $\text{NaCl} \cdot \text{CuCl}_2$ , с которыми был произведен ряд опытов.

Присутствие в слабо солянокислом растворе (0,8—2,6%  $\text{HCl}$ ) натрия или калия многократно увеличивает извлечение железа из минералов и горных пород с обязательным образованием комплексного соединения  $\text{Na}(\text{FeCl}_4)$  или  $\text{K}(\text{FeCl}_4)$ <sup>1</sup> в растворе. Степень извлечения железа пропорциональна содержанию щелочных металлов в растворе и в условиях конкретных опытов по сравнению с растворами, где эти металлы отсутствуют, может возрастать в 5—20 раз (рис. 1). Во много раз возрастает одновременное извлечение и других элементов:  $\text{Cu}$  и  $\text{Ag}$  в десятки раз,  $\text{Co}$  и  $\text{Ni}$  в 5—6 раз,  $\text{V}$  в 1,5—3 раза,

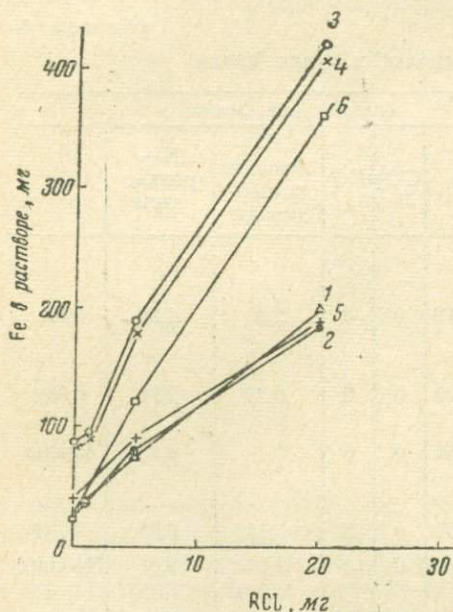


Рис. 1. Зависимость степени извлечения железа из минералов и горных пород от содержания щелочных металлов в растворе

Кривые 1—4 — воздействие на биотит; 5 — на дунит; 6 — на андезит. 1 —  $\text{NaCl}$ , 0,8%  $\text{HCl}$ ; 2 —  $\text{KCl}$ , 0,8%  $\text{HCl}$ ; 3, 5 —  $\text{NaCl}$ , 2,6%  $\text{HCl}$ ; 4 —  $\text{KCl}$ , 2,6%  $\text{HCl}$ ; 6 —  $\text{NaCl}$ , 2%  $\text{HCl}$ . Температура 100° С, вес пробы 50 г, продолжительность опыта 30 час

$\text{Mn}$  в 1,5—2 раза и т. д. (рис. 2, 3). Как видно из этого, степень извлечения разных элементов различна. Помимо зависимости от содержания и формы нахождения в минерале; большое значение при этом имеют внутренние свойства извлекаемого элемента. Степень выноса в присутствии хлористого натрия по сравнению с раствором, где его нет, пропорциональна устойчивости образуемого элементом хлоридного комплекса, численно характеризуемой обычно показателем константы нестойкости ( $\text{pK} = -\text{LgK}$ ; Яцимирский, Васильев, 1959).

Большая агрессивность комплексных ионных растворов связана с их кислотными свойствами. Воссоединение ионов хлора с сильно поляризующим железом в комплексный анион обуславливает большую диссоциацию ионов водорода и, таким образом, большую кислотность раствора. Отсюда весьма важен факт, что несмотря на прибавление даже больших количеств натрия или калия кислотность раствора растет в результате образования соединений типа  $\text{Na}(\text{FeCl}_4)$  (табл. 5).

<sup>1</sup> Теоретически возможны и более сложные комплексы с разным числом координированных групп, но они менее устойчивы.

Вхождение в комплексное соединение резко изменяет условия растворимости металлов в газах и водной среде. Достаточно указать на ставшие общеизвестными экспериментальные данные Тредвелла и Гепенстрика (1954), показавшие, что растворимость комплексного  $AgHS$  в  $10^9-10^{12}$  раз (т. е. в тысячи миллиардов!) выше растворимости простого сульфида  $Ag_2S$ .

Образующиеся в водных растворах комплексы  $Na(FeCl_4)$ ,  $K(FeCl_4)$  и другие, подобные им, благоприятны для переноса металлов на боль-

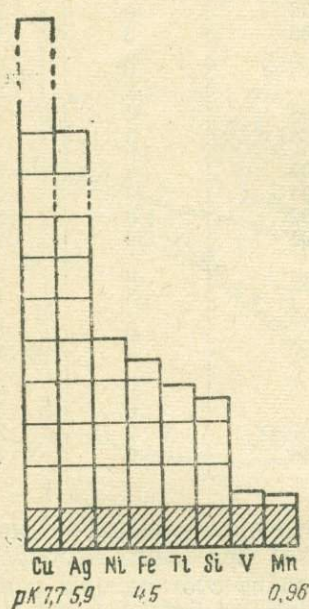


Рис. 2. Соотношение содержаний в растворе химических элементов, извлеченных из биотита в присутствии натрия и без него

Продолжительность опытов 30 час, температура  $100^{\circ}C$ . рК — показатель константы нестойкости комплекса с  $Cl^-$ . Содержание без натрия принято за единицу (заштрихованная часть)

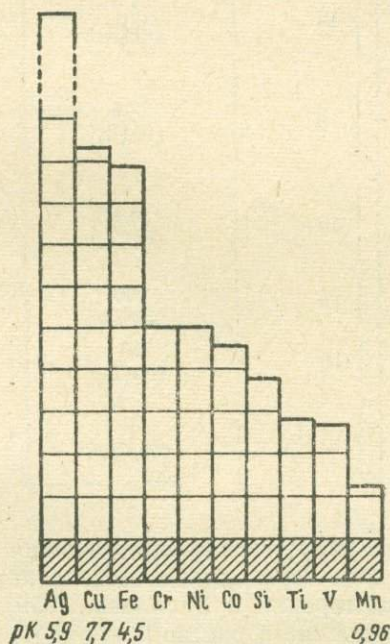
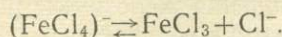


Рис. 3. Соотношение содержаний в растворе химических элементов, извлеченных из пироксена в присутствии натрия и без него

Продолжительность опытов 30 час, температура  $100^{\circ}C$ . рК — показатель константы нестойкости комплекса с  $Cl^-$ . Содержание без натрия принято за единицу (заштрихованная часть)

шие расстояния. Они, помимо высокой растворимости, отличаются весьма большой стойкостью, препятствуют гидролизу и осаждению.

Основной термодинамической характеристикой комплексного соединения в растворе является константа равновесия реакции диссоциации комплекса на составляющие его центральный ион и адденд. Диссоциацию комплексной частицы  $(FeCl_4)^-$  можно представить уравнением



Константа равновесия этого процесса, получившая название константы нестойкости комплекса, будет определяться отношением:

$$K = \frac{(FeCl_3) \cdot (Cl^-)}{(FeCl_4)^-}$$

Общеизвестным термодинамическим соотношением

$$Z = -RT \cdot \ln K$$

Таблица 5

## Изменение pH растворов в связи с комплексобразованием

№ опыта	Объем H <sub>2</sub> O, мл	Содержание			pH
		MAп, мг	HCl, %	NaCl, г	
1	} 10	4,7 (FeCl <sub>3</sub> )	0	0	2,5
2			0	3	2,5
3			0,36	0	2
4			0,36	3	1
5	} 10	23,5 (FeCl <sub>3</sub> )	0	0	2
6			0	3	2
7			0,36	0	2
8			0,36	3	1
9	} 100	0,47 (FeCl <sub>3</sub> )	0,04	0	5
10			0,04	30	3
11			0,02	0	5
12			0,02	30	3
13	} 10	100 (FeCl <sub>2</sub> )	0,02	0	2
14				3	1
15	} 10	10 (FeCl <sub>2</sub> )	0	0	5
16				3	3
17	} 10	1 (CuCl <sub>2</sub> )	0	0	5
18			0	0	5
19			0,36	0	2
20			0,36	0	1

эта константа нестойкости связана с изменением свободной энергии (изобарного термодинамического потенциала) при комплексобразовании (Яцимирский и Васильев, 1959). Исходя из соотношения равновесия, увеличение в растворе концентрации хлора повышает устойчивость комплекса, уменьшая концентрацию диссоциированных ионов железа. При избытке хлора в растворе для  $t^{\circ}=20^{\circ}\text{C}$  по нашим экспериментальным данным  $K=1,14$ . Комплексы этого типа термически весьма устойчивы (Гринберг, 1951; Яцимирский, 1951), степень комплексобразования обратимо растет с температурой (рис. 4) и для случая двойной соли  $\text{NaCl}\cdot\text{FeCl}_3$  уже при температуре  $132^{\circ}\text{C}$  все железо в растворе оказывается связанным в комплексе  $\text{Na}(\text{FeCl}_4)$ , который устойчив при повышении температуры (экспериментально подтверждено нами пока только до  $200^{\circ}\text{C}$ ). Зависимость константы нестойкости этого комплекса от температуры характеризуется экспериментальной кривой на рис. 5.

Большая роль натрия и калия в образовании хлоридных комплексов железа видна из влияния их содержания в растворе на гидролиз и осаждение  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  (рис. 6). Количество железа, выпавшего в осадок, соответствует той его части в растворе, которая в данных условиях оказалась несвязанной в комплексном анионе. При избытке щелочных металлов гидролиза и осаждения железа не происходит, так как в этом случае оно все входит в состав комплекса.

Влияние содержания натрия на миграцию железа в слабо солянокислом растворе может быть наглядно подтверждено простыми моделирующими опытами. Стекланные колонки диаметром 15 мм и высотой 1 м заполнялись до половины биотитом или пироксеном, выше располагался столб известняка высотой 15—20 см. Колонки имели внешний обогрев до  $90\text{--}100^{\circ}\text{C}$ . Солянокислый раствор (0,8—2,6% HCl) с различным содержанием хлористого натрия шел снизу вверх и выносимое из силикатов железо откладывалось в карбонатном слое. В соответ-

ствии с указанным ранее, количество осажденного в известняке железа увеличивается пропорционально увеличению содержания натрия в растворе. Из растворов, содержащих натрий, выпадает железа в 4—40 раз больше, по сравнению с растворами без натрия (рис. 7).

Присутствие в растворе NaCl совместно с  $\text{CuCl}_2$  приводит к образованию комплекса типа двойных солей, что препятствует осаждению сероводородом меди, полностью осаждающейся в виде  $\text{CuS}$  из растворов без NaCl в тех же условиях опыта (3 суток в атмосфере  $\text{H}_2\text{S}$ ).

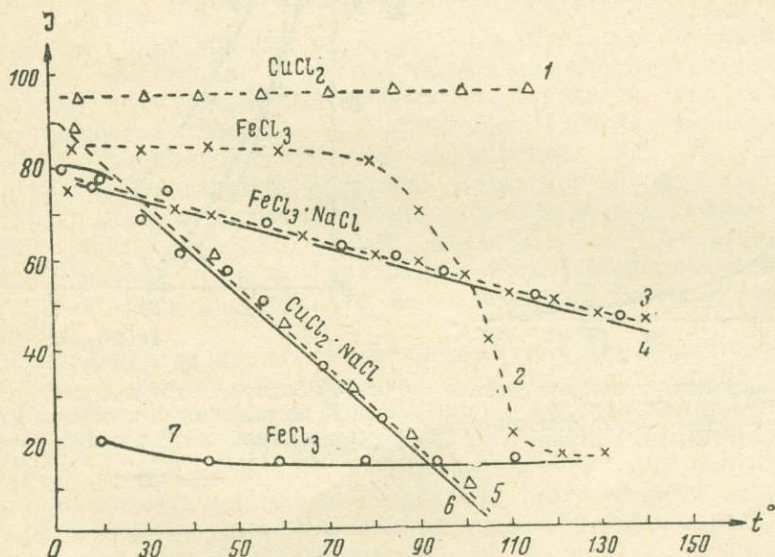
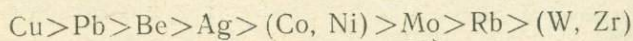


Рис. 4. Кривые нагревания (пунктир) и охлаждения растворов  
 J — интенсивность пропускаемого света в показаниях гальванометра обратно пропорциональна степени комплексобразования  
 1 —  $\text{CuCl}_2$ ; 2 —  $\text{FeCl}_3$ ; 3, 4 —  $\text{FeCl}_3 \cdot \text{NaCl}$ ; 5, 6 —  $\text{CuCl}_2 \cdot \text{NaCl}$ ; 7 —  $\text{FeCl}_3$

Устойчивость комплексных ионов в растворах зависит от сочетания свойств адденда и центрального атома, от типа связи между ними, а также от контрполяризующего влияния катиона. Как видно из рис. 8, хлоридный комплекс с Ca менее устойчив по сравнению с комплексными соединениями, образованными  $\text{Na}^+$  и  $\text{K}^+$ , благодаря большей контрполяризации ионов хлора в комплексном анионе сильным катионом  $\text{Ca}^{2+}$ . Комплекс с сульфатом в качестве адденда еще менее устойчив, так как характеризуется электростатической связью, более слабой по сравнению с ковалентной донорно-акцепторной связью хлоридных комплексов.

Комплексные соединения металлов также сильно растворимы в газах, прочны и устойчивы в газовых растворах. Некоторое принципиально одинаковое поведение рудных элементов в паровой и жидкой фазах  $\text{H}_2\text{O}$  говорит о сохранении одних и тех же комплексов в обеих фазах. Перенос металлов нагретым водяным паром, о котором мы писали ранее (Овчинников, Максенов, 1962; Овчинников, 1963), вероятно, осуществляется в виде гидрооксокомплексов. Одним из доказательств этого может служить пропорциональность эмпирически установленной подвижности и дальности переноса металлов при градиенте падающей температуры величине показателя неустойчивости:



рК с  $\text{OH}^-$  16,12 12,49 10,50 6,70 4,60 4,40

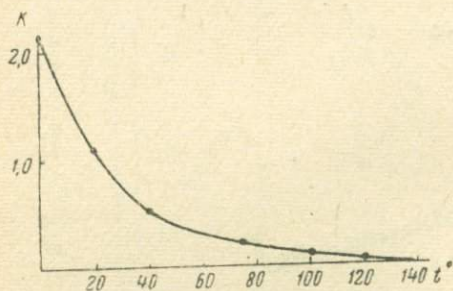


Рис. 5. Зависимость константы нестойкости  $K = \frac{FeCl_3 \cdot (Cl^-)}{(FeCl_4^-)}$  от температуры

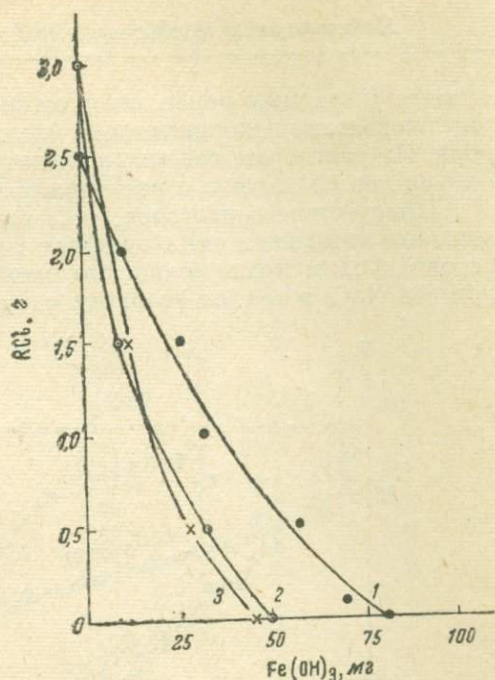


Рис. 6. Влияние содержания в растворе Na и K на гидролиз и осаждение  $Fe(OH)_3$ . 1 — 11 мг/мл  $FeCl_3 + NaCl$ ; 0,14% HCl; 2 — 14 мг/мл  $FeCl_3 + NaCl$ ; 3 — 14 мг/мл  $FeCl_3 + KCl$ ; температура  $100^\circ C$

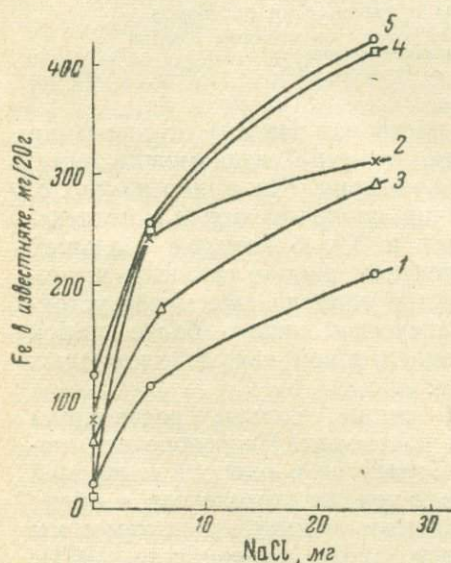


Рис. 7. Влияние содержания Na в растворе на перенос железа и осаждение его в известняке

1 — вынос из биотита, 0,8% HCl; 2 — то же, 2,6% HCl; 3 — вынос из пироксена, 0,8% HCl; 4 — вынос из дунита, 0,8% HCl; 5 — вынос из гранита, 2,6% HCl. Объем раствора 300 мл; продолжительность опытов 16 час; температура  $90-100^\circ C$

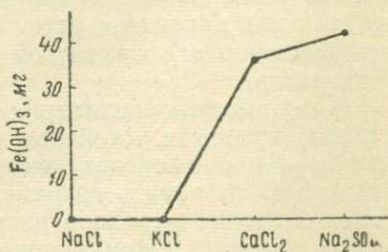


Рис. 8. Гидролиз и осаждение  $Fe(OH)_3$  в присутствии различных ионов в растворе. 14 мг/мл  $FeCl_3$ , солей по 3 г, объем 10 мл, температура  $100^\circ C$

Следует учитывать при этом, что по условиям эксперимента из гранита одновременно выносились содержащиеся в нем газы, которые могли обуславливать образование комплексов выносимых металлов и с другими аддендами:  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и пр.

Образование комплексных соединений привносит свои весьма существенные особенности и в закономерности фильтрации растворов через толщи горных пород.

### Особенности фильтрации растворов

Предыдущими нашими опытами были выявлены некоторые закономерности фильтрации рудообразующих растворов, установлен так называемый фильтрационный эффект и определен ряд влияющих на него факторов (Овчинников и Максенов, 1949; Овчинников и Шур, 1953, 1956; Овчинников, 1956, 1960; Ovchinnikov, 1958, 1960). Дальнейшее изучение фильтрации растворов позволило обнаружить влияние на этот процесс электрокинетических свойств фильтрующей среды и вскрыть еще одну из причин возникновения фильтрационного эффекта — разной скорости фильтрации растворенного вещества и растворителя, а среди растворенных веществ разной скорости катионов и анионов.

Образование двойного электрического слоя (Григоров и др. 1956) на границе жидкость — твердое тело в тонких порах горной породы и знак заряда их поверхности обуславливают различную скорость просачивания катионов и анионов раствора. При различных сочетаниях знаков заряда стенок капилляра и фильтрующегося через капилляр иона может происходить не только отставание растворенного вещества от растворителя, но и ускорение движения растворенных частиц, с повышением их концентрации в фильтрате.

Как следует из экспериментальных данных, приведенных в табл. 6—8, положительный заряд стенок капилляров фильтра способствует отставанию положительно заряженных частиц и приводит к описанному ранее явлению фильтрационного эффекта. В то же время отрицательный заряд фильтра приводит к обратному: интенсивному прохождению катионов и отставанию анионной части раствора. Особенно убедительно это видно при сопоставлении фильтрации железа и меди в виде катионов и комплексных анионов (табл. 7). Более  $\frac{3}{4}$  железа, связанного в комплексном анионе ( $\text{FeCl}_4$ ), задерживается при фильтрации через отрицательно заряженный кварцит, тогда как фильтрация в виде  $\text{Fe}^{3+}$  приводит к явному увеличению его содержания в фильтрате, т. е. к обратному эффекту. Для меди при фильтрации через тот же кварцит наблюдается задержка катионов, но она почти в семь раз меньше по сравнению с задержкой меди, фильтрующейся в виде комплексного аниона.

Из небольшого числа опытов, ограниченных определенными условиями, нельзя конечно делать каких-либо количественных выводов и расчетов. Но, как мы представляем, влияние заряда стенок капилляров на характер фильтрации растворов устанавливается с несомненностью. Это влияние не исключает ранее выявленной зависимости фильтрационного эффекта от величин гидродинамических радиусов ионов и размеров пор фильтра. В каждом данном случае конкретная величина и направление изменения концентрации иона, вероятно, будет зависеть от сочетания этих трех переменных.

Влияние заряда стенок пор фильтра на изменение соотношения скоростей фильтраций катионной и анионной частей раствора не является нашим открытием. Еще Б. Эршлер (1934), одним из первых наблюдавший фильтрационный эффект, указывал на влияние знака заряда

Таблица 6

Изменение концентрации ионов при фильтрации хлоридов через плавленный кварц с отрицательным зарядом поверхности капилляров

№ опыта	Общее время фильтрации, час	Число порций фильтрации	Давление, атм	Ион	Исходная концентрация, мг/10 мл	Концентрация в фильтрате, мг/10 мл	Повышение концентрации в фильтрате, %
46	40	5	5	Mg <sup>2+</sup>	1,18	1,33—1,35	13—14
47	24,5	4	5	Ca <sup>2+</sup>	2,05	2,26—2,34	10—14
48	26	5	8	Pb <sup>2+</sup>	12,27	13,57—13,75	11—12
49	96	4	8	Fe <sup>3+</sup>	2,08	2,84—2,94	37—41
50	188	8	6	Al <sup>3+</sup>	1,00	1,27—1,39	27—39
				Ni <sup>2+</sup>	2,046	2,23—2,37	12—16

t°=20° С, электрокинетический потенциал фильтра=—18,3 мв, площадь фильтрации 8 см<sup>2</sup>, толщина фильтра 1,1 см. Общее содержание ультра- и микропор 0,3% (до 5 мк — 31,8%, 5—10 мк — 22,6; 10—30 мк — 32,1; 30—200 мк — 13,3%). Потенциал протекания фильтра — 200—300 мв. Скорость вращения мешалки 200 об/мин

Таблица 7

Изменение концентрации ионов при фильтрации хлоридов через кварцит с отрицательным зарядом поверхности капилляров

№ опыта	Общее время фильтрации, час	Число порций фильтрации	Давление, атм	Ион	Исходная концентрация, мг/10 мл	Концентрация в фильтрате, мг/10 мл	Концентрация над фильтром, мг/10 мл	Изменение концентрации, %	
								в фильтрате	над фильтром
51	9	4	6	Ni <sup>2+</sup>	2,32	2,41—2,58	2,21	+4—+11	—5
				Al <sup>3+</sup>	1,27	1,37—1,97	0,75	+8—+55	—41
52	2	1	8	Ni <sup>2+</sup>	2,32	2,54	—	+10	—
				Al <sup>3+</sup>	1,27	1,57	—	+24	—
53	88	7	6,5	Ni <sup>2+</sup>	2,14	2,28—2,43	2,07	+7—+14	—3
				Al <sup>3+</sup>	1,36	1,56—2,04	1,07	+15—+50	—21
54	4	1	4	(FeCl <sub>4</sub> ) <sup>-</sup>	6,65	1,6	—	—76	—
55	6	1	3	Fe <sup>3+</sup>	18,42	19,29	—	+5	—
56	4	1	4	(CuCl <sub>3</sub> ) <sup>-</sup>	32,0	11,0	—	—66	—
57	4	1	4	Cu <sup>2+</sup>	38,0	34,0	—	—10	—

t°=20° С, электрокинетический потенциал фильтра=—14,9 мв; площадь фильтрации — (опыт 51) — 8 см<sup>2</sup>, остальные — 4 см<sup>2</sup>, толщина фильтра 1,0 см. Общее содержание ультра- и микропор 0,94% (до 5 мк — 30,5%, 5—10 мк — 20,4; 10—50 мк — 28,8%; 50—300 мк — 20,3%). Скорость вращения мешалки 200 об/мин.

мембраны на ультрафильтрацию ионов. Он отмечал, что сильнее задерживается тот электролит, у которого меньше валентность иона, заряженного противоположно мембране. Если мембрана имеет отрицательный заряд, то хлористые соли с одновалентными катионами сильнее всасывают воду, чем соли с двухвалентными катионами. В случае положительно заряженных мембран наблюдается обратное явление (сравни опыты 51—53 табл. 7).

Б. В. Дерягин (Дерягин и др., 1947; Дерягин, 1956) установил изменение концентрации растворенных ионов вблизи твердой стенки поры, приводящее к возникновению капиллярного осмоса (просачивания). При этом в зависимости от того, в какую сторону изменена концентрация

Таблица 8

Изменение концентрации ионов при фильтрации хлоридов через мрамор с положительным зарядом поверхности капилляров

№ опыта	Время фильтрации, час	Давление, атм	Ион	Исходная концентрация, мг/10 мл	Концентрация над фильтром, мг/10 мл	Повышение концентрации над фильтром, %
58	96	8	Ni <sup>2+</sup>	204	2,35	15
59	96	9	Ni <sup>2+</sup>	0,88	1,02	16
60	12	9	Mg <sup>2+</sup>	0,41	0,50	22
61	22	9	Mg <sup>2+</sup>	0,39	0,43	10

$t^{\circ}=20^{\circ}\text{C}$ , электрокинетический потенциал = +28,2 мв, площадь фильтрации 8 см<sup>2</sup>, толщина фильтра 2,2 см. Общее содержание ультра- и микропор 0,4% (до 5  $\mu\text{м}$  — 37,0%; 5—10  $\mu\text{м}$  — 7,3%; 10—50  $\mu\text{м}$  — 33,3%; 50—300  $\mu\text{м}$  — 22,4%). Скорость вращения мешалки 200 об/мин

растворенных веществ вблизи стенки по сравнению с общим объемом жидкости, в сторону повышения или наоборот понижения, капиллярно-осмотический поток может быть направленным как в сторону возрастающей концентрации, так и в обратную сторону. Направление изменения концентрации ионов близ стенок определяется знаком заряда этих стенок. В других работах есть также указания на такую же зависимость скоростей фильтрации анионов и катионов от знака заряда фильтра (Ambord a. Trautmann 1960).

В соответствии с современными представлениями о электрокинетических свойствах капиллярных систем (Григоров и др., 1956) механизм действия двойного электрического слоя, определяющий преимущественный вынос из фильтра катионов или анионов, заключается в следующем. Если стенки капилляров фильтра имеют отрицательный заряд, то внешняя обкладка двойного электрического слоя состоит из катионов, которые здесь имеют повышенную концентрацию и непрерывно выносятся потоком жидкости из подвижной диффузной части этого слоя, опережая нормально фильтрующиеся с основным объемом жидкости анионы растворенного вещества и растворитель. Повышенная концентрация катионов в диффузной части двойного электрического слоя непрерывно поддерживается за счет конвективной их диффузии из основного потока. При положительном заряде стенок капилляров возникает ускоренное движение анионов.

Электрокинетический фильтрационный эффект (ЭФЭ), как это видно из наших предыдущих исследований, а также опытов В. А. Жарикова и других (1962), может быть выявлен не во всех случаях.

Проявление ЭФЭ предполагает наличие заряда стенок пор горных пород, через которые осуществляется фильтрация растворов и перенос рудного вещества. Нами были изучены электрокинетические свойства более 60 образцов минералов разного состава и генезиса с определением знака и величины электрокинетического потенциала. Электрокинетический потенциал вычислялся по известному уравнению Гельмгольца — Смолуховского на основании экспериментальных данных по электроосмотическому переносу жидкости через порошки испытуемых минералов. Только сульфаты — гипс из зоны окисления Блявинского колчеданного месторождения и ангидрит из Красногвардейского колчеданного месторождения — оказались изоэлектрическими. Все прочие мине-

ралы обладают ощутимым электрокинетическим потенциалом, величина которого колеблется от 1,2 до более 50 мв. Характерно, что кальцит, мрамор и известняк обладают положительным зарядом (редкие исключения составляют известняки, загрязненные примесями), тогда как силикаты (амфиболы, пироксены, полевые шпаты, слюды и гидрослюды, тальки, хлориты, глаукониты и пр.), кварц и магнетит — отрицательным зарядом. Электрокинетический потенциал минералов с хорошей точностью воспроизводится в параллельных определениях, устойчив и не поддается многократному отмыванию при длительном кипячении. Но при сравнительно небольших величинах электрокинетических потенциалов в определенных условиях возможна перезарядка.

Данные о электрокинетических потенциалах минералов и горных пород получены были ранее в результате экспериментальных исследований Гортикова и других (Гортиков и Остапенко, 1935; Гортиков и Малиновская, 1936), а также Берлина и Хабакова (1961).

Наличие описанных электрокинетических свойств жидкой фазы горных пород в их естественном залегании подтверждается сейсмoeлектрическим эффектом: возникновением разности электрических потенциалов в горных породах при прохождении через них упругих волн (Иванов, 1940; Воларович и Пархоменко, 1954).

Заряд стенок пор горных пород, через которые осуществляется фильтрация рудоносных растворов и комплексобразование в этих растворах, значительно увеличивают возможности сортировки металлов, дифференциации их при движении и разделения при отложении. При отрицательном заряде фильтра металл в виде катиона будет двигаться быстрее и увеличивать свою концентрацию в фильтрате, повышая щелочность раствора. Тот же металл, фильтруясь в виде комплексного аниона, в этом случае будет отставать и уменьшать свою концентрацию в фильтрате. Фильтруясь через фильтр с положительным зарядом в виде катиона, этот же металл будет задерживаться и уменьшать концентрацию в растворе, а в виде комплексного аниона проходить быстрее, повышая кислотность фильтрата.

Заряд стенок пор, таким образом, должен резко влиять на кислотно-щелочные свойства раствора: отрицательный — в сторону щелочности, положительный — кислотности, усложняя схему дифференциации компонентов раствора, осуществляющейся разнонаправленно для рудных элементов, находящихся в одном и том же растворе в виде катионов или же комплексных анионов. Теоретически допустима перезарядка стенок пор в процессе движения растворов и таким образом смена в одних и тех же породах знака ЭФЭ с изменением соотношения скоростей движения анионной и катионной частей. Разные знаки зарядов стенок пор при фильтрации комплексов могут вызывать осаждение или наоборот удаление металлов при равномерной пористости и прочих равных условиях.

Явления, происходящие при фильтрации растворов через тонкие поры горных пород весьма сложны и, несмотря на полученные новые факты, вероятно все еще полностью не исследованы.

Не останавливаясь на конкретных примерах влияния комплексобразования в растворах и заряда пор горных пород на процессы рудоотложения, так как это не входит в задачу настоящего сообщения, в заключение укажем только на следующее. Режим кислотности послемагматических растворов и закономерности гидротермальной кислотно-щелочной дифференциации, теоретически разработанные Д. С. Коржинским (1957, 1958), получают дополнительное обоснование описанными экспериментальными данными, характеризующими перенос металлов в виде комплексных соединений и образование электрокинетического фильтрационного эффекта. В частности, образование контактово-мета-

соматических, медноколчеданных и некоторых других типов месторождений может быть связано с осаждением железа и меди при распаде хлоридных комплексов (в силу понижения температуры, резкого понижения давления в трещинных полостях, смены пород на фронте прохождения растворов и ряда других причин) и распространением остающихся в растворе щелочных металлов во вмещающих породах, приводящим к их скаполитизации, серицитизации, калишпатизации, альбитизации и другим изменениям, связанным с калиевым и натровым метасоматозом.

L. N. OVCHINNIKOV, D. S. SHLIAPNIKOV, A. S. SHOOR

## THE MOBILIZATION AND TRANSPORTATION OF MATTER IN THE ENDOGENIC ORE-FORMATION

(Summary)

Discussions about the origin and conditions of formations of different endogenic deposits were given rise to by an actual variety of ore-matter sources, factors of its mobilization and transportation and the concentration mechanism. Possibilities for formation of economic ore concentrations in the earth crust are very great and various due to the easy mobilization and extraction of metals from their primary sources of different nature and origin by the all-penetrating extragents, transporters, and concentrators such as waters and gases of different origin as well. In particular, the regular extraction of scattered metals and carrying them along to the sites of deposition with simultaneous concentration due to drawing them up to the tectonically prepared local channels is accomplished necessarily at such sources of metals as a magmatic chamber, zones of regional metamorphism and ultrametamorphism, volcanogeno-sedimentary strata remote from the concentration sites (distant mobilization), rocks surrounding the ore bodies (local mobilization).

It is experimentally established that gases easily extract scattered metals from melts and solid rocks even at moderate temperatures (300—600° C). Experiments with heated water vapour show: a) great possibilities of gases in collecting and extracting metals scattered in a magmatic chamber and in transporting them, b) an aggressive influence of gases upon solid rocks and an intensive removal by them admixture metals from these rocks. They are indicative also of gas as a favourable medium for a contact interaction and a reaction interchange of components between rocks. Transportation of metals by heated water vapours is accomplished probably as hydroxocomplexes. The empirically found mobility and the distance of metal transportation at the gradient of decreasing temperature is proportional to the magnitude of the instability constant factor of metals complexes with OH<sup>-</sup>.

One of the principal forms of the metal transportation in solutions is complex compounds. The constant presence of sodium and potassium in ore-forming solutions, bading necessarily to the formation of stable complexes of the double salt type, is of a special significance. Complex compounds differ from simple ones in three properties most important for the ore formation: a sharp rise of extraction of ore elements from minerals and rocks, a multiple increase in their solubility in gaseous and liquid phases, a multiple increase of stability in solutions. The whole of this favours extremely the mobilization and transportation of metals and is proved by the experiments carried by the authors with double salt complexes: NaCl·FeCl<sub>3</sub>, KCl·FeCl<sub>3</sub>, NaCl·CuCl<sub>2</sub>.

The formation of complex compounds contribute its essential peculiarities to the regularities of the solution filtration through rock strata. Our previous experiments have established the so-called filtration effect and have revealed its dependance on a number of factors. New experiments have allowed to reveal the influence of the electrokinetic properties of the filtering medium on this process and to find one more reason for the filtration effect origin. The development of a double electric layer at the boundary liquid-solid in fine pores of a rock and the sign of their surface charge stipulate different infiltration rate of solution cations and anions.

Wall charge of rock pores through which ore solutions filtrate and the formation of complexes in these solutions increase considerably the possibilities of the sorting of metals, their differentiation while moving and separation while depositing. When the filter charge is negative a metal as a cation will move with greater velocity and its concentration in the filtrate will increase, and the alkalinity of the solution will be higher. The same metal filtering in this case as a complex anion will lag behind and its concentration in the filtrate will decrease. This same metal filtering as a cation through the positively charged filter will lag behind and will decrease its con-

centration in the solution, and filtering as a complex anion will move with greater velocity increasing the acidity of the filtrate.

The acidity regime in the postmagmatic solutions and the regularities of the hydrothermal acid-alkali differentiation theoretically developed by D. S. Korzhinsky receive additional prove in the experimental data characterizing the transport of metals as complex compounds and the creation electrokinetic filtration effect.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Берлин Т. С., Хабаков Н. В. О различиях электрокинетических потенциалов карбонатных осадочных горных пород различного генезиса и состава. 1961. «Геохимия», № 3.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах. «Геохимия», № 4, 1958.
- Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», № 1, 1956.
- Воларович М. П. и Пархоменко Э. И. Пьезоэлектрический эффект горных пород. Докл. АН СССР, т. ХСІХ, № 2, 1954.
- Гаррис М. А., Соловьева Н. Н., Глухова Г. А. Свободный битум в осадочных, магматических и метаморфических породах Западной Башкирии и Южного Урала. В сб.: «Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и Восточной части Русской платформы». Уфа, 1961.
- Гортиков В. М. и Малиновская Н. П. Электрокинетический потенциал природных карбонатов кальция. «Коллоид. ж.», II, 5, 1936.
- Гортиков В. М. и Остапенко Н. П. Знак заряда карбоната в связи с его образованием и составом равновесного раствора. «Коллоид. ж.», 4, 1935.
- Григоров О. Н., Козьмина З. П., Маркович А. В., Фридрихсберг Д. А. Электрокинетические свойства капиллярных систем. Изд. АН СССР, 1956.
- Гринберг А. А. Введение в химию комплексных соединений. Госхимиздат, 1951.
- Гуревич М. Г., Кац Г. В., Овчинников И. М., Сауков А. А. Материалы к геохимической характеристике природных газов рудных месторождений Кавказа. Вопросы геохимии, II. Тр. ИГЕМ, вып. 46, 1960.
- Даймонд Р. М., Так Д. Г. Экстракция неорганических соединений. Госатомиздат, 1962.
- Дерягин Б. В. Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород. Тр. совещ. по инж.-геол. свойствам горных пород и методам их изучения, т. I. М., 1956.
- Дерягин Б., Сидоренков Г., Зубашенко Е., Киселев К. Кинетические явления в граничных пленках жидкостей. I. Капиллярный осмос. «Коллоид. ж.», т. IX, № 5, 1947.
- Жариков В. А., Дюжикова Т. Н., Максакова Э. М. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. I. Различная скорость фильтрации катионов и анионов. Изв. АН СССР сер. геол., № 1, 1962.
- Иванов А. Г. Сейсмозлектрический эффект второго рода. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз. 1940, 5, 699.
- Иванов С. Н., Курицина Г. А., Глебовская Б. А. Битумы в колчеданных рудах и рудовмещающих горных породах Урала. «Геохимия», 1961, № 3.
- Калинин Д. В. Химические процессы образования Таятского железорудного месторождения (Восточный Саян). «Геохимия», 1961, № 7.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 12.
- Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. Докл. АН СССР, т. 122, 1958, № 2.
- Кузнецов С. И., Иванов М. В., Ляликова Н. Н. Введение в геологическую микробиологию. Изд. АН СССР, 1952.
- Левич В. Г. Физико-химическая гидродинамика. М., 1959.
- Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Ереван, 1961.
- Овчинников Л. Н. Геохимическая подвижность элементов по экспериментальным данным. Докл. АН СССР, т. 109, 1956, № 1.
- Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4.
- Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования (по экспериментальным данным). Докл. сов. геологов к XXI сессии. МКГ, пробл. 16. Генетические проблемы руд. М., 1960.
- Овчинников Л. Н. Роль газов в постмагматическом рудообразовании. Прага, 1963.

Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное исследование фильтрационного эффекта в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 3.

Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. Экспериментальное изучение контактовых процессов. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд. АН СССР, 1962.

Овчинников Л. Н. и Шур А. С. О фильтрационном эффекте при просачивании растворов через минеральные фильтры. Тр. IV совещ. по эксперим. минерал. и петрограф., вып. 2. Изд-во АН СССР, 1953.

Овчинников Л. Н. и Шур А. С. Исследование инфильтрации растворов под давлением. Тр. ИГЕМ, вып. 6, 1956.

Ольшанский Н. И. и Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. Тр. ИГЕМ, вып. 16, 1958.

Павлов Д. И. О распределении хлора в породах и минералах и его роли в образовании эндогенных железных руд. «Геология рудных месторождений», № 1, 1963.

Рельтов Б. Ф. и Новицкая Н. А. Осмотические явления в связных грунтах при неравномерном их засолении. Изв. Всесоюз. ин-та гидротехн. им. Б. Е. Веденеева, т. 51, 1954.

Рутье П. Некоторые современные направления во Франции в области геологии рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 10.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. «Вестн. МГУ», сер. геол., 1960, № 2.

Соколов Г. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования и пути дальнейших исследований. «Геология рудных месторождений», 1961, № 5.

Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1961.

Тредвелл В. Д. и Гепенстрик Г. О растворимости сульфида серебра.

В сб.: «Эксперим. исследов. в обл. петрограф. и рудообразов.», М., 1954.

Фридман А. И. Газоносность некоторых месторождений полезных ископаемых, связанных с изверженными породами. Тр. МГРИ, т. XXXVII, 1961.

Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд. АН СССР, 1956.

Щербина В. В. Способы выяснения форм переноса химических элементов в геохимических процессах. «Геохимия», 1962, № 11.

Эршлер Б. О применении ультрафильтрации для разделения коллоидов и кристаллоидов. Ж. физ. хим. 1934, 5, вып. 10.

Яцимирский К. Б. Термохимия комплексных соединений. Изд. АН СССР, 1951.

Яцимирский К. Б., Васильев В. П. Константы нестойкости комплексных соединений. АН СССР, 1959.

Ambard, L. M. D. a. Trautmann S. Ultrafiltration. Spring Jll. USA, 1960.

Bryner L., Beck J., Davis D., Wilson D. Microorganisms in leaching sulfide minerals. Ind. a. Engng. Cgem., v. 46, 12, 1954.

Bryner L. C., Jamerson A. K. Microorganisms in leaching sulfide minerals. Appl. Microbiol., v. 6, 4, 1958.

Levine H., Grimaldi F. S. Determination of thorium in the part per million range in rocks. Geochim. et cosmochim. acta, 14, 93, 1958.

Ovchinnikov L. N. Experimental study of the processes of ore genesis. Acta geol. Acad. Run., t. V, f. 3—4, 1958.

Ovchinnikov L. N. Some regular phenomena in the magmatogene ore genesis. Report of the XXI session Inter. Geol. Congr., part XVI. Genetic problems of ores. Copenhagen, 1960.

Raguin E. Les convergences dans la classification metallogenique. Neues Jahrb. Mineral. Adhandl., Bd. 91. H. 1—3. 1957.

А. А. БЕУС, Б. П. СОБОЛЕВ

### ГЕОХИМИЯ ПРОЦЕССОВ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ГРАНИТОИДАХ

Среди проблем, возникающих при обсуждении геохимии процессов эндогенного постмагматического рудообразования ведущее значение имеют следующие.

1. Способ отделения рудного вещества от материнского расплава с постмагматическими растворами.

2. Состав постмагматических растворов и закономерности его изменения во времени и пространстве.

3. Формы переноса и условия миграции рудных компонентов в надкритических и гидротермальных растворах.

4. Геолого-геохимические факторы, определяющие выпадение рудных компонентов из растворов и их концентрацию в месторождениях различных типов.

Нами сделана попытка рассмотрения лишь наиболее высокотемпературного этапа рудообразования, связанного с деятельностью постмагматических растворов, отделяющихся от гранитов. Несмотря на то, что условия этого этапа резко отличны от условий поверхности земной коры и трудновоспроизводимы экспериментально, четкая связь высокотемпературных месторождений с интрузиями в ряде случаев позволяет проследить деятельность рудоносных растворов с начальных моментов их существования вплоть до рудоотложения. Полученные при этом данные геохимического анализа могут служить важными критериями при воссоздании схемы постмагматического процесса.

#### Способ отделения рудного вещества от материнского расплава

Проблема отделения рудного вещества от гранитного расплава с растворами, возникающими на различных этапах становления гранитных интрузий, является одной из наиболее дискуссионных. В настоящее время широко обсуждаются две ведущие гипотезы, по разному трактующие этот вопрос. Первая, более ранняя и наиболее распространенная, связывает образование рудоносных растворов, представляющих собой водный раствор, обогащенный легколетучими галоидными и другими соединениями и углекислотой, с эманационным отделением наиболее летучих компонентов первичного гранитного расплава (Боуэн, 1937; Феннер, 1937).

Вторая, получившая распространение преимущественно в последнее десятилетие, объясняет процесс формирования рудоносных растворов явлениями мобилизации рудных элементов, первично рассеянных в граните, в результате метасоматической переработки материнской интрузивной породы высокотемпературными растворами (Барсуков, 1957; Беус и др., 1962; Беус, 1963; Студеникова, 1963).

Рассматривая настоящую проблему с точки зрения геохимической истории рудных элементов, характерных для высокотемпературных стадий минералообразования, связанного с гранитами (олово, вольфрам, бериллий, литий, тантал, ниобий и др.), необходимо в первую очередь рассмотреть возможность нахождения в магматическом расплаве сколько-нибудь заметных концентраций их летучих или легкорастворимых соединений, отделение которых эманационным путем могло бы иметь решающее значение для образования крупных месторождений этих элементов.

Для всех перечисленных элементов в расплаве возможны две главные формы соединений, находящиеся в динамическом равновесии — кислородная и галоидная. Кислородные соединения — труднолетучи. Таким образом, возможность эманационного отделения из гранитного расплава рассматриваемых рудных элементов практически определяется концентрацией в расплаве их легколетучих галоидных соединений. При этом следует особо подчеркнуть, что широко распространенное представление о возможности значительной или даже полной экстракции перечисленных выше редких элементов в магматическую стадию в форме легколетучих галоидных соединений, по-видимому, является заблуждением. Оно основано на игнорировании того факта, что помимо рудных элементов, содержание которых в магме в общем ничтожно, галоиды образуют легколетучие соединения с главным компонентом силикатных расплавов — кремнием, а их сродство к другому ведущему компоненту гранитного расплава — алюминию — выражено очень резко. Даже ориентировочный подсчет, основанный на отношениях средних содержаний в гранитах рассматриваемых рудных элементов к содержанию кремния и алюминия при известном среднем содержании фтора и хлора, позволяет судить (если сродство всех перечисленных элементов к галогенам грубо принять равным), что максимальное количество рудных элементов, которое может быть экстрагировано из расплава в форме галоидных соединений, составляет в лучшем случае тысячные доли от их среднего содержания в магме.

Таким образом, более 99% от общего количества олова, вольфрама, молибдена, бериллия и других рудных элементов высокотемпературной стадии минералообразования остается в гранитном расплаве в кислородной форме и входит в процессе кристаллизации в виде примесей различного рода в основные породообразующие и второстепенные минералы гранитов.

Нельзя при этом не подчеркнуть, что все предположения о связи формирования высокотемпературных рудоносных растворов с эманационными отделениями летучих соединений рудных элементов из магмы до настоящего времени остаются чисто умозрительными и не опираются на какой-либо фактический геологический материал. В то же время все известные высокотемпературные месторождения перечисленных элементов обнаруживают четкую связь с комплексами гранитоидов, в которых получили развитие явления высокотемпературного постмагматического метасоматоза. При этом отмечается тесная геохимическая связь между концентрацией рудных элементов и развитием совершенно определенных стадий постмагматического метасоматоза (Беус, 1961а, б), что позволяет рассматривать формирование высокотемпературных рудных месторождений как результат деятельности постмагматических растворов на определенных этапах их эволюции. Естественно возникает вопрос об источнике и причинах появления рудных элементов в растворах, который не может быть решен без исследования геохимической истории этих элементов в гранитах на ранних этапах развития постмагматических растворов, предшествовавших рудообразованию. Как известно, наиболее ранними процессами метасо-

матического преобразования гранитов, с которыми связаны месторождения олова, вольфрама, лития, бериллия и другие, являются ранняя микроклинизация и мусковитизация биотитовых гранитов (Беус, Залашкова, 1962). Обширный аналитический материал, характеризующий распределение интересующих нас рудных элементов в неизменных или слабо измененных биотитовых гранитах и их метасоматически измененных фациях, подвергшихся микроклинизации и мусковитизации, свидетельствует об интенсивном выносе рудных элементов из гранитов в процессе их высокотемпературной постмагматической переработки (табл. 1).

Таблица 1

Вынос рудных элементов из гранитоидов в начальные этапы высокотемпературного постмагматического метасоматоза (по данным изучения рудоносных массивов Забайкалья)

Содержание элементов, г/т		Вынос из гранитов, г/м <sup>3</sup>
в минералах магматической стадии	в замещающих их метасоматических минералах	
Ранняя микроклинизация		
Плагиоклаз	Микроклин	
Be 18—35	Be 1—4	7—12
Li 6—10	Li 1—4	3—13
TR 30—100	TR 5—20	15—100
Биотит	Мусковитизация	
	Мусковит	
Li 900—2130	Li 230—450	80—400
Sn 25—400	Sn 15—220	10—60*
Nb 2000	Лепидолит (криофиллит)	Около 200
Ta 900	Nb 120—180	Около 100
	Ta 50—90	

\* По данным В. Л. Барсукова (1957) для оловоносных гранитов.

При этом рудные элементы или мигрируют с раствором за пределы измененной фации гранитов (Li, Be, Ta, Nb и др.) или же полностью или частично выпадают на месте в составе собственных минералов-аксессуариев (TR, частично Sn, W, Mo). Для олова подобные явления были детально описаны В. Л. Барсуковым (1957), доказавшим присутствие микровключений касситерита в мусковитах, образовавшихся по биотиту оловоносных гранитов, содержащему олово в виде изоморфной примеси.

Аналогичное явление имеет место для тантала и ниобия, которые при замещении биотита литиевыми слюдами выносятся, образуя максимальные концентрации в апикальных участках массивов альбитизированных и грейзенизированных гранитов, содержащих почти свободный от тантала и ниобия лепидолит или криофиллит (Беус и Ситнин, 1961).

Мобилизация вольфрама и молибдена в процессе мусковитизации полевых шпатов (преимущественно плагиоклаза) и биотита, сопровождающаяся образованием акцессорного молибдошеелита, описана З. В. Студениковой (1963). Характерным примером, иллюстрирующим образование акцессорного фергюсонита и других редкоземельных минералов в стадию ранней микроклинизации, является ряд массивов биотитовых плагиоклазовых гранитов, известных в провинции Гуанси (КНР), в которых редкоземельные акцессорные минералы появляются только в участках, где интенсивно проявилась микроклинизация плагиоклаза, содержащего изоморфную примесь редких земель.

Количество примеров может быть увеличено.

Таким образом, имеющийся фактический материал не оставляет сомнения в широком распространении явлений выноса из гранитов рассеянных в них рудных элементов на ранних стадиях постмагматического метасоматоза. Обычная связь с подобными гранитами высокотемпературных месторождений олова, вольфрама, молибдена, берилля, тантала свидетельствует о прямой генетической связи между процессами выноса рудных элементов и последующей их концентрации.

Простой подсчет общего количества металлов, выносимых при метасоматической переработке гранитов, и сопоставление этих количеств с наблюдаемыми в природе масштабами изменения гранитоидов в пределах рудоносных интрузивных комплексов (табл. 2) позволяет судить,

Таблица 2

Сравнение масштабов выноса некоторых рудных элементов из гранитов в процессах микроклинизации и мусковитизации с масштабами промышленных месторождений этих элементов

Вынос из 1 км <sup>3</sup> измененного гранита, тыс. т (порядок цифр)	Запасы месторождений, тыс. т (порядок цифр)	
	средних	крупных
Li 80—400	5—100	200
Sn 10— 60	10— 20	80—100
W 7— 12	2— 5	10— 20
Ta около 100	1— 2	2— 10

что явления мобилизации рудных элементов при раннем постмагматическом метасоматозе с избытком обеспечивают известные запасы высокотемпературных рудных месторождений.

### Состав постмагматических растворов и формы переноса порообразующих и рудных элементов

О химическом составе постмагматических растворов в момент их отделения от магматического расплава и на более поздних стадиях эволюции в настоящее время можно судить только косвенным путем на основании анализа продуктов их деятельности, а также оценки имеющихся экспериментальных данных.

Результаты исследований растворимости минералов кислых интрузивных пород в надкритической и жидкой фазах H<sub>2</sub>O в условиях высоких температур и давлений (Хитаров, 1957; Morey, 1951, 1957 и др.) позволяют сделать вывод о присутствии в высокотемпературном растворе всех компонентов гранита. Таким образом, исходя из химического состава гранитоидов, можно наметить две главные группы катионов, присутствующих в высокотемпературных растворах, отделенных от гранитов и в значительной мере определяющих их основные свойства:

- А. Группа сильных оснований (K, N, Ca и др.);
- Б. Группа комплексообразователей (Si, Al и др.).

О присутствующих в растворах анионах имеются достаточно определенные сведения, основанные на изучении качественного состава газовой-жидких включений в минералах соответствующих парагенетических ассоциаций.

Для высокотемпературных стадий минералообразования, связанного с гранитами, характерно присутствие в растворах таких кислот-

ных анионов, как фтор, хлор, карбонат- и бикарбонат-ионы и др. При этом лишь фтор является единственным для этого процесса анионом, фиксирующимся в составе минералов высокотемпературных парагенезисов.

Резко проявленная в условиях высоких давлений тенденция к комплексообразованию (Беус, 1961; Беус, Соболев, 1962) позволяет думать, что в высокотемпературных растворах, содержащих наряду с сильными основаниями кремний и алюминий, кислотные анионы должны быть связаны с последними в прочные комплексы. В этой связи присутствие диссоциированных анионов кислот на ранних стадиях эволюции подобных растворов представляется маловероятным.

Учитывая, что большинство рудных элементов (за исключением редких щелочных металлов) представляют собой типичные комплексообразователи, присутствие их подвижных форм в рудообразующем растворе возможно представить только в виде комплексных соединений. Действительно, любые иные формы интересующих нас элементов практически нерастворимы, трудно растворимы или диссоциируют при растворении, что при сложном составе природного раствора определяет немедленное прохождение химических реакций, следствием которых является выделение рудного элемента в твердую фазу.

Подобные свойства высокотемпературных постмагматических растворов позволяют однозначно определить характер соединений, в виде которых возможна миграция рудных элементов, не являющихся сильными основаниями. Эти соединения должны удовлетворять двум главным условиям — они должны быть растворимы и не реакционноспособны в данных физико-химических условиях, иначе перенос их на сколько-нибудь значительное расстояние окажется неосуществимым. Нетрудно заметить, что только комплексные соединения в растворах сложного состава удовлетворяют этим условиям. Таким образом, на современном уровне наших знаний комплексообразование в природных растворах выступает как главный фактор, определяющий возможность миграции большинства рудных элементов.

Однако, чтобы с полным основанием говорить о присутствии комплексных соединений в рудообразующих растворах, надо убедиться в их устойчивости в условиях высоких температур и давлений.

### Экспериментальные данные по устойчивости фторкомплексных соединений в высокотемпературных водных растворах

Количество имеющихся экспериментальных работ совершенно недостаточно для правильной оценки роли комплексных соединений в процессах высокотемпературного минералообразования. Однако, исходя из некоторых теоретических предпосылок, уже сейчас можно наметить ряд факторов, определяющих высокую устойчивость комплексных соединений в растворах при повышении температуры.

Основной угрозой существованию комплексных частиц в высокотемпературных растворах является полный гидролиз центрального атома. Хорошо известно, что степень гидролиза увеличивается с повышением температуры, так как растет значение константы диссоциации воды. Однако гидролизу подвергается только диссоциированная часть ионов, поэтому решающее значение имеет зависимость констант диссоциации комплексных частиц от температуры. В настоящее время нет непосредственных измерений констант диссоциации комплексных соединений в растворах в зависимости от температуры. Но достаточно большой материал по электропроводности высокотемпературных водных растворов простых солей выявил общую тенденцию к уменьшению диссоциации сильных электролитов с ростом температуры (при равной

плотности раствора). Подавление диссоциации сильных электролитов в высокотемпературных растворах большинство исследователей связывает с изменением свойств растворителя — воды; — отражающимся в уменьшении ее диэлектрической постоянной. В последние годы в литературе появился ряд работ (Турьян, 1955), в которых изучались константы диссоциации комплексных соединений в растворителях с различными диэлектрическими постоянными (при комнатной температуре). Для всех изученных соединений показана линейная зависимость  $pK_c = -\lg K_c$  (логарифмов стехиометрических констант нестойкости) от  $\frac{1}{\epsilon}$ . Уменьшение диэлектрической постоянной  $\epsilon$  в интервале 78—37 единиц, согласно приведенному в работах уравнению, приводит к увеличению  $pK_c$ , т. е. к повышению прочности комплекса. В указанном интервале константы нестойкости ряда хлоркомплексов уменьшались на несколько порядков. Как правило, влияние изменения  $\epsilon$  на  $pK_c$  тем больше, чем сложнее комплексная частица. Таким образом, диссоциация комплексных соединений находится качественно в такой же зависимости от  $\epsilon$  растворителя, как и диссоциация простых солей. В заключение следует отметить, что в природных высокотемпературных растворах можно ожидать значительно более низких значений, чем минимальные значения, исследовавшиеся в цитированных работах (Турьян, 1955).

Однако сказанное выше не позволяет с уверенностью говорить о безоговорочной устойчивости всех комплексных соединений, известных в химии обычных температур, в высокотемпературных растворах. Помимо изменения свойств воды, с температурой происходит изменение таких «внутренних» факторов, как поляризующие свойства центрального атома, поляризуемость аддендов и т. д. В настоящее время трудно дать теоретическую оценку суммарного действия всех перечисленных факторов на комплексную частицу в растворе. Поэтому наиболее надежные результаты по устойчивости комплексных соединений в высокотемпературных растворах могут дать только экспериментальные работы.

С этой целью в серии работ (Соболев, 1962; Соболев, Минеев, Пашутин, 1963; Соболев, Пашутин, 1963; Пашутин, Соболев, 1963) было показано отсутствие полного гидролиза в гидротермальных и надкритических фторсодержащих растворах в определенных интервалах pH таких комплексов, как фторбериллаты ( $M_2[BeF_4]$ ), фторалюминаты (хиолит, криолит, эльпазолит), фторсиликаты ( $Na_2[SiF_6]$ ), фториттриаты ( $Na[YF_4]$ ), фтортанталаты и т. п. соединения. Набор элементов-комплексобразователей в данном случае позволяет рассмотреть устойчивость комплексных соединений как основных порообразующих, так и ряда рудных элементов, свойства которых характерны для больших групп элементов и могут быть распространены на них как общая закономерность.

Изученные нами фторкомплексные соединения показали достаточно высокую прочность в высокотемпературных растворах (как в паровой, так и в жидкой фазе) в интервале температур от комнатной до 540°C, при этом щелочность некоторых растворов доходила до 12 единиц pH.

Если в исходном растворе содержался F' с окислами (или силикатами) и не было комплексных соединений, то в ходе опыта (при повышении температуры) протекало фторирование кислородных соединений с выделением из гидротермального раствора при его охлаждении фторкомплексных соединений. Таким образом, присутствие фтор-иона в растворе является объективной предпосылкой образования при высоких температурах комплексных фторидов.

Интересные данные получены в опытах со смесями нескольких фторкомплексных соединений, содержащих в закомплексованной форме все элементы, входящие в состав таких минералов, как берилл, фенакит, бертрандит, хризоберилл и др. Оказалось, что в температурном интервале от комнатных температур до 500—540°С все комплексные частицы настолько устойчивы, что концентрации диссоциированных ионов кремния, алюминия и бериллия, образующихся за счет гидролиза комплексов, недостаточны для превышения весьма малого значения произведения растворимости перечисленных выше минералов.

Учитывая сказанное выше, мы полагаем, что сейчас имеются вполне достаточные экспериментальные данные, чтобы принять как обоснованное положение высказывавшуюся ранее (Бетехтин, 1953; Беус, 1954, 1958; Щербина, 1956) гипотезу о возможном участии комплексных соединений в рудообразующих процессах.

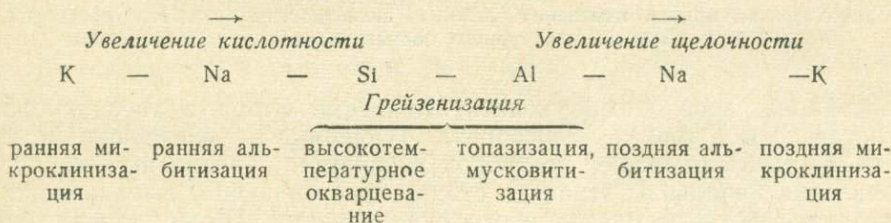
*Таким образом, высокотемпературный постмагматический раствор в своей основе может быть представлен, как водный раствор различных кремниевых, а также алюминиевых комплексов, в котором катионы-комплексобразователи (в том числе рудные) и кислотные анионы находятся преимущественно в связанной форме, а щелочные металлы в большей степени представлены в виде диссоциированных ионов.* Внутренняя структура и свойства подобных растворов, определяющиеся ведущей ролью комплексных частиц и динамикой их взаимодействия с молекулами растворителя и вмещающими породами, существенно отличны от внутренней структуры и свойств простых ионных растворов. Так, например, активность компонентов в высокотемпературных растворах, которая является, как известно, одним из ведущих факторов, определяющих ход минералообразования, должна всецело зависеть от явлений образования и распада комплексов. При этом тенденция к комплексообразованию, четко проявленная в надкритических водных растворах, находящихся в области высоких давлений (Беус, 1961б; Беус, Соболев, 1962), влечет за собой резкое понижение активности кислотных анионов, которые в этих условиях связаны в прочные комплексы.

Это позволяет рассматривать высокотемпературные растворы на ранних стадиях их развития как растворы, характеризующиеся повышенной активностью сильных оснований. Результатом деятельности таких растворов на самых ранних этапах постмагматической истории интрузивных гранитных комплексов является развитие явлений ранней микроклинизации гранитов, идущей в условиях повышенной активности калия — самого щелочного из петрогенных элементов литосферы. Петрографические и геохимические особенности процесса ранней микроклинизации рассматривались ранее в ряде специальных работ (Афанасьев, 1949, 1960; Беус, Залашкова, 1962). Здесь мы отметим, что весь полученный за последние годы фактический материал характеризует явления ранней микроклинизации, связанные с деятельностью высокотемпературных растворов, отделяющихся от гранитного расплава, как естественный ранний этап постмагматического становления гранитоидов, проявленный в той или иной мере во всех кислых интрузивных комплексах.

Повышенная подвижность на ранних стадиях постмагматического изменения гранитов всех рудных элементов — комплексобразователей, выносимых при замещении плагиоклаза микроклином и мусковитизации биотита, свидетельствует о существовании благоприятных условий для миграции этих элементов, которая, как уже отмечалось выше, при сложном составе высокотемпературных растворов реально может осуществляться в основном в форме комплексных соединений.

В цитированных выше работах (Беус, 1961б, 1963; Беус, Соболев, 1962; Беус, Залашкова, 1962) была произведена попытка геохимического анализа тенденций изменения состава постмагматического раствора по мере падения его температуры и перехода раствора из надкритического состояния в гидротермальное. При этом учитывалось то, что в соответствии с имеющимися экспериментальными данными в процессе снижения температуры раствора и появления жидкой фазы  $H_2O$  должно иметь место увеличение диссоциации высокотемпературных ацидокомплексов, вплоть до частичного или полного их распада, сопровождающегося отделением кислотных анионов. Процесс этот определяет закономерное увеличение кислотности раствора в ходе остывания. В то же время реакция растворов с вмещающими гранитами, обогащенными сильными основаниями, в условиях повышающейся валовой активности кислот в растворе может вести лишь к нейтрализации последнего. Таким образом, тенденция изменения состава раствора в результате его взаимодействия с вмещающими породами направлена в сторону увеличения щелочности и противоположна намеченной ранее тенденции, обусловленной изменением внутренней структуры надкритического раствора. Как в том, так и в другом случае изменение режима кислотности — щелочности раствора в соответствии с принципом, обоснованным Д. С. Коржинским (1953), должно отражаться на закономерном изменении относительной активности присутствующих в растворе оснований. О последнем, как известно, можно получить объективные данные на основании геохимического петрографо-минералогического изучения соответствующих парагенетических комплексов.

Данные геохимического анализа явлений постмагматического метасоматоза в гранитоидах (Беус, 1963) позволяют составить следующий ряд последовательного увеличения активности оснований в ходе процесса высокотемпературного изменения гранитов.



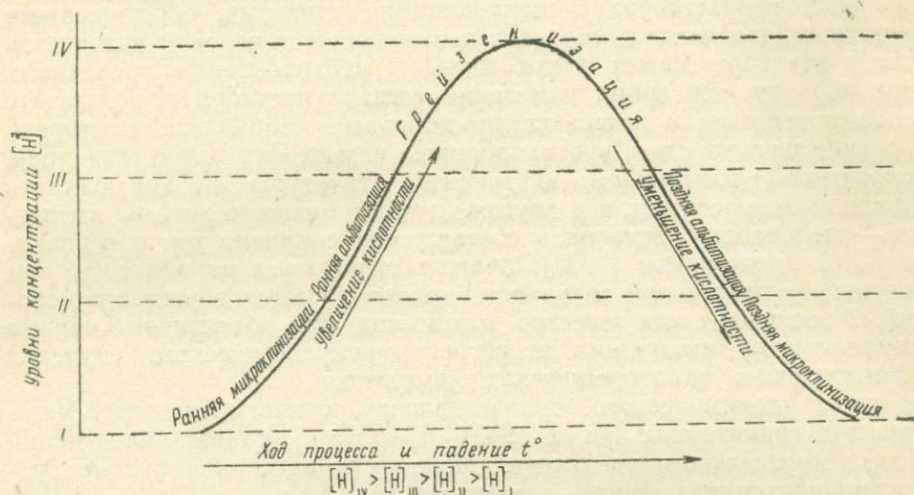
Из этого ряда вытекает заключение о наличии максимума кислотности в высокотемпературном цикле эволюции постмагматических растворов, выражением которого является развитие высокотемпературного окварцевания гранитов (см. рисунок).

В зависимости от конкретных геологических условий, некоторые члены представленного ряда выпадают, в иных случаях имеет место усложнение процесса, однако общая закономерность, прослеженная на многочисленных примерах в районах Казахстана, Средней Азии, Забайкалья, Дальнего Востока и южных провинций КНР, остается достаточно постоянной.

Следует, в частности, особо остановиться на роли давления, хотя данных по этому вопросу в настоящее время еще недостаточно. Исходя из свойств сжатых высокотемпературных растворов, содержащих ацидокомплексные соединения, можно полагать, что при резком уменьшении давления в каждом случае должно иметь место значительное увеличение их кислотности, связанное с распадом ацидокомплексов (Беус, Соболев, 1962). Таким образом, появление зон пониженного давления, обусловленное тектоническими причинами, даже на самых ранних ста-

дях развития высокотемпературных растворов может вызвать вспышку их кислотности. В этих случаях, достаточно распространенных в природе, имеет место образование грейзеновых зон высокотемпературного окварцевания в трещинах интенсивно микроклинизированных гранитов, без проявления ранней альбитизации, обычно разделяющей эти резко отличные по геохимическим особенностям стадии постмагматического метасоматоза.

В качестве причин, ведущих к увеличению щелочности высокотемпературных растворов, кроме упомянутого выше взаимодействия растворов с вмещающими породами в стадии, следующие за ранней микро-



Схематическая кривая изменения режима кислотности-щелочности растворов в процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза

клинизацией, необходимо указать выпадение фтора в твердую фазу в составе слюды, топаза и флюорита. Тенденция к увеличению щелочности постмагматических растворов становится определяющей после проявления начальных этапов в стадии грейзенизации, выражающихся в развитии высокотемпературного окварцевания. Именно после этого процесса начинается развитие нисходящей «щелочной» ветви высокотемпературного минералообразования, наиболее продуктивной с точки зрения образования рудных концентраций.

### Геолого-геохимические факторы, определяющие выпадение рудных компонентов из высокотемпературных растворов

Естественно, что образование рудных концентраций в процессах постмагматического минералообразования можно рассматривать только исходя из особенностей эволюции общего состава рудоносных растворов. При этом, как известно, основным условием возникновения реакции минералообразования в растворе является присутствие диссоциированных ионов в концентрациях, превышающих произведение растворимости (Пр) выделяющегося минерала. При образовании достаточно прочных комплексных соединений рудных элементов концентрация их диссоциированных ионов резко уменьшается, что делает возможным значительное (по сравнению с допустимым исходя из значения Пр соответствующего минерала) накопление и перенос больших масс рудного элемента в растворах. Возникновение реакции образования рудного

минерала в рассматриваемом случае является следствием частичного (увеличение степени диссоциации) или полного (полный гидролиз) распада соответствующего комплексного соединения. Таким образом, геохимические факторы, определяющие распад мобильных комплексных соединений рудных элементов, следует рассматривать в числе ведущих факторов постмагматического рудообразования.

Распад ацидокомплексов рудных элементов в результате увеличения щелочности замещенных растворов на фронте альбитизации и, особенно, грейзенизации, ранее предполагавший лишь на основании общетеоретических предположений и минералогических наблюдений (Беус, 1958, 1961а, б), в настоящее время доказан экспериментально на примерах бериллия, тантала и ниобия (Беус, Соболев, Диков, 1963; Соболев, Минеев, Пашутин, 1963; Соболев, Пашутин, 1963). При этом бериллий и тантал выпадали из надкритического раствора соответственно в форме берилла и микролита — минералов, характерных для соответствующих парагенетических ассоциаций.

В природе очень большое влияние на устойчивость комплексных соединений рудных элементов в растворах и, следовательно, на ход рудообразования должен оказывать химический состав вмещающих пород, с которыми взаимодействуют рудоносные растворы. При этом некоторые катионы вмещающих пород, существенно влияющие на увеличение щелочности растворов, могут рассматриваться, как «осадители» рудных элементов:

- К, Na — при взаимодействии кислых растворов с гранитоидами и другими породами, обогащенными щелочами, выносятся, увеличивая рН растворов;
- Ca — активно связывает фтор в составе флюорита, резко уменьшая кислотность растворов и разрушая фторкомплексы;
- Al — связывает фтор в составе топаза, уменьшая кислотность растворов и разрушая фторкомплексы.

В геологической литературе уже анализировались примеры накопления рудных минералов в высокотемпературных месторождениях (касситерит, берилл, вольфрамит и др.) на передовом фронте замещения гранитов или других богатых щелочами пород рудоносными растворами или в участках, где имеет место максимальное обогащение растворов сильными основаниями (фланги трещинных зон, пережимы трещин, зальбанды и т. д.) (Коржинский, 1953; Беус, 1961б и др.).

Важной причиной распада ацидокомплексов является также связывание аниона-адденда в малорастворимое или менее диссоциированное соединение. С этой точки зрения весьма характерна роль известняков (в меньшей степени существенно плагиоклазовых интрузивных пород), взаимодействие которых с фторсодержащими высокотемпературными растворами, сопровождающееся флюоритизацией, приводит к формированию крупных и богатых месторождений бериллия, олова и других металлов.

Широко распространены также случаи концентрации рудных минералов в участках трещин, пересекающих меланократовые кальцийсодержащие магматические породы в то время, как в других частях тех же трещин этот рудный минерал может совершенно отсутствовать.

Аналогичную роль в ряде случаев играет алюминий, хотя его осаждающая способность, в общем, проявлена менее резко. В процессе фильтрации фторсодержащих растворов через глиноземистые породы, в частности сланцы, фтор осаждается в твердую фазу в составе топаза и слюды, определяя увеличение щелочности растворов и широкое развитие процессов накопления рудных минералов. С этой точки зрения очень характерен бериллий, наблюдения за распределением которого

в экзоконтактовых зонах грейзенизации гранитных массивов свидетельствует, что осаждение берилла из фторсодержащих растворов происходит в самой внешней части зоны грейзена после осаждения топаза и слюды, слагающих внутреннюю часть зоны.

Обобщая значение стадий эволюции постмагматических растворов, следующих за массовым отложением таких концентраторов фтора, как флюорит, топаз и слюды (зоны проявления флюоритизации, поздней альбитизации в апогранитах, ослюденения) необходимо подчеркнуть, что в продуктах этих стадий, как известно, отмечается максимальное накопление ряда рудных компонентов, в том числе олова, бериллия, тантала и др.

Гораздо труднее найти в природе доказательства, иллюстрирующие влияние изменения давления на устойчивость комплексных соединений. В то же время теоретически легко показать, что уменьшение давления должно отрицательно сказаться на устойчивости комплексных соединений, определяя интенсивное прохождение реакций минералообразования. Возможно, доказательство этого следует искать в приуроченности наиболее высоких концентраций рассматриваемых рудных элементов к трещинам в породах, которые могут рассматриваться не только как проводники растворов, но также и как зоны пониженного давления.

Обращаясь к рассмотренным выше основным чертам эволюции постмагматических растворов, связанных с гранитами, можно наметить главные стадии процесса, характеризующиеся образованием рудных концентраций интересующих нас элементов. При этом характерно, что в магматическую стадию большинство этих элементов выделялось в твердую фазу одновременно в виде примесей в составе породообразующих или второстепенных минералов гранитов, и их концентрация определялась в первую очередь кристаллохимическими особенностями минерала-носителя. В противоположность этому в постмагматических растворах происходит полная дифференциация не только различных по химическим свойствам элементов, таких, например, как бериллий и редкие земли (ранее совместно входивших в виде изоморфной примеси в плагиоклаз), но и столь близких элементов, как тантал и ниобий, отдельные редкоземельные элементы, алюминий и галлий и др. И чем более полно проявляются все стадии постмагматического метасоматоза, тем резче происходит разделение близких по химическим свойствам элементов.

Впервые в постмагматическом процессе увеличение щелочности, как результат реакции растворов с вмещающим калиевым гранитом, имеет место в стадию ранней альбитизации. При этом наблюдается концентрация таких элементов, как бериллий, ниобий (с подчиненным количеством тантала), цирконий и редкие земли иттриевой группы. Рудные минералы в альбитизированных породах образуют рассеянную «аксессуарную» вкрапленность. Их концентрации хотя и являются заметно повышенными, лишь изредка достигают промышленных значений, несмотря на накопление в альбитизированных породах огромных масс перечисленных элементов.

В процессе альбитизации имеет место отчетливое разделение редкоземельных элементов в зависимости от их основности, показанное Д. А. Минеевым (1963) на примере некоторых гранитных массивов Казахстана.

В начальные этапы стадии грейзенизации, которые во времени сменяют альбитизацию, в условиях резкого повышения кислотности растворов имеет место вынос из пород практически всех рудных элементов. Этот вынос особенно заметен и легко фиксируется при геохимическом изучении, если высокотемпературное окварцевание развивается в рудо-

носных альбитизированных породах. В результате в трещинных зонах на передовом фронте грейзенизации в условиях повышенной щелочности происходит значительное накопление рудных компонентов, часто в промышленных масштабах.

Явления образования высокотемпературных рудных концентраций, как уже отмечалось выше, особенно характерны для послегрейзеновых стадий минералообразования. Продуктами этих стадий являются наиболее крупные месторождения, связанные с альбитизированными и грейзенизированными гранитами (W, Ta), зонами ослюденения и поздней альбитизации (Be), зонами флюоритизации в карбонатных породах (Be, Sn) и, наконец, зонами поздней микроклинизации (Mo).

В процессе грейзенизации происходит разделение тантала и ниобия, по-видимому, связанное с различной подвижностью и устойчивостью фторкомплексных соединений этих элементов. Результатом этого является образование крупных промышленных месторождений тантала в послегрейзеновых кварц-слюдяно-альбитовых фациях метасоматически измененных гранитов (Беус, Ситнин, 1961).

Характерно, что в пределах наиболее поздних щелочных метасоматических зон ряда месторождений, где широкое развитие получила послегрейзеновая микроклинизация, за редкими исключениями высокие концентрации образует лишь молибден (молибденовые штокверки в микроклинизированных породах).

Процесс высокотемпературного рудообразования, для которого, в общем, характерным является образование кислородных соединений рудных элементов (за исключением молибдена и достаточно редких фтористых соединений редкоземельных элементов) обычно заканчивается отложением сульфидов, хотя последняя стадия в месторождениях рассматриваемой группы практически никогда не получает сколько-нибудь заметного развития. Таким образом, на смену фтору — ведущему кислотному компоненту высокотемпературного рудообразования — приходит сера, активность которой (так же, как и углекислоты) во фторсодержащих растворах более ранних стадий должна быть подавлена. О присутствии всех трех кислотных компонентов в высокотемпературных растворах и об их относительной «кислотности» в ряде случаев свидетельствует околотрещинная метасоматическая зональность, проявляющаяся в отдельных высокотемпературных месторождениях в развитии карбонатизации в самой внешней зоне метасоматической колонки, отложении сульфидов в следующей (промежуточной) зоне и концентрации фтора в составе топаза или флюорита в самой «кислой» — внутренней зоне. К сожалению, до накопления фактического материала по составу газовой-жидкой включений в минералах трудно судить о месте в этом ряду такого широко распространенного кислотного компонента, как хлор.

Таким образом, процесс высокотемпературного минералообразования с геохимической точки зрения может рассматриваться как процесс непрерывного закономерного изменения активности кислот и оснований, присутствующих в растворах в зависимости от изменения ведущих термодинамических факторов (температуры и давления) и характера взаимодействия растворов с вмещающими породами. Геохимический анализ особенностей изменения состава растворов на тех или иных стадиях их развития, которое влечет за собой распад подвижных соединений рудных элементов и прохождение соответствующих реакций минералообразования, является одним из путей познания природы накопления руд и, следовательно, имеет важное значение для направления поисков рудных месторождений.

A. A. BEUS, B. P. SOBOLEV

## THE GEOCHEMISTRY OF THE HIGH TEMPERATURE POSTMAGMATIC ORE-FORMATION IN GRANITOIDS

(Summary)

Two principle ways of the separation of ore elements from granite substratum are outlined: a) the separation with supercritical and hydrothermal solutions during magmatic crystallisation of the granite melt; b) the extraction of ore elements dispersed in granite minerals by postmagmatic solutions during early stages of metasomatic alteration of the granites.

As a vast geochemical material shows, the processes of the high-temperature metasomatic alteration of granitoids brings to extraction of the large masses of ore elements and the quantity of these ore elements is quite sufficient for producing commercial deposits.

The estimates of the value some ore elements, extracted from the main rock-forming granite minerals which are had undergone reworking by the high-temperature solutions at various stages of its activities indicate it in particular.

At the consideration of the geochemistry of ore-formation it becomes evident that the knowledge of the composition and properties of the high-temperature solutions is of a paramount importance.

The composition of cation part of the postmagmatic ore-bearing solutions is determined by the peculiarities of its chemical interaction with granites during early postmagmatic stages.

Two main groups of cations which determine the principle properties of the high-temperature solutions are outlined:

- a) a group of strong basics (Ca, K, Na, etc.)
- b) a group of complexforming elements (Si, Al, and etc.)

About anion portion of solutions one can judge by composition of the gaseous-liquid inclusions in minerals of different paragenetic associations.

Available data on the qualitative composition of solutions, allowed to suggest an extensive formations in high-temperature solutions of the acidocomplex compounds as well as substantiate hypotheses on its great importance for the transportation of ore elements.

Nevertheless, this hypotheses may be accepted only after experimental examination of the stability of the complex compounds of the ore elements in the high-temperature solutions will be carried out.

The authors present experimental material, which they gained during research, on the high stability of the fluor-complex compounds of Si, Al, Be, Ta, Y and other elements in hydrothermal and vapour solutions, of temperature range to 540° and pH from 1,6 to 12 (measuring at room temperature).

It gives a full basis for accepting hypothesis on complex nature of means of transportation as a proven one and enables to consider the geochemistry of the endogenic solutions mostly as a chemistry of the complex compounds under conditions of high temperature and pressure.

High-temperature ore-formation is considered as the chemical reaction of the precipitation of the ore-bearing solutions. This reaction is produced by dissociation of mobile acidocomplexes of the ore elements.

The dominant geochemical factors in ore-formation, which determine the dissociation to the complex compounds and the appearance of the metal's ions capable of reacting, are as follows: the increasing of the degree of the complex ions' dissociations with a change of temperature; the sharp change in acid-alkali solutions due to interaction with the country rocks; change of pressure; fixation of «ion-bearers» (fluorine, chlore and etc.) in the composition of neogenic minerals, and so on.

The dissociation of the acidocomplexes of the ore elements as a result of the increasing of solution's alcaliniti in albitization, which was accompanied by precipitation of ore minerals, have been examined experimentally atler examples of beryllium and tantalum.

On account of the given position differentiation phenomena of ore elements, extracted by solutions from granite may find a ready explanation as well as a number of typical regularities in formation of high-temperature ore concentrations associated with granitoids (tin, wolfram, molibden, beryllium, tantalum, etc.).

## ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. Явление микроклинизации в гранодиоритовых интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изд. АН СССР, сер. геол., 1949, № 3.
- Афанасьев Г. Д. Некоторые закономерности развития магматизма складчатых областей СССР. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. 13. Изд-во АН СССР, 1960.

- Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», 1957, № 1.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Беус А. А. К вопросу о происхождении зональных гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 97, 1954, № 1.
- Беус А. А. Роль комплексных соединений в переносе и концентрации редких элементов в эндогенных растворах, «Геохимия», 1958, № 4.
- Беус А. А. Околорудные изменения гидротермально-пневматолитических месторождений редких элементов. «Советская геология», 1961а, № 4.
- Беус А. А. Режим кислотности-щелочности в процессах метасоматоза как фактор переноса и концентрации редких элементов. В сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. I. Изд-во АН СССР, 1961б.
- Беус А. А., Ситнин А. А. К геохимии тантала и ниобия в гидротермально-пневматолитическом процессе. «Геохимия», 1961, № 3.
- Беус А. А., Залашкова Н. Е. О процессах высокотемпературного постмагматического метасоматоза в гранитоидах. Изв. АН СССР, сер. геол. 1962, № 4.
- Беус А. А., Соболев Б. П. О галоидном переносе элементов в эндогенных процессах. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.
- Беус А. А. Геохимический анализ процессов высокотемпературного постмагматического метасоматоза и минералообразования в гранитоидах. Химия земной коры. I. Изд-во АН СССР, 1963.
- Беус А. А., Соболев Б. П., Диков Ю. П. К геохимической истории бериллия в процессах высокотемпературного постмагматического минералообразования. «Геохимия», 1963, № 3.
- Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США», ГОНТИ, 1937.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.
- Минеев Д. А. Геохимическая дифференциация редкоземельных элементов. Химия земной коры, тезисы докл., М., 1963.
- Пашутин В. П., Соболев Б. П. О фторидном переносе редких элементов в надкритических (паровых) растворах. Фторидный перенос тантала в надкритических растворах. Тр. ИМГРЭ, вып. 18, 1963.
- Соболев Б. П. Фторкомплексные соединения в надкритических и гидротермальных растворах. Четвертая конференция молодых научных сотрудников ИМГРЭ, М., 1962.
- Соболев Б. П., Минеев Д. А., Пашутин В. П. О низкотемпературной гексагональной модификации  $\text{NaF}_4$  со структурой гагаринита. Докл. АН СССР, т. 150, 1963а, № 4.
- Соболев Б. П., Пашутин В. П. О фторидном переносе редких элементов в надкритических (паровых) растворах. Фторидный перенос бериллия в надкритических растворах. Тр. ИМГРЭ, вып. 18, 1963б.
- Студеникова Э. В. Эволюция содержания молибдена и вольфрама в породах геосинклинальной зоны Северного Кавказа и связь их с образованием рудных месторождений. Химия земной коры, тезисы докл. Изд-во АН СССР, 1963.
- Турьян Я. И. Влияние растворителя на константу нестойкости комплексного иона. Докл. АН СССР, т. 102, 1955, № 2.
- Феннер К. П. Пневматолитические процессы при образовании минералов и руд. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США», ГОНТИ, 1937.
- Хитаров Н. И. Химическая природа растворов, возникающих в результате взаимодействия воды с горными породами при повышенных температурах и давлениях. «Геохимия», 1957, № 6.
- Щербина В. В. Формы переноса химических элементов в процессах минералообразования и условия их концентрации. В сб.: «Вопросы геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1956.
- Morey G. W., Hesselgesser J. M. The solubility of quartz and some other substances in superheated steam at high pressures, Trans. Amer. Soc. Mach. Engrs., 865, 1951.
- Morey G. W., The solubility of solids in gases, Econ. Geol., 52, No. 3, 1957.

И. Н. ГОВОРОВ

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ РУДНОГО ПРОЦЕССА  
ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИИ**

Понятие о геохимических этапах эманационного процесса гранитной магмы было введено А. Е. Ферсманом (1934). Основываясь на известной диаграмме Фогта-Ниггли, Ферсман считал, что кислый силикатный расплав в ходе своей кристаллизации постепенно переходит в пегматитовый флюидный остаток, а газовые погоны, отделяющиеся от расплава до образования флюидной фазы, мигрируют в боковые породы и дают пневматолитовые и гидротермальные месторождения. По представлению Ферсмана, при наиболее высоких температурах (в период кристаллизации темноцветных минералов и полевых шпатов гранита) отделялись дистилляты, обогащенные углекислотой, серой и халькофильными металлами. При более низких температурах (в период кристаллизации магматического кварца) происходило отделение пневматолитов, богатых бором, хлором, фтором и редкими металлами.

Примерно в одно время с А. Е. Ферсманом с широкими обобщениями по вопросам происхождения пегматитовых расплавов и рудообразующих растворов выступили Н. Л. Боуэн (1937) и К. Н. Феннер (1937). Эти исследователи пришли к выводу о ведущей роли в выносе металлов из магмы кислых газовых растворов, богатых летучими галогидными соединениями и отделяющихся от расплава путем ретроградного кипения. Конденсация газовых дистиллятов при их удалении от магматического источника приводит, по Феннеру и Боуэну, к образованию гидротермальных кислых, а затем и щелочных растворов, формирующих рудные, в том числе сульфидные, месторождения.

Разбирая представление Боуэна и Феннера и оспаривая возможность переноса рудного вещества кислыми газовыми погонями, Л. Грейтон (1946) выдвинул гипотезу о первичном щелочном жидком рудоносном растворе, который либо представляет конечный продукт постепенно изменяющегося остаточного расплава, либо отщепляется от пегматитового остатка как вторая несмешивающаяся с ним жидкость.

В дискуссии по статье Грейтона Э. Ингерсон и Дж. Мори (1946), резюмируя и развивая положения своих предшествующих работ, наметили наиболее приемлемую схему эманационного магматического процесса. Согласно этой схеме постмагматическое минералообразование связано вначале с газообразными растворами, представляющими ранние более кислые фракции дистиллята, а затем с более щелочными гидротермальными растворами, возникающими в позднюю стадию кристаллизации расплава и, возможно, никогда не находившимися в газообразном состоянии.

Важные замечания по рассматриваемому вопросу были высказаны С. С. Смирновым. Уже в одной из своих ранних статей Смирнов (1937) в противовес представлениям Эммонса выдвинул идею о пульсирующем характере рудного процесса, обусловленном прерывистым развитием трещин и изменением состава рудоносных растворов во времени по мере охлаждения и кристаллизации материнской интрузии.

Смирнов полагал, что изменение состава рудоносных растворов во времени происходит в последовательности, указываемой рядом Эммонса (начиная с высокотемпературных ассоциаций), причем ранние порции растворов имеют кислую реакцию, а самые поздние — щелочную.

Идеи Феннера, Смирнова, Мори и Ингерсона получили дальнейшее развитие в работах В. А. Николаева. На основании анализа физико-химических диаграмм В. А. Николаев (1953) наметил различные пути и этапы отделения летучих соединений от магмы: 1) магматическую дистилляцию газовой водной фазы из кристаллизующегося расплава; 2) образование газов (пневматолитовой) фазы, остающейся после полной раскристаллизации расплава; 3) образование гидротермального раствора в результате постепенного перехода магматического остатка в водную жидкость. С этапом магматической дистилляции В. А. Николаев связывал образование скарнов с деятельностью остаточных гидротермальных растворов — наложенное на них сульфидное оруденение.

Широкий круг общих вопросов геохимии гидротермального рудообразования был рассмотрен А. Г. Бетехтиным (1953). В частности, он пришел к выводу, что основная масса сульфидных руд отлагалась слабощелочными или нейтральными гидротермальными растворами, накапливавшимися в интрузивах после кристаллизации породообразующих минералов.

Большое значение для познания геохимии процессов рудообразования имеют работы Д. С. Коржинского (1953). Он впервые дал общую генетическую классификацию метасоматических явлений, выделив в послемагматическом процессе три основные стадии — раннюю щелочную, кислотную и позднюю щелочную.

В своих работах Д. С. Коржинский имеет в виду процесс непрерывного поступления послемагматических растворов, изменяющих свой состав вследствие понижения температуры и взаимодействия с боковыми породами. Между тем, выделенные Коржинским стадии метасоматоза, по нашему мнению, отображают более общие закономерности послемагматического минералообразования и могут сопоставляться с основными этапами эманационного процесса кристаллизующейся интрузии.

Ранняя щелочная стадия может отождествляться с ранним этапом дистилляции газовых погоньев из расплава. Этот этап соответствовал, вероятно, как считал А. Е. Ферсман, кристаллизации темноцветных минералов и полевых шпатов гранита. Кислотная стадия, несомненно, совпадает с дистилляцией кислотных компонентов, происходившей, вероятно, в период отложения магматического кварца. Поздняя щелочная стадия в значительной мере связана, очевидно, с деятельностью собственно гидротермальных рудоносных растворов, которые тем или иным путем накапливались в материнских интрузивах после окончания кристаллизации породообразующих минералов.

Не касаясь всех разнообразных и сложных явлений пространственного развития минерализации, которые происходят при остывании растворов в их взаимодействии с боковыми породами, ниже мы попытаемся выяснить различия химизма растворов указанных стадий и выделить в этих стадиях более узкие геохимические этапы.

#### **Изменение состава газовых растворов в процессе магматической дистилляции**

Экспериментальные и теоретические данные по условиям кристаллизации магматических расплавов в последнее время были обобщены в монографиях И. А. Островского (1956), А. Н. Заварицкого и В. С. Со-

болева (1961), В. А. Николаева и В. В. Доливо-Добровольского (1961). Эти работы показывают, что, несмотря на наличие многих дискуссионных вопросов, основные особенности процесса отделения летучих от кристаллизующегося расплава установлены достаточно определенно.

Все исследователи приходят к выводу о сравнительно малой (ограниченной) растворимости воды в кислых расплавах, едва ли превышающей 10—12% (по весу) даже при очень высоких давлениях. Для давления в 1000 атм, соответствующего умеренным глубинам порядка 3500—4000 м, содержание воды в кислых расплавах, по данным различных экспериментов, колеблется от 3 до 7,5%. Кристаллизация гранитной магмы на указанных глубинах начинается, видимо, при температуре около 850° и заканчивается при 650—600°. На всем этом интервале температур в процессе роста кристаллов и уменьшения количества расплава будет происходить образование газовой фазы, состоящей в основном из легколетучих соединений — H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, CO, H<sub>2</sub>, HCl, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, HF и других, — растворенных в магме.

Ретроградное кипение и дистилляция газовой фазы (когда ее давление превзойдет внешнее) обусловлены прежде всего резким различием летучести газообразных соединений и породообразующих компонентов. При этом последовательность выделения летучих веществ в общем случае определяется их критическими температурами, т. е. состав дистиллятов будет меняться в направлении обогащения поздних порций менее летучими соединениями с более высокими критическими температурами. Вместе с тем процесс ретроградной дистилляции в значительной мере зависит от степени растворимости летучих компонентов в расплаве и возможности их существования при данных условиях, причем изменение состава расплава в ходе кристаллизации должно сказываться и на составе дистиллятов.

Таблица 1

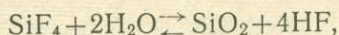
Критические величины наиболее летучих соединений из числа возможных компонентов гранитной магмы

Соединения	Критическая температура, °С	Критическое давление, атм	Соединения	Критическая температура, °С	Критическое давление, атм
H <sub>2</sub> O	-239,9	12,8	AsCl <sub>3</sub>	(363)	—
CO	-140,3	34,5	H <sub>2</sub> O	374,2	218,3
SiF <sub>4</sub>	-14,1	36,7	NbF <sub>5</sub>	(451)	—
BF <sub>3</sub>	-12,3	49,2	SbCl <sub>3</sub>	(486)	—
CO <sub>2</sub>	31,0	72,9	TaCl <sub>5</sub>	(516)	—
HCl	51,4	81,5	NbCl <sub>5</sub>	(531)	—
H <sub>2</sub> S	100,4	88,9	MoCl <sub>5</sub>	(556)	—
WF <sub>6</sub>	(127)	—	SbF <sub>3</sub>	(595)	—
SO <sub>2</sub>	157,5	77,8	HgCl <sub>2</sub>	(608)	—
MoF <sub>6</sub>	(163)	—	FeCl <sub>3</sub>	(629)	—
BCl <sub>3</sub>	178,8	38,2	BiCl <sub>3</sub>	(698)	—
HF	188	68,4	BeCl <sub>2</sub>	(716)	—
UF <sub>6</sub>	230,2	45,5	HfCl <sub>4</sub>	(790)	—
AsF <sub>3</sub>	(232)	—	SnCl <sub>2</sub>	(1083)	—
SiCl <sub>4</sub>	233	37,1	ZnCl <sub>2</sub>	(1145)	—
GeCl <sub>4</sub>	276,9	38,0	UCl <sub>4</sub>	(1251)	—
SnCl <sub>4</sub>	318,7	37,0	PbCl <sub>2</sub>	(1526)	—
TaF <sub>5</sub>	(346)	—	BeF <sub>2</sub>	(1790)	—

Примечание. В скобках заключены значения критических температур, вычисленные по формуле  $T_{кр} = 1,41 T_{н.т.к} + 66 - 11 F$ , где  $T_{н.т.к}$  — нормальная температура кипения (°К), F — число атомов фтора (Справочник химика, 1962).

В табл. 1 приведены критические температуры наиболее летучих соединений из числа возможных компонентов гранитной магмы. Соединения расположены в порядке возрастания критических температур, который показывает возможную последовательность отделения соединений от расплава в газовую фазу. Как видно из таблицы, первые порции газопереносных дистиллятов, отделившиеся в начале кристаллизации магмы, должны быть обогащены  $H_2$ ,  $CO$ ,  $SiF_4$ ,  $BF_3$ ,  $CO_2$ ,  $HCl$ ; на средней стадии кристаллизации должны накапливаться  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $HF$ , фториды  $W$ ,  $Mo$ ,  $U$ ,  $Ta$ , галогениды  $As$ , хлориды  $B$ ,  $Si$ ,  $Ge$ ,  $Sn$  (с кристаллическими температурами от 100 до  $363^\circ C$ ); конечные дистилляты должны содержать галогениды  $Nb$ ,  $Sb$ , хлориды  $Ta$ ,  $Mo$ ,  $Hg$ ,  $Fe$ ,  $Bi$ ,  $Be$  (с кристаллическими температурами от  $451$  до  $716^\circ C$ ). Что касается фторидов олова и бериллия, галогенидов  $Zn$  и  $Pb$ , то отделение их от расплава путем кипения вообще невозможно, так как критические температуры этих соединений гораздо выше температур кристаллизации гранитного расплава.

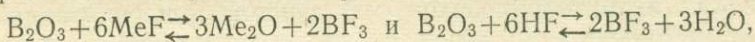
Намеченный порядок дистилляции существенно изменится, если мы кроме критической температуры учтем и другие особенности летучих соединений. Так, следует считать мало вероятным накопление  $SiF_4$ ,  $BF_3$  и  $HCl$  в ранних порциях дистиллятов. Существование  $SiF_4$  в газовой фазе определяется равновесием



константа которого  $K_{1ат.м} = [HF]^4 / [SiF_4][H_2O]^2$

составляет при  $800^\circ C$  —0,4, при  $600^\circ C$  —0,016. Если учесть вероятное соотношение  $H_2O$  и  $HF$  в магматических дистиллятах, то из этих цифр можно сделать заключение о ничтожном содержании  $SiF_4$  в газовой фазе при высоких температурах.

Образование  $BF_3$  можно представить как реакции

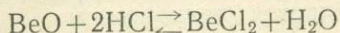


так как бор в расплавах связан с кислородом в кремнекислородных группах, а окиси и галогениды щелочей более или менее свободно распределены между ними (Есин, 1948). Из реакций видно, что образование  $BF_3$  будет затруднено пока расплав богат щелочами и в газовой фазе отсутствует  $HF$ . Эта ранняя стадия кристаллизации гранита, соответствующая периоду выделения полевых шпатов, неблагоприятна и для образования галоидоводородных кислот, так как в равновесиях типа  $2MeF + H_2O \rightleftharpoons Me_2O + 2HF$  при высоком содержании  $Me_2O$  выход  $HF$  будет уменьшаться.

К аналогичному заключению о поведении галоидоводородных кислот в процессе кристаллизации магмы приходят Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчиков (1961) и Т. С. Лавринг (1961). Два первых автора на основании расчета констант равновесий между галогенидами металлов и галоидоводородными кислотами показали, что при переходе от щелочных расплавов к кислым должно происходить обогащение газовой фазы галоидоводородными кислотами и другими летучими соединениями фтора и хлора. Исходя отсюда Л. Н. Когарко и И. Д. Рябчиков объясняют факт почти полного отсутствия грейзенизации и явлений фторметасоматоза в массивах щелочных пород. Т. С. Лавринг рассматривает влияние растворимости летучих соединений в расплаве на последовательность их выделения из магмы. Исходя из экспериментальных данных и материалов по вулканическим эманациям, он намечает следующий порядок выделения летучих соединений из магмы, обусловленный возрастанием их растворимости в расплаве:  $CO_2$  и  $H_2S$  или  $Co$  и  $SO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ . В данном ряде вызывает возражение только место  $H_2S$  и  $SO_2$ .

Учитывая положение сульфидного оруденения в общей последовательности постмагматического минералообразования, сравнительно высокие критические температуры  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SO}_2$ , а также малую вероятность их образования на ранних этапах кристаллизации при высокой концентрации щелочей в расплаве, правильнее относить  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{SO}_2$  к более поздней фракции дистиллята в сравнении с  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ .

Из изложенного следует, что отделение кислых дистиллятов, обогащенных галогеноводородными и сернистыми кислотами, будет начинаться в конце кристаллизации калиевого шпата и захватывать большую часть периода выделения магматического кварца. Благодаря высокому содержанию галогеноводородных кислот в дистиллятах этой стадии могут переноситься и галогениды металлов с критическими температурами, более или менее близкими к критическим температурам кислотных компонентов ( $\text{WF}_6$ ,  $\text{MoF}_6$ ,  $\text{AsF}_3$ ,  $\text{SnCl}_4$ ,  $\text{TaF}_5$  и некоторые другие). Что же касается большей части галогенидов, имеющих более высокие критические температуры и отстающие по времени отделения от кислот, то вынос их в газовой фазе едва ли возможен по причине легкой гидролизруемости. В обоснование этого предположения можно привести экспериментальные данные В. И. Спицына (1931), согласно которым образование хлорида бериллия по реакции



протекает очень слабо даже при температурах до  $1000^\circ\text{C}$ . Только добавки углерода, реагирующего с парами воды, предотвращают гидролиз  $\text{BeCl}_2$  и смещают равновесие вправо.

Таким образом, концепция переноса металлов в форме летучих простых галогенидов не объясняет многих геологических факторов, в частности концентрации циркония, редких земель, ниобия и тантала в продуктах раннего щелочного метасоматоза, развитие магнетитового и сульфидного оруденения в скарнах, ассоциацию касситерита, минералов бериллия и танталониобатов с фтористой минерализацией грейзенов.

### Роль галогенидов и карбонатов щелочей в переносе металлов и фракционное разделение труднолетучих веществ в дистиллятах

Принятые в настоящее время гипотезы о способах переноса минерального вещества придают большое значение высокой растворяющей способности сжатого водного газа.

Экспериментальными исследованиями установлено, что растворимость труднолетучих веществ в газовой фазе воды находится в прямой зависимости от плотности газа, т. е. давления, существующего в системе. Поскольку в процессах кристаллизации магмы давление отделяющей газовой фазы имеет свой максимум (Островский, 1956), который, вероятно, приходится на среднюю стадию кристаллизации гранита, можно считать, что именно на этой стадии в газовых дистиллятах достигаются наиболее высокие концентрации многих труднолетучих примесей магмы. С этим обстоятельством отчасти связана бедность тяжелыми и редкими металлами первых продуктов ранней щелочной стадии (микроклиниты, ранние скарны и альбититы) и нарастание их концентрации к концу альбитового, скарнового и особенно в грейзеновом процессе.

С другой стороны, изменение состава газовой фазы должно зависеть от растворимости труднолетучих веществ в водном газе и от изменения состава самого магматического расплава. Влияние растворимости труднолетучих соединений на последовательность их отделения от расплава рассматривалось Г. Ньюманом (Neumann, 1948). На основании метасомат-

тического анализа закона распределения растворимого вещества в двух несмешивающихся растворителях применительно к системе магматический расплав— гидротермальный раствор Ньюмэн пришел к следующему заключению: если растворимость соединения в растворе больше, чем растворимость воды в расплаве, то соединение будет концентрироваться в первых порциях раствора; если же растворимость соединения в растворе меньше, чем растворимость воды в расплаве, то соединение концентрируется в поздних порциях раствора.

Пользуясь этим положением, можно было бы по величине растворимости различных солей в надкритической фазе воды составить представление о составе различных порций магматического дистиллята. Однако необходимые для этого экспериментальные данные очень скудны.

Наиболее детально изучены системы  $H_2O-Na_2O-SiO_2$ ,  $H_2O-SiO_2$ ,  $H_2O-NaCl$ . Данные, полученные по первой системе Дж. В. Мори и Дж. М. Хессельгессером (1954), показали, что при  $400^\circ C$  и  $1000 \text{ бар}$  содержание силиката натрия в газе меняется от 5 до 20% (по весу), причем наименьшее содержание силиката с составом  $Na_2Si_2O_5$  установлено в газе, находящемся в равновесии с кварцем, а максимальное — в газе, равновесном с кристаллическим  $Na_2SiO_3$  и содержащем еще более щелочной силикат.

Растворимость  $NaCl$  в надкритической фазе воды при  $430^\circ C$  и  $400 \text{ атм}$  составляет около 5% (Olander a. Liander, 1950). Близкие к этим цифры известны также для хлорида калия.

Растворимость других изученных соединений в газовой фазе воды измеряется десятками и сотыми долями процента. Так, при  $1000 \text{ бар}$  и  $500^\circ C$  она составляет для кварца 0,26%, для  $Na_2SO_4$  — 0,43%, для  $CaCO_3$  в паре, содержащем около 7%  $CO_2$ , — 0,094% (Мори, 1960).

Сопоставляя эти цифры и учитывая растворимость воды в кислом расплаве (до 7—8% при  $1000 \text{ атм}$ ), можно прийти к предположению, что в ранний этап дистилляции, когда кристаллизуются полевые шпаты и расплав относительно богат щелочами, отделяющиеся надкритические растворы будут более обогащены силикатами калия и натрия, чем другими солями. В более же поздние этапы, в период кристаллизации кварца, в газовой фазе начнут накапливаться легкорастворимые галогениды, карбонаты, сульфаты и сульфиды, причем концентрация их в дистиллятах будет, по-видимому, все более возрастать по мере убывания магматического остатка и его относительного обогащения легкорастворимыми соединениями.

В связи с богатством конечных дистиллятов щелочными солями и обеднением их летучими кислотами, они приобретают общий щелочной или близнеутральный характер.

Поскольку ретроградное кипение происходит в условиях открытой системы при достаточно высокой скорости фильтрации газовой фазы через расплав, экстрагирование из него растворимых солей можно рассматривать как динамический процесс испарения (диффузии пара) соли из расплава в газовой раствор. Процесс такого типа был экспериментально изучен В. И. Спицыным с сотрудниками (Спицын и Шостак, 1952; Спицын, Шостак и Мееров, 1952) для хлоридов щелочей, нагревавшихся до температуры  $800^\circ C$  в токе различных газообразных сред (воздух, водяной пар  $NH_3$ ,  $CO_2$ ,  $HCl$ ). В результате опытов установлено, что все хлориды начинают заметно испаряться на  $50-120^\circ C$  ниже своей точки плавления, причем скорость испарения и степень насыщения газа паром хлорида увеличивается с возрастанием полярности хлорида и растворителя, т. е. в водяном паре. В связи с ослаблением ионного характера связи при переходе от  $NaCl$  к  $LiCl$  (вследствие поляризующего действия иона лития) и от  $NaCl$  к  $CsCl$  (усиление деформи-

рующего действия иона хлора) наибольшей летучестью и скоростью испарения в водяном паре обладают LiCl и CsCl, а наименьшей — NaCl, KCl и RbCl, занимающие промежуточное положение. Температуры начала испарения хлоридов в водяном паре составляют: LiCl и CsCl 550° С, RbCl 600° С, KCl 650° С, NaCl 750° С.

Приведенные экспериментальные данные, по нашему мнению, позволяют считать, что начиная с кислотной стадии дистилляции, т. е. с момента обогащения дистиллятов хлоридами, возможно фракционное разделение щелочей, связанное с уменьшением летучести и скорости растворения хлористого натрия в газовой фазе ниже 750° С.

Этот вывод согласуется с геологическими данными, указывающими на обогащенность редкими щелочами и калием кислых грейзенизирующих растворов и на увеличение роли натрия в более поздних гидротермальных растворах, как правило, почти не содержащих редких щелочей.

Закономерности разделения редких и тяжелых металлов в процессе магматической дистилляции, очевидно, также связаны с различной способностью их соединений к растворению в надкритической фазе воды. Как было показано выше, эти соединения в большинстве случаев не могли быть простыми галоидными солями, и, безусловно, представляли сложные комплексы с щелочными катионами и кислотными аддентами в анионных группах, образованных металлами. Возможность существования комплексных соединений такого типа в газовой фазе при высоких температурах доказана в последние годы рядом экспериментов, краткий обзор которых приведен в статье А. А. Беуса и Б. П. Соболева (1962).

К сожалению, величины растворимости даже хорошо изученных комплексных соединений в газовой фазе не известны. Поэтому кроме общих замечаний сказать что-либо определенное о последовательности их дистилляции не представляется возможным.

Следует считать, что время выделения металла-комплексобразователя в дистиллят определяется общим составом газовой фазы и способностью металла к образованию тех или иных комплексных соединений. Так, в ранних порциях дистиллятов, имеющих, как показано выше, углекисло-кремнистощелочной состав, могут находиться по преимуществу те металлы, которые дают хорошо растворимые и устойчивые комплексные карбонаты типа  $(K, Na)_k [Me_m(CO_3)_n]$  и  $(K, Na)_k [(MeO)_m(CO_3)_n]$ . Такие соединения известны для титана, циркония, редких земель, бериллия, железа. Судя по предварительным данным, полученным автором совместно с А. А. Стунжас и Н. А. Минаевой, не исключена возможность существования комплексных карбонатов и для ниобия.

Как установлено при изучении комплексных карбонатов бериллия (Говоров и Стунжас, 1963), растворимость и летучесть этих соединений возрастает, если в анионную группу дополнительно входят хлор или фтор. Следовательно, появление галогенидсодержащих соединений в конце щелочной стадии дистилляции должно существенно увеличивать концентрацию указанных металлов в дистилляте. Кроме металлов, дающих галогенкарбонатные комплексы типа  $(K, Na)_k [Me_m(CO_3)_n \times (OH, F, Cl)_p]$ , здесь будут находиться металлы, входящие в соединения типа  $(K, Na)_k [Me(OH, F, Cl)_n]$ , например, олово (Барсуков, 1957).

В кислотную стадию дистилляции при значительной концентрации галловодородных кислот и галогенидов щелочных металлов в газовой фазе будут накапливаться все элементы, дающие прочные комплексы типа  $(K, Na)_k [Me(F, Cl)_n]$ . Они изучены для бериллия, алюминия, железа, ниобия, тантала, олова, цинка, свинца

и некоторых других элементов. Кроме того, в этих условиях могут выноситься другие комплексы, устойчивые в кислых растворах, например, кремнемолибдаты щелочей (Хитаров и Рыженко, 1962).

Наконец, в позднюю (галогенидно-карбонатную) стадию ведущее значение должны снова приобретать галоидокарбонатные и гидроксогалоидные комплексные соединения. Однако в дистиллятах этой стадии сильно снижается содержание тех редких элементов, которые были вынесены в предыдущие стадии, например циркония, титана, редких земель, ниобия, тантала, частично бериллия. Вместе с тем здесь будет происходить концентрация металлов — цинка, свинца, меди, олова, которые вследствие сравнительно низкой устойчивости и растворимости их комплексных карбонатов и галогенидов мало выносятся из расплава в раннюю щелочную и кислотную стадии дистилляции.

Это видно хотя бы из сравнения констант нестойкости комплексных карбонатов циркония и титана, с одной стороны, и свинца и меди, с другой. Если константы нестойкости комплексных анионов  $[(ZrO)_2(CO_3)_3]^{2-}$  и  $[(TiO)(CO_3)_2]^{2-}$ , по определению В. С. Коденской, соответственно равны  $10^{-35}$  и  $10^{-21}$ , то константы нестойкости анионов  $[Rb(CO_3)_2]^{2-}$  и  $[Cu(CO_3)_2]^{2-}$  составляют лишь около  $10^{-9}$  (Fauchere, Voppaige, 1959). Такое же различие указанных двух групп элементов выявляется и при сравнении растворимостей комплексных карбонатов. Например, в одинаковых условиях опытов при температурах от 20 до  $100^\circ C$  растворимость комплексных карбонатов и галогенкарбонатов для бериллия в 30—40 раз больше, чем для свинца, и в 100—200 раз больше, чем для цинка.

Характерная особенность растворов поздней щелочной стадии состоит в совместном переносе халькофильных металлов и сульфидной серы, что обеспечивает последующее образование крупных скоплений сульфидных руд. Эта особенность обусловлена способностью металлов и серы давать сравнительно хорошо растворимые комплексные соединения в концентрированных растворах щелочных карбонатов и галогенидов щелочных и щелочноземельных элементов. Повышенная растворимость сульфидов Pb, Zn, Fe, Cu, Ag и перенос их компонентов в растворах хлоридов Na, Ga, Li и аммония при высоких температурах и давлениях доказаны работами Н. И. Хитарова и А. А. Москалюк (1955), Л. И. Ольшанского и В. В. Иваненко (1958), И. П. Кузьминой (1961), Н. Ю. Икорниковой (1962). Наибольшие значения растворимости были получены Хитаровым и Москалюк для галенита при обработке его 2N раствором  $NaCl + CaCl_2$  при  $400^\circ C$  и 100—120 атм. В зависимости от других условий опыта эти цифры колебались от 426 до 2350 мг/л Pb. Л. И. Ольшанским и В. В. Иваненко установлена растворимость халькозина до 64,3 мг/л в растворе  $0,1N NaOH + 0,1NaCl + H_2S$  при  $350^\circ C$ .

Автором совместно с Н. С. Благодаревой и З. Л. Мукосеевой изучалась растворимость PbS и ZnS в концентрированных растворах карбоната, хлорида и фторида калия при  $100^\circ C$  и нормальном давлении. Результаты опытов, приведенные в табл. 2, указывают на повышенную растворимость сульфидов Pb и Zn в карбонатных растворах, причем для свинца растворимость значительно увеличивается в присутствии галогенидов.

Приведенные данные доказывают существование сложных комплексных соединений тяжелых металлов, серы, галогенов и карбонатных ионов в концентрированных хлоридных и карбонатных растворах и в их парах. Учитывая опыты Дж. Хемли (1954) и Бернеса (Barnes, 1960), показавшие существование комплексов  $Pb(HS)_2$ ,  $Pb(HS)^{-3}$ ,  $ZnHS^{-2}$ , состав комплексных сульфогалоидных и сульфокарбонатных

Таблица 2

Растворимость сульфидов свинца и цинка при 100° С  
и продолжительности опыта около 15 часов

Твердая фаза	Состав раствора	Содержание металла в растворе, мг/л
PbS (свежеприготовленный)	2МКСl	7,5
То же	2МКСl+1МСаСl <sub>2</sub>	15,0
" "	1,5МК <sub>2</sub> СО <sub>3</sub> +СО <sub>2</sub>	10,0
" "	1МК <sub>2</sub> СО <sub>3</sub> +1МКF+СО <sub>2</sub>	220,0
" "	1МК <sub>2</sub> СО <sub>3</sub> +1МКСl+СО <sub>2</sub>	255,0
ZnS (химический)	2МКСl	248,5
То же	1МК <sub>2</sub> СО <sub>3</sub> +СО <sub>2</sub>	57,0
" "	1МК <sub>2</sub> СО <sub>3</sub> +1МКF+СО <sub>2</sub>	38,0
" "	1МК <sub>2</sub> СО <sub>3</sub> +1МКСl+СО <sub>2</sub>	84,0

соединений тяжелых металлов можно представить как  $(K, Na)_k \times [Me(Cl, SH)_n]$  и  $(K, Na)_k [Me_m(CO_3)_n(OH, F, Cl, SH)_p]$ .

Заканчивая обсуждение вопроса о распределении металлов в процессе магматической дистилляции, следует подчеркнуть, что способность комплексных соединений к растворению в газовой фазе, а отсюда и последовательность их отделения от расплава, зависит, очевидно, как и в случае хлоридов щелочей, от доли ковалентной связи. Соединения с большей долей ковалентной связи в комплексном анионе и в его внешней сфере будут обладать большей летучестью, более высокой растворимостью в газовой фазе и, следовательно, будут дистиллироваться в первую очередь.

В настоящее время нет способов оценки доли ковалентной связи в таких сложных комплексных соединениях, которые могут принимать участие в переносе большинства редких и тяжелых металлов. Основываясь на экспериментальных и теоретических данных, можно высказать предположение, что калиевые комплексные соединения, в силу большей поляризуемости калия по сравнению с натрием, будут обладать более высокой летучестью и растворимостью в газовой фазе, чем натриевые. Следовательно, на ранних стадиях процесса ведущую роль в переносе редких и тяжелых металлов будет играть калий. Этим обстоятельством объясняется, вероятно, различие геохимических связей калия и натрия в высокотемпературных послемагматических образованиях, отмеченное В. В. Щербиной (1963).

С другой стороны, прочность комплексного аниона будет зависеть от способности металла к образованию ковалентной связи. Например, медь и цинк имеют гораздо более сильную тенденцию к образованию ковалентной связи, чем свинец (Яцимирский, 1948). Поэтому комплексные соединения меди и цинка должны уходить в дистиллят раньше, чем комплексные соединения свинца, что мы и наблюдаем зачастую в природном процессе.

#### Влияние анионов минералообразующих растворов на активность щелочей

В предыдущем разделе была показана возможность частичного разделения щелочных элементов в процессе магматической дистилляции с предпочтительным обогащением дистиллятов кислотной стадии калием и редкими щелочами и накоплением натрия в растворах позд-

ней щелочной стадии. Вместе с тем, активность (эффективная концентрация) щелочей будет меняться в растворах различного состава вследствие специфического влияния различных анионов на коэффициенты активности щелочных элементов.

Д. С. Коржинский, впервые подчеркнувший большое значение в природных процессах кислотно-щелочного взаимодействия, вывел качественную зависимость активностей оснований и кислот от режима щелочности-кислотности растворов (Коржинский, 1956). Имеющиеся экспериментальные данные и общие положения теории специфического взаимодействия ионов (Харнед и Оуэн, 1952) позволяют дать количественное выражение зависимости коэффициентов активности щелочей как от концентрации гидроксильных ионов, так и от концентрации других анионов минералообразующих растворов.

Применение теории специфического взаимодействия к процессам минералообразования стало возможным благодаря многочисленным исследованиям газовой-жидких включений в минералах, позволившим составить представление о главнейших компонентах и ионной силе минералообразующих растворов. Сопоставление наиболее точных количественных данных, полученных Г. Г. Грушкиным и П. Л. Прихидько (1952), Г. Г. Лемлейном и П. В. Клевцовым (1955), Н. И. Хитаровым, Е. В. Ренгартен и Н. Е. Лебедевой (1957), Г. И. Шешулиным (1961), убедительно показывает, что во всем температурном диапазоне послемагматического процесса минералообразование связано со сложными растворами сильных электролитов — хлоридов, карбонатов, фторидов, сульфатов натрия и калия, хлоридов и бикарбонатов кальция и магния. Эти растворы имеют умеренную или высокую концентрацию, при которой ионная сила редко опускается ниже 1 и иногда достигает 9.

Среди анионов первое место по содержанию в большинстве случаев занимает хлор. Концентрация его в жидких включениях кварца из высокотемпературных хрусталеносных жил Памира достигает 9 г-ион/1000 г раствора. В жидких включениях из высокотемпературных пегматитовых минералов (калиевый полевой шпат и др.) и из некоторых поздних гидротермальных минералов (флюорит) содержание хлора значительно снижается. Здесь на первое место выходит гидрокарбонатный анион, содержание которого увеличивается до 0,75 г-ион/л.

Приведенные данные в некоторой степени подтверждают сделанный в предыдущем разделе вывод о бедности хлором первых порций дистиллятов и обогащении последних порций карбонатами.

В растворах описанного типа активность компонентов будет значительно отличаться от их истинной концентрации вследствие сильного влияния ионной силы и специфического взаимодействия ионов на коэффициенты активности. Для интерпретации процессов минералообразования важны такие следствия специфического взаимодействия ионов в водных растворах.

1. Коэффициенты активности соединений катионов типа благородных газов с хлором, не обладающим способностью к присоединению ионов водорода, уменьшаются с увеличением радиуса катиона, т. е. в последовательности:  $Li > Na > K > Pb > Cs$  и  $Mg > Ca > Sr > Ba$ . Такой порядок расположения коэффициентов активности связан с уменьшением степени гидратации от Li к Cs и от Mg к Ba вследствие увеличения ионного радиуса.

2. Анионы-акцепторы протонов, к которым относятся  $F^-$  и  $OH^-$ , имеют совершенно иной характер взаимодействия с растворителем. В водных растворах соединений этих анионов происходит локализованный гидролиз, в результате которого возникают ассоциированные группы типа ионных пар катион-анион, связанные через гидроксил и протон.

Это явление приводит к уменьшению числа свободных ионов в растворе, а следовательно — к уменьшению коэффициентов активности электролита, причем это понижение тем больше, чем прочнее связь катиона с гидроксидом, т. е. чем меньше радиус катиона. Таким образом, для гидроксидов и фторидов щелочных металлов последовательность уменьшения коэффициентов активности будет противоположной по сравнению с хлоридами:  $Cs > Rb > K > Na > Li$ .

3. Индивидуальные различия между отдельными щелочными солями двухвалентных анионов очень незначительны. Например, коэффициенты

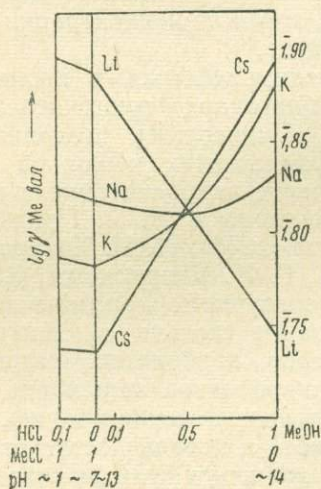


Рис. 1. Зависимость логарифмов валовых средних коэффициентов активности щелочных катионов в хлоридных растворах от концентрации гидроксильных и водородных ионов (при 25° С и общей постоянной концентрации 1 г)

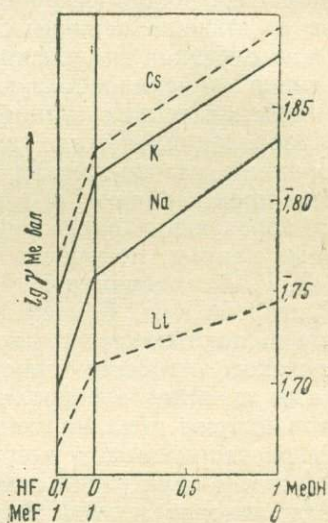


Рис. 2. Зависимость логарифмов валовых средних коэффициентов активности щелочных катионов во фторидных растворах от концентрации гидроксильных и водородных ионов (при 25° С и общей постоянной концентрации 1 г)

активности сульфатов натрия и калия почти равны. По-видимому, настолько же близки друг к другу и коэффициенты активности карбонатов и простых силикатов этих металлов.

4. Теория специфического взаимодействия позволяет значительно упростить вопрос о свойствах смесей 1,1-электролитов и получить приближенные значения коэффициентов активности отдельных компонентов на основании минимального количества экспериментальных данных. Используя эти упрощенные методы, мы рассчитали и построили кривые зависимости логарифмов валовых коэффициентов активности щелочных катионов от соотношения концентраций ионов хлора, гидроксида и водорода, ионов фтора, гидроксида и водорода, т. е. от рН растворов (рис. 1, 2).

Как видно из графиков, зависимость коэффициентов активности щелочных катионов от концентрации гидроксильных и водородных ионов имеет сложный характер. Для смесей хлоридов с гидроксидами и соляной кислотой, т. е. для систем, преобладающих в высоко- и среднетемпературных гидротермальных растворах, валовые коэффициенты активности калия, рубидия, и цезия последовательно возрастают с увеличением щелочности растворов в интервале рН от 7 и выше; коэффи-

коэффициент активности натрия в этом интервале рН почти не меняется, а коэффициент активности лития значительно уменьшается. При увеличении кислотности растворов от рН 7 и ниже коэффициенты активности всех щелочных катионов в хлоридных растворах несколько возрастают.

Совсем другая зависимость активностей катионов наблюдается в смесях фторидов с гидроокисями и фтористоводородной кислотой. Здесь коэффициенты активности всех щелочных элементов возрастают по мере увеличения рН от низких до высоких значений. К этому же типу принадлежат, по-видимому, системы сульфатов, карбонатов и простых силикатов щелочей. Только здесь коэффициенты активности всех катионов будут очень близки друг к другу в близкой центральной области, а с увеличением рН активность калия будет возрастать гораздо сильнее, чем активность натрия.

Рассмотренные зависимости получены для нормальных значений температуры и давления. Однако имеющиеся данные позволяют считать, что они будут сохранять свою силу и для более высоких температур и давлений, существующих в условиях гидротермального процесса.

Из изложенного следует, что эффективная концентрация щелочных катионов будет зависеть не только от рН растворов, но и от характера их анионной составляющей. Щелочные силикатные, карбонатные, сульфатные растворы будут характеризоваться повышенной активностью калия, рубидия и цезия по сравнению с натрием и литием. Накопление в растворах хлора, особенно при снижении их щелочности, приведет к резкому уменьшению активности щелочей первой группы и сильному возрастанию активности натрия и лития. Увеличение концентраций ионов фтора в растворах будет поднимать активность щелочей калиевой группы и снижать активность натрия и лития.

### Основные геохимические этапы постмагматического процесса гранитоидных интрузий

Обобщения геологических и физико-химических данных показывают, что в процессе охлаждения и кристаллизации гранитной магмы происходит стадийное изменение состава водных дистиллятов, сопряженное с прерывистым развитием тектонических трещин. На фоне основных стадий магматической дистилляции — ранней щелочной, кислотой и поздней щелочной выделяются отдельные геохимические этапы, которые отличаются активностью различных оснований и кислот, а также содержанием редких и тяжелых металлов. Краткая характеристика этих этапов дана в табл. 3, которая в геологической части составлена главным образом по материалам, собранным автором и его сотрудниками на месторождениях Востока СССР (Говоров, 1958, 1960а, б, 1962; Недашковский, 1961; Демченко, Костерин и др., 1962).

В раннюю стадию ретроградной дистилляции, когда идет кристаллизация полевых шпатов и расплав богат щелочами, отделяющиеся надкритические растворы обогащены углекислотой и силикатами щелочей. В конце стадии здесь появляются менее растворимые в надкритической фазе хлориды и карбонаты щелочей, а также галоидоводородные кислоты.

Щелочной характер растворов и бедность их хлором определяют более высокие значения коэффициента активности калия по сравнению с натрием, а отсюда — развитие калиевого метасоматоза (микроклиннизации). По мере накопления ионов хлора происходит повышение коэффициента активности натрия, и микроклиннизация (углекисло-калиевый этап) сменяется альбитизацией и скарнообразованием (углекисло-хлоридно-натриевый этап). В раннюю щелочную стадию образуются

месторождения железа (в скарнах), бериллия, ниобия, тантала, олова (в альбититах), редких земель, циркония (в щелочных метасоматитах) благодаря способности этих элементов давать устойчивые карбонатные, галоиднокарбонатные и гидроксоголоидные комплексные соединения. В связи с более высокой растворимостью и летучестью галогенсодержащих комплексов по сравнению с чисто карбонатными наиболее значительные концентрации указанных элементов приурочены к углекисло-хлоридно-натриевому этапу.

Растворы, выделяющиеся из расплава при относительно невысоком содержании щелочей, т. е. в стадию кристаллизации кварца, обогащены летучими кислотами ( $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{HF}$ ) и легкорастворяемыми галоидными, углекислыми и сернистыми солями.

Благодаря постепенному обеднению дистиллятов летучими кислотами и различной способности солей к растворению в газовой фазе, в кислотной стадии обособляются два этапа — галоидокислотный и галогенидно-кремнекислый. С деятельностью кислых, обогащенных хлоридами калия и редких щелочей растворов первого этапа связано образование различных грейзенов в гранитоидах и вмещающих их породах. Во втором этапе из менее кислых галогенидно-карбонатных растворов, способных транспортировать большие количества кремнезема, образуются кварцевые жилы и низкотемпературные фации грейзенов.

В дистиллятах кислотной стадии будут накапливаться все элементы, дающие прочные комплексные галогениды —  $\text{Be}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ . Кроме того, в наиболее кислых ранних порциях погонев возможен перенос легколетучих простых галогенидов  $\text{W}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{As}$ .

Поздняя щелочная стадия в значительной мере связана с деятельностью гидротермальных растворов, которые тем или иным путем накапливались в материнских интрузиях после окончания кристаллизации породообразующих минералов. Эти растворы, очевидно, уже не содержали легколетучих кислот и наряду с щелочными солями были обогащены наиболее трудно растворимыми соединениями щелочноземельных и тяжелых металлов. В этой стадии достаточно четко выделяется три геохимических этапа: галогенидный (щелочные редкометалльные грейзены), галогенидно-карбонатно-кремнистый (хрусталеносные, редкометалльно-кварцевые, касситеритово-силикатные жилы), галогенидно-карбонатно-сернистый (карбонатно-кварцевые жилы и метасоматические руды с сульфидами  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Cu}$ ). Для первого этапа характерна более высокая активность калия, для двух последующих — накопление натрия.

Перенос металлов в растворах поздней щелочной стадии происходил, вероятно, в форме щелочных комплексных соединений: галоидокарбонатных, гидроксоголоидных, сульфоголоидных и сульфокорбонатных.

Масштабы проявления различных геохимических стадий и этапов в значительной мере определяются составом магмы. С интрузиями гранитоидов повышенной щелочности связано интенсивное развитие минерализации ранней щелочной стадии при очень угнетенном проявлении кислотного метасоматоза.

Примерно такое же влияние на характер послемагматического процесса оказывает ассимиляция магмой известняков и доломитов, приводящая к образованию гранитоидов повышенной основности — гранодиоритов, габбро, диоритов. В этом случае возрастание концентрации кальция и магния в расплаве вызывает увеличение содержания основного плагиоклаза и биотита, для образования которых используется большая часть глинозема магмы. Вследствие этого уменьшается количество калиевого полевого шпата в породе и возрастает концентрация карбоната и силиката калия как в дистиллятах, так и в магматическом

Геохимические стадии и этапы послемагматического процесса гранитоидных интрузий

Стадии	Этапы	Наиболее активные элементы		Температура минералообразования, °С	Минерализация				
		минерализаторы	рудобразующие		в щелочных гранитоидах и вмещающих породах	в гранитоидах повышенной основности	в кислых гранитоидах	в кислых алюмосиликатных вмещающих породах	в карбонатных вмещающих породах
Ранняя щелочная	Углекисло-калевый	K, C	Zr, TR	650—550	Пироксен-ортоклазовые и микроклиновые породы	Микроклинизация	(Микроклинизация)		(Магнезиальные скарны)
	Углекисло-хлоридно-натриевый	Na, C, Cl	Fe, TR, Ta, Nb, Sn, Be	500—350	Альбититы с эгирином и арфведсонитом	Альбитизация	а) Альбитизация б) Околоскарновые породы		а) Плагноклазовые жилы б) Скарны в) Магнетитовое оруденение
Кислотная	Галоидо-кислотный	Cl, F, K, Li	Be, W, Mo, Sn, Ta, Nb	450—350			Грейзены топазовые, слюдяные, кварцевые, турмалиновые		Слюдисто-флюоритовые грейзены
	Галогенидно-кремнекислый	Na, K, Cl, F, C, S	Be, W, Sn, Fe, Zn, As	400—300			Редкометалльно-кварцевые жилы		а) Турмалиново-флюоритовые грейзены б) Шеелитовое и полисульфидное оруденение
Поздняя щелочная	Галогенидный	K, Na, Li, Cl, F, C	Be, TR, Sn	400—300	Альбит-флюоритовые породы	Альбит-флюорит-слюдяные грейзены			
	Галогенидно-карбонатно-кремнистый	Na, K, Cl, C, B, S	Sn, Fe, As	350—250			Хрусталеносные и редкометалльно-кварцевые жилы	Оловянно-сульфидно-турмалиновые руды	Оловянно-сульфидно-кварцевые руды
	Галогенидно-карбонатно-сернистый	Na, Ca, Mg, Cl, S, C	Zn, Pb, Fe, As, Cu	300—200			Карбонатно-сульфидно-кварцевые жилы		Сульфидные руды

остатке. В результате значительно возрастает интенсивность калиевого метасоматоза (микроклинизация, образование шпир микроклиновых пегматитов) и других процессов ранней щелочной стадии (альбитизация, скарнообразование); сокращается (иногда до полного выпадения) проявление кислотной и расширяется диапазон поздней щелочной стадии с появлением щелочных слюдисто-альбитовых грейзенов.

I. N. GOVOROV

## GEOCHEMICAL STAGES OF THE ORE PROCESS OF GRANITOID INTRUSIONS

(Summary)

Several geological and physico-chemical data allow to draw a conclusion that during the processes of cooling and crystallization of granite magma a stage by stage change of water distillates takes place; it is closely related to the intermittent development of fissures. Within main stages of magmatic distillation i. e. the early alkaline, acidic, and late alkaline ones there are discerned geochemical phases, distinguished by a specific activity of different bases and acids, and a content of rare and heavy metals.

During the early stage of retrograde distillation (the early alkaline stage) at the time of feldspars crystallization the molten mass being rich in alkalis, the separating solutions above critical temperature are enriched by carbon dioxide and alkaline silicates. During the last phase of the stage halides and carbonates of alkalis, that do not dissolve readily in the compressed hydrous gas are added. The fact of solutions being alkaline and poor in chlorine, determines the higher coefficient value of potassium activity as compared with that of sodium, and consequently — the development of potassium metasomatism (microclinization). As the chlorine ions accumulate, the activity coefficient of sodium increases, and the microclinization (a carbon dioxide — potassium phase) is succeeded by albitization and skarnformation (a carbon dioxide — sodium chloride phase). In the early alkaline stage there develop deposits of iron (in skarns), of beryllium niobium, tantalum, tin (in albitites), of rare earths and zirconium (in alkaline metasomatic rocks), due to the formation of stable complex compounds with alkaline carbonates and halides of the type  $(K, Na)_k[Me_m(CO_3)_n(OH, F, Cl)_p]$  and others.

At the end of retrograde distillation period, when alkali content of magmatic residue is comparatively low, i. e. at the time of quartz crystallization, the solutions are enriched with volatile acid component (HCl, H<sub>2</sub>S, SO<sub>2</sub>, HF), chlorides of K, Li, Rb, Cs and others easily soluble halides, carbonates and sulphurous salts, that have accumulated in the late distillates. According to, the acidic stage is divided in to two geochemical phases—halogen-acidic one (greisens) and halidesiliceous phase (quartz veins bearing rare metals, scheelite, and sulphide ores in skarns).

All elements forming with alkali halides (Be, Sn, Ta, Nb, Fe, Zn, Pb) stable complex compounds, will accumulate in the acidic stage distillates. Besides, in the most acidic early portions of distillates transport of volatile halides of W, Mo, Ta, Sn, As is possible.

The late alkaline stage is connected mostly with the activity of hydrothermal solutions accumulated in parental intrusions after the completion of the rock-forming minerals' crystallization. These solutions, devoid of readily volatile acids are enriched with difficult of dissolution compounds of the alkaline earths and heavy metals. The late alkaline stage is divided into three phases — halide phase (alkaline rare-metals greisens), halide-carbonate-silicious phase (crystal-bearing veins, rare metals' quartz veins, cassiterite-silicate veins), and halide — carbonate — sulphurous phase (carbonate-quartz veins and metasomatic ores with sulphides Zn, Pb, Fe, Cu). The first phase is characterized by a higher potassium activity, while for the two following phases the accumulation of sodium is a distinguishing feature. Transport of heavy and rare metals in solutions at this stage occurs probably in the form of complex compounds of the type  $(K, Na)_k[Me(Cl, SH)_n]$ ,  $(K, Na)_k[Me_m(CO_3)_n(OH, F, Cl, SH)_p]$  and others.

## ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», 1957, № 1.  
 Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.  
 Беус А. А., Соболев Б. П. О галлондном переносе элементов в эндогенном процессе. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.

Боуэн Н. Л. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США». ОНТИ, 1937.

Говоров И. Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 1.

Говоров И. Н. Грейзенизация известняков и интрузирующих их гранитов. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960а.

Говоров И. Н. Значение геохимических исследований при изучении металлогении редких элементов. Материалы I Всесоюз. конфер. по геол. и металл. Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960б.

Говоров И. Н. К геохимии высокотемпературных рудообразующих процессов. Бюлл. Тихоокеанск. ком. по геол. и металл. Тихоокеанск. рудн. пояса, вып. 1. Владивосток, 1962.

Говоров И. Н. и Стунжас А. А. О формах переноса бериллия при щелочном метасоматозе. «Геохимия», 1963, № 4.

Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида. Госгеолтехиздат, 1946.

Грушкин Г. Г. и Прихидько П. Л. Об изменении химического состава, концентрации и рН газово-жидких включений в ряде последовательных генераций флюорита. Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, ч. 81, вып. 2, 1952.

Демченко В. С., Костерин А. В. и др. Минералого-геохимические и генетические особенности гидротермальных редкоземельных месторождений, сформированных в карбонатных и алюмосиликатных породах. Тез. докл. на юбил. сессии ДВ фил. СО АН СССР. Владивосток, 1962.

Есин О. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1948, № 6.

Заварицкий А. Н., Соболев В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Госгеолтехиздат, 1961.

Икорникова Н. Ю. Роль хлоридов в гидротермальном переносе металлов при рудообразовании. «Геология рудных месторождений», 1962. № 5.

Ингерсон Э. и Мори Дж. Дискуссия в кн. Грейтона «Природа рудообразующего флюида». Госгеолтехиздат, 1946.

Когарко Л. Н., Рябчиков И. Д. Содержание галондных соединений в газовой фазе в зависимости от химизма магматического расплава, «Геохимия», 1961, № 12.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.

Кузьмина И. П. Экспериментальное изучение образования PbS и ZnS в водных растворах хлористых солей. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.  
Лавринг Т. С. Сульфидные руды, образовавшиеся из растворов, недосыщенных сульфидами. В сб.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т. I. Изд-во АН СССР, 1961.

Лемлейн Г. Г., Клевцов П. В. Физико-химический анализ жидких включений в кварце, содержащих кристаллики галита и сильвина. Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, ч. 84, вып. 1 и 2, 1955.

Недашковский П. Г. Применение метода декрепитации минералов для расшифровки стадий минералообразования метасоматических месторождений. Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, вып. 14, 1961.

Мори Дж. В. и Хессельгессер Дж. М. Система  $H_2O-Na_2O-SiO_2$  при температуре 400°. В сб.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд. иностр. лит., 1954.

Мори Дж. В. Растворимость твердых веществ в газах. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», вып. 1. Изд. иностр. лит., 1960.

Николаев В. А. К вопросу о генезисе растворов в этапах глубинного магматического процесса. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.

Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, 1961.

Ольшанский Я. И. и Иваненко В. В. Механизм переноса веществ при образовании гидротермальных месторождений сульфидов. Тр. ИГЕМ, вып. 16, 1958.

Островский И. А. Исследования по минералообразованию в некоторых силикатных расплавах под давлением водяного пара и водорода. Тр. ИГЕМ, вып. 1, 1956.

Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1937, № 6.

Синицын В. И. Хлорирование окислов и их смесей с углем. Металлургиздат, 1931.

Спицын В. И., Шостак В. И. и Мееров М. А. Исследование летучести хлоридов щелочных элементов при высокой температуре. Ж. общ. хим., т. 22, вып. 5, 1952а.

Спицын В. И. и Шостак В. И. Влияние природы газообразной среды на скорость испарения щелочных хлоридов. Ж. общ. хим., т. 22, вып. 7, 1952б.

Справочник химика, т. I. Госхимиздат, М.—Л., 1962.

Феннер К. Н. Пневматоматические процессы при образовании минералов и руд. Сб. «Геология рудных месторождений западных штатов США», ОНТИ, 1937.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. II. ОНТИ, Л., 1934.

Харнед Г., Оуэн Б. Физическая химия растворов электролитов. Изд. иностр. лит., 1952.

Хемли Дж. Исследование растворимости сульфида свинца и ее связь с отложением руд. В сб.: «Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования». Изд. иностр. лит. 1954.

Хитаров Н. И. и Москалюк А. А. Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруденения. «Советская геология», 1955, сб. 43.

Хитаров Н. И., Ренгартен Е. В., Лебедева Н. Е. Химический состав жидких включений исландского шпата и вопросы генезиса. «Геохимия», 1958, № 3.

Хитаров Н. И., Рыженко Б. Н. Об условиях возможного существования кремнемолибдата натрия в рудообразующих растворах. В сб.: «Экспериментальные исследования в области глубинных процессов». Изд-во АН СССР, 1962.

Шешулин Г. И. К вопросу о составе газовой-жидких включений в минералах сподуменовых пегматитов. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 9. Госгеолтехиздат, 1961.

Щербина В. В. Различия геохимических процессов, протекающих с участием калия или натрия. «Геохимия», 1963, № 3.

Яцимирский К. Б. Энергия решетки солей металлов побочных групп периодической системы. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1948, № 6.

Barnes H. L. Sphalerite solubilities in sulfide solutions. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, N 12, 1960.

Faucherre I., Bonnaire J. Sur la constitution des carbonates complexes de cuivre et de plomb. Compt. rend., tome 248, N 26, 1959.

Neumann H. On hydrothermal differentiation. Econ. Geol., v. 43, 1948.

Olander A. and Liander H. The phase diagram of sodium chloride and steam above the critical point. Acta chem. scand., 4, 1950.

Ю. Г. ЩЕРБАКОВ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ  
В ГРАНИТОИДАХ И МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Один из важных вопросов теории магматогенного рудообразования касается поведения рудообразующих элементов при дифференциации магм и в ходе циркуляции постагматических растворов. И хотя давно не вызывает сомнения обусловленность судеб элементов их строением и энергетическими свойствами, до сих пор нельзя считать достаточно вскрытой зависимость миграционной способности ионов от тех или иных свойств их состава и структуры. Вместе с тем эмпирически выявляются и требуют своего объяснения все новые особенности распределения элементов-примесей в породах и минералах. Ощущается все большая потребность теоретического объяснения не только форм их концентрации, но и геохимических причин развития определенных их парагенезисов.

Наименее изученными можно считать закономерности поведения в процессах и породах рудных элементов-примесей, изоморфное вхождение которых в решетки силикатов не представляет главной формы их концентрации.

Настоящее сообщение посвящено анализу установленной нами зависимости между ионными плотностями рудных элементов и эволюцией их концентрации в многофазных гранитоидных массивах, рудных месторождениях и отдельных минералах. Выявленную связь поведения рудных элементов с их ионными плотностями можно рассматривать как одну из далеко еще не исчерпанных возможностей объяснения различных черт рудообразования внутренними свойствами элементов.

## Ионная плотность

Ионная плотность  $d_i$  представляет собой частное от деления массы иона, практически равной атомному весу  $A$ , на его объем  $d_i = \frac{A}{\frac{4}{3}\pi r^3}$ ,

где  $r_i$  — ионный радиус. Понятие об ионных плотностях или удельных весах ионов как о величинах в значительной мере определяющих динамику геологических процессов дано Е. Садецким-Кардошем (E. Szadeczky-Kardoss, 1953). Анализ геохимии петрогенетических процессов позволил ему обосновать вывод о том, что с уменьшением удельных весов ионов их подвижность возрастает. Объясняя роль удельных весов ионов в дифференциации элементов, Е. Садецкий-Кардош основное значение придает гравитационному эффекту. К этому мнению присоединяется П. Эскола (Escola P., 1956) в объяснении калиевого метасоматоза гранитов.

Несмотря на возможность действия закона гравитации в дифференциации многокомпонентных растворов по удельным весам ионов, отводить ему ведущую роль в этом не следует. Известная обусловлен-



Несколько упрощая ряд ионных плотностей, мы не показали некоторые редко встречающиеся ионы, особенно высоких валентностей, и большинство анионов с большими чем у катионов радиусами, малыми плотностями и высокой подвижностью.

Обусловленность ионными плотностями парагенетических ассоциаций элементов в магматических породах и рудных месторождениях обращает внимание на определенную роль в миграции, дифференциации и концентрации элементов не только их электронных оболочек и ионных радиусов, но также и атомных ядер. Функция ионной плотности от массы ядра делает эту величину выразительным параметром энергетических свойств иона.

### Концентрация рудных элементов в гранитоидах

Геохимические исследования устанавливают довольно однообразные содержания элементов-примесей в породах определенных типов самых различных районов мира. Отклонения состава примесей в гранитоидах обыкновенно отражают геологические различия их происхождения.

Остановимся на выявленных закономерностях связи концентраций в породах рудных элементов с их ионными плотностями.

На рисунке приведена диаграмма логарифмической зависимости ионных плотностей и кларков-концентраций элементов в многофазных гранитоидных комплексах различных районов. Диаграмма отражает поведение в ходе дифференциации магмы тех рудных элементов, концентрация которых в породах, за исключением никеля, кобальта и бериллия, мало зависит от изоморфного их захвата порообразующими силикатами, а в большей мере обусловлена субмикроскопическими выделениями собственных минералов или атомарным и молекулярным рассеянием. К их числу относятся золото, медь, цинк, мышьяк, сурьма, ртуть, уран, молибден, олово и вольфрам. Кроме того, мы показали цирконий, гафний, тантал, ниобий и торий, образующие в породах акцессорные минералы. Кларковым содержаниям элемента в земной коре (А. П. Виноградов, 1962) отвечает на диаграмме горизонтальная линия. От нее отложены кларки концентрации элементов в начальной фазе кристаллизации гранитоидного массива (черные кружки) и в конечной наиболее кислой (белые кружки).

Характер изменения содержаний мышьяка, сурьмы, ртути, висмута, серебра и олова в многофазных гранитоидных комплексах нам не известен. Поэтому мы пока ограничились анализом кларков концентрации этих элементов в не всегда регенетически связанных основных (черные треугольники) и кислых породах (белые треугольники). Данные по олову заимствованы из работ Х. Ониши и Санделла (Onishi H. and Sandell E. V., 1957) и Л. В. Таусона (1961), а по остальным элементам из сводки А. П. Виноградова (1962). По золоту использованы наши с Г. А. Пережоговым результаты изучения геохимии этого элемента и в частности его поведения в породах разных стадий кристаллизации многофазных гранитоидных массивов Саракочинского на Алтае и Дудетского в Кузнецком Алатау. Эволюция содержаний меди, кобальта и никеля приведена по результатам изучения их геохимии в Таннуольском гранитоидном комплексе (Пинус, 1961), цинка — в Сусамырском батолите (Таусон, 1961), титана, ниобия и тантала в Калбинском гранитном массиве (Знаменский, 1957), бериллия в Дурулгуевском массиве (Залашкова, 1960), молибдена и вольфрама в Уруштенском массиве (Студеникова и др., 1960), а урана и тория в Джидинском интрузивном комплексе (Смирнов, 1962).

Диаграмма отражает уменьшение в ходе дифференциации гранитоидной магмы содержаний в породах элементов с небольшими (до 36) ионными плотностями: цинка, кобальта, никеля, золота и титана. Сурьма, мышьяк, ртуть, серебро и висмут, содержания которых в породах многофазных гранитоидных комплексов не изучены, отмечаются во все более низких концентрациях по мере перехода от основных пород

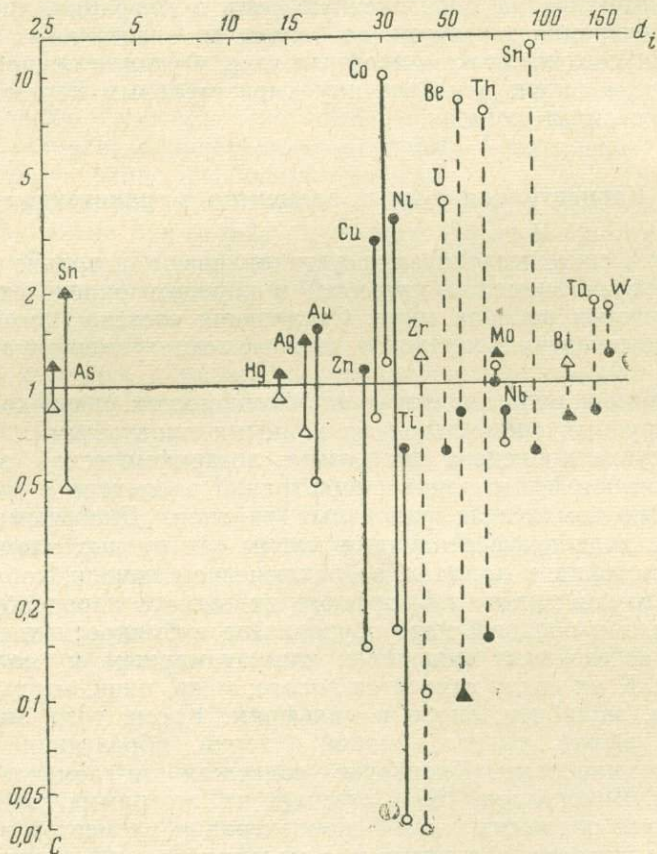


Диаграмма логарифмической зависимости ионных плотностей ( $d_i$ ) элементов-примесей и кларков концентрации их ( $C$ ) в гранитоидах: ● — начальной стадии кристаллизации и ○ — конечной стадии кристаллизации. Кларк концентрации элемента (по А. П. Виноградову, 1962)

▲ — в габброидах, △ — в гранитоидах

к кислым, т. е. обнаруживают ту же тенденцию все более полного выноса из магмы в ходе ее дифференциации.

Цирконий, уран, бериллий, торий, молибден, олово, вольфрам и тантал, т. е. элементы с ионными плотностями более 39, при дифференциации гранитоидной магмы накапливаются в наиболее кислых породах поздних фаз кристаллизации. Небольшое результирующее уменьшение содержаний ниобия в ходе дифференциации Калбинского гранитного комплекса объяснимо резким и значительным падением содержаний в породах титана, с которым ниобий связан изоморфно. Почти пятикратное уменьшение отношения  $Ti/Nb$  к концу дифференциации убедительно говорит о собственной тенденции ниобия к накоплению. О том же свидетельствует сводка К. Ранкама (Rankama, 1948), отмечая несколько большее среднее содержание ниобия в гранитах, чем в диоритах и габбро.

Довольно малочисленны и, быть может, потому отчасти противоречивы данные по поведению в ходе дифференциации гранитоидной магмы молибдена. Однако, судя по сводкам А. П. Виноградова (1962), Л. В. Таусона (1961) и результатам работ З. В. Студениковой и др. (1960), наряду в общем с несколько повышенным кларком концентрации молибдена в основных породах сравнительно с кислыми, можно увидеть слабо выраженную его тенденцию к накоплению в аляскитовых породах. Быть может, это обстоятельство при дальнейших исследованиях поведения молибдена в генетически связанных сериях пород более определенно приводит к уже сейчас намечающемуся выводу о том, что молибденоносные граниты не являются продуктом дифференциации основных магм, а принадлежат к самостоятельным гранитным батолитовым формациям.

Остановимся на эволюции в ходе дифференциации гранитоидной магмы отношений родственных и близких по форме концентрации элементов Rb/Tl, Zr/Hf и Nb/Ta. Д. М. Шоу (1959) и Л. В. Таусон (1961) отмечают понижение в поздних кислых дифференциатах отношения Rb/Tl. Отношение Zr/Hf от 200 в основных породах, по данным В. М. Гольдшмидта, уменьшается в кислых до 25 (Таусон, 1961). Отношение Nb/Ta в процессе дифференциации Калбинского гранитного массива уменьшается от 8 до 2,9. Теорией изоморфизма в ее классическом объеме, а также различием электроотрицательностей ( $\epsilon$ ) такое изменение соотношений не объяснимо. Так в паре Rb ( $\epsilon$  0,8) — Tl ( $\epsilon$  1,4) электроотрицательность больше у накапливающегося к концу кристаллизации таллия, в паре Zr ( $\epsilon$  1,5) — Hf ( $\epsilon$  1,4) она меньше у более склонного к накоплению гафния, а в паре Nb — Ta она равна у обоих элементов 1,7. Однако во всех трех парах определенно проявляется тенденция к преимущественному накоплению в поздних и более кислых дифференциатах гранитоидной магмы того из пары элементов, ионная плотность которого выше (см. табл. 1).

Аналогичную закономерность наблюдаем в изменении отношений Ge/Si и Ga/Al Л. В. Таусон (1961) приводит данные о некотором накоплении Ge и Ga в поздних гранит-аплитах. Ионные плотности этих элементов примерно вдвое превышают соответственно ионные плотности камуфлирующих их кремния и алюминия (см. табл. 1). Подобное увеличение отношения Sr/Ca установлено К. К. Турекьяном и Дж. Калпом (1959) в плагиоклазах все более низкой основности (от № 86,1 до № 62,1).

Последовательное в ходе дифференциации и кристаллизации магмы изменение отношений в изоморфных парах в пользу элемента с большей ионной плотностью мы склонны связывать с понижением температуры кристаллизации каждой последующей более кислой порции магмы и тем самым объяснить все более полный и предпочтительный переход в твердую фазу ионов с меньшим запасом свободной энергии, т. е. с более высокой плотностью.

Проследить определенную зависимость от ионных плотностей в концентрации редких земель, платиноидов и ряда других элементов сейчас невозможно ввиду скудности или отсутствия данных о их содержании в многофазных интрузивах.

Дальнейшее изучение вопроса восполнит этот пробел и, вероятно, позволит найти степень пропорциональности между изменением концентраций элементов и их ионными плотностями как для рудоносных, так и нерудоносных интрузий.

Необходимо отметить, что элементы<sup>1</sup> с ионными плотностями до 36, содержания которых в поздних дифференциатах гранитоидов

<sup>1</sup> Рассматриваются элементы, изоморфное вхождение которых в состав главных породообразующих силикатов не представляет главной формы их концентрации.

заметно убывают, в большинстве своем халькофильны, кроме сидерофильных железа, никеля и кобальта и литофильного титана. К числу элементов, накапливающихся в поздних дифференциатах гранитной магмы, помимо литофильных, принадлежат также халькофильное олово и сидерофильный молибден. Из этого можно заключить, что при дифференциации гранитной магмы поведение рассматриваемых элементов-примесей в большей мере зависит от их ионных плотностей, чем атомных объемов.

Исследуя вопрос о генетической связи оруденения с гранитоидами, нельзя не обратить внимание на преимущественную приуроченность месторождений большинства рудных элементов с низкими ионными плотностями — меди, цинка, никеля, кобальта, золота, отчасти свинца к интрузиям различных геосинклинальных и орогенных, по Ю. А. Кузнецову (1961), формаций. Источники этих элементов в рудообразующих растворах разнообразны. Постмагматические же месторождения элементов с высокими ионными плотностями — урана, тория, бериллия, олова, тантала, ниобия, вольфрама и молибдена — в большинстве случаев приурочены к массивам посторогенных батолитовых гранитоидных формаций<sup>1</sup>. Распространены они, как правило, среди существенно песчано-сланцевых отложений, завершающих геосинклинальный этап седиментаций и отличающихся повышенными кларками концентрации этих элементов (Виноградов, 1962). Рудные поля главнейших сурьмяных и ртутных месторождений обыкновенно приурочены к осадочным толщам. Средние содержания этих элементов в осадочных породах также выше, чем вулканических.

С другой стороны, полиметаллическая, железорудная и, за некоторым исключением, золотая минерализация более характерны для районов преимущественного распространения геосинклинальных вулканогенных формаций с повышенными местными кларками меди, цинка, никеля, кобальта, железа и золота. Таковы факты. Логичней всего они объясняются с точки зрения Ф. Н. Шахова (1956, 1960) о происхождении большинства гранитоидных магм на месте за счет вмещающих массивы пород. Содержащиеся там в повышенных концентрациях рудные элементы унаследуются рождающимися магмами и определяют их металлоносность. Разумеется, специфичность истории, строения и геохимии отдельных регионов в столь общую схему вносят различные варианты изменений.

### Парагенезис руд и зональность оруденения

В последовательности минералообразования, а вместе с тем в формировании парагенетических комплексов серьезную роль отводят разности ионных потенциалов, эффективным концентрациям и степени диссоциации рудообразующих компонентов, энергиям кристаллических решеток и теплоемкостям. Е. Садецкый-Кардош (Е. Szadeczky-Kardoss, 1955) пришел к выводу о том, что свободная энергия минералов, определяющая последовательность их кристаллизации, может быть выражена потенциалами соединений.

Энергетическая обусловленность парагенезисов рудных элементов сказывается также в последовательном повышении их ионных плотностей в ассоциациях более высокотемпературных и менее удаленных от магматического очага (см. табл. 1). Самые низкие ионные плотности, примерно до 15, имеют элементы низкотемпературных, близповерхностных и наиболее удаленных от магматического источника сурьмянортутных и мышьяковых месторождений, часто с халцедоновидными

<sup>1</sup> Щелочные интрузивные комплексы и их рудоносность здесь не рассматриваются

кварцами, карбонатами, флюоритом, баритом, иногда с сульфосолями, теллуrom, серебром и золотом. Месторождения обыкновенно связаны с самыми поздними в регионе проявлениями затухающего на глубину посторогенного магматизма.

Элементы с ионными плотностями от 15 до 29 присущи наиболее распространенным свинцово-цинковым, медным, полиметаллическим и золотым месторождениям. Температуры их образования определяются в интервале 150—300° С. Локализация месторождений характерна в фациях умеренных глубин, иногда близповерхностных. Связь их с интрузивами не всегда определена.

Ионные плотности примерно от 29 до 80 свойственны элементам еще более высокотемпературных никель-кобальтовых, редкоземельных и более сложных месторождений с торием, титанатами урана, тантала и ниобия с цирконием и др.

Парагенетические ассоциации молибдена, вольфрама, висмута, тантала и олова, относимые к наиболее высокотемпературным гидротермальным месторождениям, отвечают в основном ионным плотностям от 80 до 160. Месторождения этой группы обыкновенно размещаются в гранитных массивах или в их экзоконтактовой части. Завершается ряд ионных плотностей наименее подвижными ионами платиноидов и хрома, месторождения которых образуются при кристаллизации масивов.

Элементы с переменными валентностями и ионными плотностями встречаются в разнотемпературных парагенезисах. Так, помимо низкотемпературного антимонита сурьма входит в высокотемпературные стибитанталит и стибикоколумбит. Подобные явления, отмечаемые также для мышьяка, селена, олова, висмута и других элементов, отражают разную степень ионизации рудообразующих растворов при разных рН и на разных термодинамических уровнях минералообразования. Комплексные ионы, несмотря на несомненную их роль в переносе металлов, нами не показаны ввиду их слабой изученности. Ясно лишь, что будучи более стойкими при относительно низких температурах, они имеют малые плотности и высокую подвижность. Вероятно в комплексных соединениях переносится вольфрам, осаждающийся в виде ферберита после сульфидов и даже кальцита в низкотемпературных месторождениях.

Таким образом, эмпирически устанавливаемые парагенетические ассоциации элементов рудных месторождений отвечают определенным интервалам ряда возрастающих ионных плотностей, отражающим энергетический уровень процесса рудообразования.

В сложных по составу телескопированных месторождениях близповерхностных фаций устанавливается обыкновенно наложение парагенезисов элементов с низкими ионными плотностями на ассоциации элементов с относительно более высокой ионной плотностью.

В этой же связи заслуживает рассмотрения зональность оруденения. В. И. Смирнов (1960) справедливо обращает внимание на зависимость ее от многих факторов. Но если обратиться лишь к проявлениям зональности отложения, закономерно зависящим от термодинамических условий минералообразования, то смену одних парагенетических комплексов в направлении интрузии другими, в наиболее общем случае, можно наблюдать в последовательности возрастания ионных плотностей. Объясняемая различием энергетических уровней формирования различных парагенезисов, эта зависимость не исключается ни известной редкостью месторождений, руды которых значительно отличаются по температурам образования, ни телескопированием оруденения в близповерхностной фации.

Р. А. Маккей (R. A. Mackay, 1946), Л. Н. Овчинников (1960), Е. Садецкий-Кардош (1958) и другие исследователи в объяснении зональности оруденения важную роль отводят фильтрационному эффекту, проявляющемуся в зависимости от различия величин радиусов гидротированных ионов. Однако на многих жильных месторождениях с крустификационными и друзовыми текстурами руд, отложение которых происходило в открытых полостях из свободно циркулирующих растворов, где, следовательно, фильтрационный эффект не мог быть проявлен, мы наблюдаем отчетливую зональность, сходную с зональностью метасоматических сульфидных месторождений. Такая зональность в жилах выполнения могла быть обусловлена лишь специфичностью физико-химической обстановки образования каждой ассоциации, но отнюдь не фильтрационным эффектом. Не отрицая его роли в дифференциации ионов как явления установленного экспериментально, переоценивать значение фильтрации в развитии зональности не следует, поскольку она может довольно ярко проявляться в условиях, исключаящих фильтрационный эффект.

Наблюдаемая зависимость зональности отложения руд от значения ионных плотностей рудообразующих элементов может быть объяснена только с общеэнергетических позиций.

### Элементы-примеси в минералах

Присутствие элементов-примесей в минералах, как известно, обыкновенно объясняется различными видами изоморфизма. Правило А. Е. Рингвуда (Ringwood, 1955) успешно объясняет преимущественное вхождение в кристалл элемента с меньшей электроотрицательностью. В случае отсутствия кристаллохимической близости между захватываемым элементом и минералом-хозяином, принято говорить о сорбционном захвате элемента в рассеянном атомарном или молекулярном состоянии, а иногда в виде собственных минералов. Во всяком случае, различные способы вхождения элемента в минерал, в значительной мере определяя количества захваченных элементов, по-существу, не могут исчерпывающе объяснить причины тех или иных их ассоциаций. Последние могут быть раскрыты с выявлением зависимости состава минерала со всеми сингенетичными в нем включениями от физико-химических условий минералообразования. Подобный анализ неизбежно базируется на изучении минеральной парагенетической ассоциации и ее энергетической обусловленности в целом.

Состав примесей минералов зависит и от потенциальных энергетических возможностей стабилизации элемента при данных условиях. Анализ в минералах ионных плотностей элементов-примесей намечает связь между их концентрацией и относительными термодинамическими условиями минералообразования.

Обратимся к результатам анализа золота из месторождений Горного Алтая и Горной Шории.

На табл. 2 показана частота встречаемости в золоте различных содержаний элементов-примесей.

Первое, что обращает на себя внимание, это преимущественная концентрация в золоте элементов, ионные плотности которых сравнительно не велики и вместе с тем более или менее близки к плотности иона золота. Исключением являются непоказанные в табл. 2 главные петрогенные элементы — кальций, магний, железо и другие, присутствующие в золоте в количествах, близких к кларковым, и выпадающие из растворов главным образом до начала кристаллизации золота.

Сравнивая содержания элементов-примесей в золоте из месторождений, образовавшихся в различных температурных условиях и отли-

Таблица 2

Частота встречаемости элементов-примесей в золоте из месторождений  
Горного Алтая и Горной Шории

Элементы и их ионные плотности	Содержание, %	Месторождения собственно золотой формации, высоких температур, бедные сульфидами		Месторождения золото-сульфидной формации, контактового типа, средних температур		Месторождения золото-киноварь-барит-флюоритовой формации, низких температур	
		Количество анализов	Количество анализов, %	Количество анализов	Количество анализов, %	Количество анализов	Количество анализов, %
Ag 17,88	50—20	2	4	20	26	33	79
	10—20	12	23	54	69	8	19
	<10	38	73	4	5	1	2
Hg 14,74	0,1—1			41	53	25	60
	0,0п	5	10	26	33	16	38
	<0,0п	8	15	7	9	1	2
	He обн.	39	75	4	5	—	—
Te 3,24	0,1—1			1	1	23	55
	≤0,0п	4	8	16	21	7	17
	He обн.	48	92	61	78	12	28
Sb 2,91	0,1—1	2	4	4	5	5	12
	0,0п	8	15	19	24	10	24
	He обн.	42	81	55	71	27	64
Pb 24,75	0,1—1	2	4	4	5	2	5
	0,0п	4	8	18	23	4	10
	<0,0п	18	34	42	54	9	21
	He обн.	28	54	14	18	27	64
Zn 27,32	0,0п	3	6	21	27	2	5
	He обн.	49	94	57	73	40	95
Cd 27,70	0,1—1						
	0,0п						
	<0,0п	1	2	10	13	1	2
He обн.	51	98	68	87	41	98	
Co 29,65	0,1—1						
	0,0п						
	<0,0п	3	6	9	11		
	He обн.	49	94	69	89	42	100
Cu 29,65	0,1—1	28	54	32	41	6	14
	0,0п	17	33	27	35	15	36
	<0,0п	7	13	19	24	21	50
	He обн.						
As 54,50	0,1—1	2	4				
	0,0п	14	27	14	18	4	10
	He обн.	36	69	64	82	38	90
Ti 43,66	0,1—1	6	12				
	0,0п	13	25	12	15	7	17
	<0,0п	24	46	48	62	27	64
	He обн.	9	17	18	23	8	19
Mo 73,00	0,1—1						
	0,0п						
	<0,0п	16	30	15	19	7	17
	He обн.	36	70	63	81	35	83

чающихся по составу руд, нетрудно заметить повышенную концентрацию молибдена, мышьяка, титана и меди, т. е. элементов с большей чем у золота ионной плотностью, в золоте наиболее высокотемпературных месторождений собственно золотой формации, а элементов с меньшими, чем у золота, ионными плотностями—серебра, ртути, таллия и сурьмы—в большей мере в золоте приповерхностных, низкотемпературных месторождений с киноварью и баритом.

В золоте из месторождений, образовавшихся при средних температурах, главным образом концентрируются элементы, ионные плотности которых лишь немного больше, чем у золота (свинец, цинк, кадмий, никель, кобальт). Приведенные данные позволяют отметить прямую зависимость концентрации в золоте элементов с определенными значениями ионных плотностей от термодинамических условий оруденения, специфичных для образования каждой парагенетической ассоциации.

Подобную зависимость удается наблюдать в составе элементов-примесей киновари Акташского месторождения на Алтае, образовавшейся, как установлено В. И. Васильевым (1962), в двух разнотемпературных генерациях: 70—100°С и 130—214°С. В киновари низкотемпературной генерации преимущественно концентрируются элементы с наиболее низкой ионной плотностью: сурьма, стронций, литий.

По данным изучения А. А. Тычинским состава галенитов из Алтайских месторождений, также отчетливо прослеживается преобладающая концентрация элементов-примесей с низкими ионными плотностями в наиболее низкотемпературных галенитах и с высокими ионными плотностями в относительно высокотемпературных.

Сходную закономерность нетрудно увидеть в распределении элементов-примесей в магнетитах, образовавшихся при разных температурах (Ляхович, 1959).

Рассматривая отдельные минералы, мы видим, что ионные плотности элементов-примесей каждого из них в целом соответствуют какому-то определенному интервалу—меньшему и охватывающему лишь начало возрастающего ряда ионных плотностей для более низкотемпературных минералов и более растянутому и отстоящему от начала ряда для относительно высокотемпературных минералов. Для примесей киновари этот интервал значений ионных плотностей от 2,5 до 3,4, для примесей золота от 2,5 до 73, для магнетита—примерно от 26 до 94 и т. д.

Близость плотностей находящихся в растворе ионов означает близость их уровней свободной энергии. С потерей системой тепла падает запас свободной энергии и при каком-то его минимуме для данного иона он более охотно, чем ион с меньшей плотностью, в той или иной форме вовлекается в кристаллизацию. Для ионов с близкой плотностью поэтому при исходных кристаллохимических свойствах можно ожидать близкие термодинамические условия образования твердой фазы.

Таким образом, предпочтительное при прочих равных обстоятельствах (величинах радиусов, электроотрицательностей и др.) накопление в минералах элементов, ионные плотности которых близки и соответствуют элементам главных парагенетических спутников минерала, можно принять как правило с довольно широкой сферой влияния. Имея иную, чем правила изоморфизма, область приложения и существуя наравне с ними, настоящее правило выражает зависимость дифференциации рудообразующих растворов от энергетических свойств ионов.

YU. G. SHCHERBAKOV

REGULARITIES OF THE CONCENCRATION OF ORE ELEMENTS  
IN GRANITOIDS AND DEPOSITS

(Summary)

The paper deals with the analysis of the relations between ion densities of ore elements and the evolution of their concentration in multy-phase granitoid massives, ore deposits and individual minerals. These relations have been established by the author.

1. Ion density is a quotient of ion mass devided by its volume. Unlike E. Szadetzsku-Kardoss, who explained the dependence of ion mobility on their ion densities by the action of gravitation law, the author attributes a wider meaning to this dependence as far as energy is concerned. The nature of ion density as concerns energy results from its dependence on ion mass with its inherent internal energy and on ion volume which in its turn depends not only on the nucleus charge and valency but also on the thermodynamic state of the system.

2. For the ore admixture — elements the main form of concentration of which in granitoids has no connection with their isomorphous position in the rock — forming silicate compositon, there has been found a gradual decrease of the content of elements with as low as 36 ion densities (Hg, Sb, Ag, Au, Zn, Cu, Ni, Ti) and an increase of the content of elements with as high as 39 ion densities (Zr, U, Be, Th, Sn, Ta, W) in later and acid granitoid differentiates. It is established that the change in the content ratios of the related and similar by their concentration form elements Rb/Te, Zr/Hf, Nb/Ta, Ge/Si, Ga/Al, Sr/Ca in the process of granitoid magma differentiation has a trend to accumulate at the two elements which has a greater ion density.

The author is of the opinion that this regularity is connected with the lowering of the crystallization temperature of every subsequent more acid portion of the magma. This fact explains more and more complete and preferential transition of ions with smaller free energy reserve (that is with greater density) to a solid phase.

Attention is drawn to the fact that deposits of the majority of ore elements with low ion densities — copper, zinc, gold, cobalt etc. — are connected with the intrusions of geosynclinal and orogenic formations, whereas deposits of elements with high ion densities — uranium, thorium, molybdenum, tungsten, tin, tantalum, beryllium — are connected with the massives of post — orogenous batholitic granitoid formations. The author points out that they usually occur in sand — schist sediments, which complete the geosynclinal stage of sedimentation and possess high clarks of the concentrations of these elemnts. Polymetallic, iron — ore and, with some exception, gold deposits are largely confined to the intrusions located among geosynclinal volcanogenous formations with high local clarks of ore elements. These phenomena are due to the higher metal content of the granitoid magmas inherited from the enclosing rock masses.

3. The author has established that the paragenetic associations of the elements of ore deposits correspond to certain intervals of a series of increasing ion densities. The deposits of mercury, antimony, arsenic etc. which have the lowest temperature and are far from magmatic centres correspond to the beginning of the series. The deposits of tantalum, tungsten, molybdenum, beryllium and chromium and platinoids, which have the highest temperature and are nearest to the sources of volatile elements, correspond to the end of the series.

The zonality of deposition in hydrothermal deposits are shown as changing of paragenetic complexes of elements with successive decrease of their ion densities with the increase the distance from the intrusion. Telescoping of metallization is considered as the typical of near — surface facies superposition of the paragenesises of elements with low ion densities on the paragenesises of elements with higher ion densities.

6) With the help of the analysis of admixture — elements of gold the author came to the conclusion that elements with relatively high ion densities mainly concentrate in the gold of high temperature deposits, whereas elements with low ion densities concentrate mainly in the gold of low — temperature deposits. Similar regularity is established for galenites, cinnabar, magnetite of various temperatures.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бокий Г. Б. Кристаллохимия, 1960.  
Васильев В. И. О губчатой и дендритной киновари в рудах Акташского месторождения и условиях ее образования. «Геология и геофизика», 1962, № 2.  
Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. «Геохимия», 1962, № 7.

- Залашкова Н. Е. Закономерности распространения бериллия, лития и рубидия в гранитах Восточного Забайкалья. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, 1960.
- Знаменский Е. Б. О распределении титана в гранитах. «Геохимия», 1957, № 2.
- Кузнецов Ю. А. О гетерогенности магматических пород. «Геология и геофизика», 1961, № 10.
- Ляхович В. В. Некоторые данные о составе акцессорного магнетита. Тр. ИМГРЭ, вып. 3, 1959.
- Овчинников Л. Н. Некоторые закономерности магматогенного рудообразования. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, 1960.
- Пинус Г. В. Танноуольский интрузивный комплекс (Тува), 1961.
- Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, 1960.
- Смирнов В. А. Уран и торий в изверженных горных породах Западного Забайкалья, «Геохимия», 1962, № 11.
- Студеникова З. В., Глинкина М. И., Корнилова К. И. К геохимии вольфрама и молибдена. МГК, XXI сессия, Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, 1960.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. иностр. лит., 1961.
- Турекьян К. К. и Калп Дж. Геохимия стронция. В сб.: «Геохимия редких элементов». Изд. иностр. лит., 1959.
- Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, № 10, 1956.
- Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. Магматизм и связь с ним полезн. ископ. Тр. II Всесоюз. петрограф. совещ., 1960.
- Шоу Д. М. Геохимия таллия. В сб.: «Геохимия редких элементов». Изд. иностр. лит., 1959.
- Escola P. Postmagmatic potash metasomatism of granite. C. r. Soc. geol. Finlande XXIX, 1956.
- Maskay R. A. The Control of Impounding Structur on Ore Deposition. Econ. Geol. v. 41, N 1, 1946.
- Onishi H. and Sandell E. B. Meteoritic and Terrestrial abundance of tin. Geochim. et cosmochim. acta. v. 12, N 3, 1957.
- Rankama K. On the geochemistry of niobium. Ann. Acad. Sci. Fennical. Ser. A. Geol., N 13, 1948.
- Ringwood A. E. The principles governing trace element distribution during magmatic crystallization. Geochim et cosmochim. acta, v. 7, N 3—4, 1955.
- Szadeczky-Kardoss E. Die Yonenwichte und ihre geochemisch geologische Rolle. Acta geol. Acad. hung. T. N. Fasc. 1—2, 1953.
- Szadeczky-Kardoss E. Das Verbindungspotential und seine beziehungen zum Schmelzpunkt und zur Härte. Acta geol. Acad. hung. T. III, f. 1—3, 1955.

Г. А. СОКОЛОВ, Д. И. ПАВЛОВ

**ОБ ИСТОЧНИКАХ И РОЛИ ХЛОРА  
В МАГМАТОГЕННОМ РУДООБРАЗОВАНИИ**

В мировой литературе по эндогенным рудным месторождениям широко утвердилось представление, что в рудах и измененных боковых породах послемагматических месторождений весьма слабо распространены минералы, содержащие хлор. Один из крупнейших знатоков рудных месторождений, академик А. Г. Бетехтин, обобщая обширный фактический материал в связи с рассмотрением проблемы переноса тяжелых металлов магматогенными растворами, писал (Бетехтин, 1953, стр. 152):

«Если фтор еще встречается в виде флюорита, иногда образующего самостоятельные крупные месторождения, то хлор, содержание которого, судя по вулканическим эманациям, казалось бы, должно быть в растворах гораздо большим, чем фтора, на самом деле представлен в необычайно скудных количествах. Крайне редко наблюдаемые в гидротермальных месторождениях такие хлорсодержащие минералы, как скаполит, хлор-апатит, зуннит и др., обычно устанавливаются в столь незначительном количестве, что не могут быть приняты во внимание».

Вместе с тем исследователи магматогенных рудных месторождений единодушны в мнении, что отщепляемые магмами рудоносные растворы во многих случаях характеризуются существенной концентрацией хлора, на что указывает присутствие хлора в составе газово-жидких включений и выделение в них микрокристалликов галита. Соответствующие данные широко освещены в мировой литературе. Слабое распространение минералов хлора в минеральных ассоциациях магматогенных месторождений обычно связывается с тем, что в противоположность фтору, хлор образует при постмагматических процессах преимущественно легко растворимые соединения, выносимые гидротермальными растворами далеко за пределы рудных месторождений.

**Примеры магматогенных месторождений  
с значительным распространением хлорсодержащих минералов**

За последние 10—15 лет изучены некоторые месторождения с широким, как оказалось, распространением хлорсодержащих постмагматических минералов — скаполита, дашкесанита и других, что вносит серьезные коррективы в упомянутые выше представления и, как всякое «исключение из правил», заслуживает особого интереса исследователей. К тому же ряд этих месторождений относится по запасам металла либо к уникальным, либо к весьма крупным.

Наиболее показательны в рассматриваемом аспекте открытые после второй мировой войны крупнейшие магнетитовые месторождения — Качарское, Сарбайское, Соколовское и другие Кустанайской области в Казахстане, детально изучавшиеся одним из авторов и его сотрудниками (Соколов, 1958; Онтоев, 1958б).

Относясь по геологическим условиям образования к контактово-метасоматическому типу и обладая уникальными запасами богатых руд, эти месторождения характеризуются сочетанием обычной скарновой минерализации (пироксен, гранат) с необычайно широким развитием скаполитовых метасоматитов (мариалит 8—23) и вкрапленных скаполит-магнетитовых или скаполит-альбит-магнетитовых руд. В одном из наиболее крупных месторождений этой группы — Качарском — пироксен-гранатовые скарны представлены в незначительном количестве и основную роль среди метасоматических образований играют скаполитовые породы и скаполит-магнетитовые руды, возникшие за счет магматических пород, почти не содержащих первично хлора.

Не останавливаясь на деталях, отметим два обстоятельства: 1) количество скаполита в Кустанайских месторождениях соизмеримо с количеством магнетита и составляет до разведанных глубин более миллиарда тонн (что соответствует не менее 10 млн. т. хлора!); 2) значительная часть скаполитов постериорно замещена альбитом и, следовательно, первоначальное содержание скаполита было значительно выше наблюдаемого в настоящее время. Скаполит Кустанайских магнетитовых месторождений и совместно с ним встречающийся диопсид принадлежат к наиболее ранним метасоматическим минералам; собственно скарновые минералы — гранат, пироксен, диопсид-геденбергитового ряда, а также метасоматический альбит — являются в данном случае более поздними по отношению к скаполиту.

Кратко можно сказать, что в Кустанайских магнетитовых месторождениях широко проявился ранний хлорно-натриевый метасоматоз, с фиксацией хлора в виде обильного мариалита, затем последовали собственно скарновые метасоматические процессы. Выделение магнетита происходило в обе указанные стадии метасоматоза.

Значительное развитие метасоматического хлорсодержащего скаполита, но все же не столь широкое, как в Кустанайских месторождениях, констатировано и в ряде других контактово-метасоматических магнетитовых месторождений. В их числе могут быть названы Анзасское в Западных Саянах, Таятское в Восточных Саянах. Зона околорудных скаполитовых метасоматитов отмечена в весьма крупных метасоматических магнетитовых месторождениях Катанги (Jamotte, 1950). В менее широком, но все же существенном развитии отмечен скаполит в околорудных метасоматитах некоторых магнетитовых месторождений Шведской Лапландии. Так, в группе месторождений Туолливары наблюдаются околорудные скаполит-биотитовые метасоматиты, на которые Гейер еще в 1910 г. рекомендовал обратить пристальное внимание (Geijer, 1910). Особенно интенсивно скаполитизированы сиенит-порфиры месторождения Мертайнен (Bäckstrom, 1904). Однако во вмещающих породах месторождений Кируны, по свидетельству Сундиуса (Sundius, 1916), значительно шире, чем скаполит, распространен альбит.

Если сопоставить все перечисленные примеры месторождений, то выясняется, что в одних случаях резко господствующим минералом из пары мариалит—альбит является скаполит, в других — преобладает альбит, до почти полного отсутствия скаполита. Одну из причин таких соотношений мы уже указали для случая Кустанайских месторождений, где скаполит с понижением температуры и концентрации хлора в растворе становится неустойчивым и подвергается интенсивному замещению альбитом.

Возможны, однако, и другие причины, выявившиеся в частности при изучении Д. И. Павловым Анзасского месторождения (Павлов, 1962). Здесь отмечено метасоматическое возникновение в течение одной и той же (предрудной) стадии минерализации как скаполита, так и аль-

бита, в зависимости от соотношений в составе замещаемых пород глинозема, кремнезема и окиси кальция. В результате в одних и тех же температурных условиях, под действием одних и тех же богатых хлором растворов по габброидам образуются скаполит-амфиболовые метасоматиты, практически без альбита, а по существенно кварцевым метаморфическим сланцам — альбитовые метасоматиты, не содержащие скаполита. В приконтактовой зоне габброидов и сланцев в метасоматитах совместно присутствуют скаполит и альбит. Возникает эмпирический вывод, что повышенная концентрация оснований в замещаемой алюмосиликатной породе способствует, в условиях хлорно-натриевого метасоматоза, фиксации хлора в решетке алюмосиликата, что и приводит к образованию скаполита. Наоборот, пониженная концентрация оснований затрудняет фиксацию хлора в алюмосиликатной решетке, вследствие чего возникает альбит. Характерно, что альбиты анзасских метасоматических альбититов показывают довольно высокое (до 0,48%) содержание хлора в водной вытяжке, т. е. в газовой-жидких включениях (Павлов, 1962а).

Таким образом, развитие альбитовых метасоматитов при слабом проявлении хлорсодержащего скаполита может служить косвенным указанием на значительное участие хлора в минерализующих растворах как в тех случаях, когда альбит является минералом, заместившим более ранний скаполит, так и в случаях более или менее одновременного выделения альбита с количественно слабо представленным скаполитом. В этих случаях альбит может быть богат газовой-жидкими включениями (так называемый «пелитизированный» альбит).

Важные данные получены и о распространении в магматогенных железорудных месторождениях другого хлорсодержащего силиката — дашкесанита, представляющего собой хлорсодержащий гастингсит.

Обильное распространение дашкесанита констатировано на Дашкесанском контактово-метасоматическом магнетитовом месторождении (Закавказье, СССР), описанном Г. А. Крутовым (1937, 1960), а также во многом ему аналогичном Атансорском месторождении в Казахстане. В последнем скарны по падению сменяются метасоматическими залежами дашкесанита (Сергийко, Мамедов, 1962). Дашкесанит распространен в минеральной ассоциации уже упоминавшегося Анзасского месторождения, а также некоторых более мелких магнетитовых месторождений Саян — Мульгинском, Табратском (Павлов, 1962; Калинин, 1963). Описан дашкесанит также и в Хавуаксинском кобальтовом (Онтоев, 1958а) и Акатуевском свинцово-цинковом месторождениях (Новоселова, 1961). Гейер отмечает наличие дашкесанита в докембрийских амфиболовых скарнах Центральной Швеции (Geijer, 1961).

Весьма интересным частным вопросом рассматриваемой проблемы является состав апатита, ассоциирующего в различных относительных количествах с хлорсодержащими силикатами — скаполитом или дашкесанитом во всех упоминавшихся выше магнетитовых месторождениях. Можно было ожидать, что богатство действовавших постмагматических растворов хлором обусловит выделение хлорапатита, а не других разновидностей этого минерала. Фактически же резко преобладающее развитие принадлежит здесь фторапатиту, содержащему лишь незначительные количества хлора до полного его отсутствия. Так, апатиты Кустанайских магнетитовых месторождений содержат 0,56% хлора и 2,51% фтора (Онтоев, 1958б). Во фторапатитах Гороблагодатского магнетитового месторождения содержание хлора не превышает 0,3% (Сумин, 1957), в апатитах Анзасского месторождения определено всего 0,38 и 0,48% хлора и лишь в апатите из цемента послерудных тектонических брекчий найдено 0,90% хлора. Как известно, в рудах Кируны и других магнетитовых месторождений Шведской Лапландии представ-

лен фторапатит. Апатит упомянутого выше Табратского месторождения, где в метасоматитах распространен дашкесанит, является также фторапатитом.

Образование при участии высокотемпературных постмагматических растворов, содержащих хлор и фтор, преимущественно фторапатита, по-видимому, связано с геохимическими свойствами этих двух элементов и изменением кислотности-щелочности действовавших растворов. В химических справочниках (Глинка, 1952, стр. 204) мы находим, что электроотрицательность<sup>1</sup> хлора равна 3,0, а фтора 4,0. Как показал Д. С. Коржинский (1956), с повышением кислотности растворов активность компонентов, одновременно присутствующих в растворе, возрастает быстрее для тех компонентов, которые обладают более высокой электроотрицательностью, что и вызывает выделение минералов, содержащих компонент с большим значением электроотрицательности. Последовательность смены парагенезисов при образовании рассматриваемых месторождений в основных чертах такова: скаполит + диопсид → известково-железистый пироксен + гранат → магнетит + хлорит → сульфиды железа + карбонат + кварц. Эта последовательность показывает, что в ходе минералообразования здесь общий химизм растворов изменяется в направлении повышения кислотности.

Как правило, существенные количества апатита выделяются после скарновых минералов, т. е. когда кислотность растворов уже заметно возросла, в то время как скаполит выпадает в начале процесса из щелочных растворов.

При таком относительном времени выделения скаполита (или дашкесанита) и апатита из растворов, содержащих и хлор и фтор, в составе апатита должен преобладать фтор. В этой связи хотелось бы обратить внимание на то, что широкое развитие в рудах магнетитовых месторождений Шведской Лапландии (Кируна и др.) фторапатита, еще не свидетельствует о безусловном преобладании фтора над хлором в рудообразующих растворах. Хлор, на присутствие которого в растворах указывают скаполитовые метасоматиты месторождений Туолливары и Мертайнен, мог не входить в состав минералов рудной стадии, если последняя отвечала стадии повышения кислотности.

Помимо данных о фиксации хлора при гидротермальном рудообразовании в скаполите, дашкесаните и апатите, являющихся собственно минералами хлора, интересные данные получены о содержании хлора в таких минеральных видах, в которых хлор обычно не предполагается и не определяется, что существенно расширяет представления о роли хлора в магматогенном рудообразовании.

Так, при пересчете химических анализов метасоматитов и руд Анзасского магнетитового месторождения обнаружился избыток хлора сверх его количеств, отнесенных к скаполиту, дашкесаниту и апатиту. Изучение других минералов этого месторождения показало, что, например, биотит, участвующий в минеральных ассоциациях стадии предрудного метасоматоза и последующей собственно рудной стадии, содержит от 0,5 до 0,8% хлора. Вместе с тем биотит вмещающих метаморфических сланцев, не испытавших околорудных метасоматических изменений, содержит лишь сотые доли процента хлора. Наличие хлора в анзасских биотитах совершенно не отражается ни на оптических константах минерала, ни на его рентгенограммах и термограммах (Павлов, Тимофеева, 1962).

Возможность вхождения хлора в решетки таких широко распространенных минеральных групп, как слюды и амфиболы, подчерки-

<sup>1</sup> Сумма значения потенциала ионизации и сродства к электрону, взятых с одним и тем же знаком.

вается в ряде обзорных работ последнего времени. Так, П. Курода и Э. Сенделл (Kuroda a. Sandell, 1953) полагают, что содержания хлора в биотитах порядка 0,2% не так уж необычны. Недостаток данных по этому вопросу они объясняют малым числом проводившихся определений. Значительный интерес в связи с этим представляет сообщение Д. Ли (Lee, 1958), описавшего биотит с 1,11% хлора и 0,23% фтора из биотито-гранатовых пород с турмалином, метасоматически возникших за счет кварц-биотитовых сланцев вблизи зоны нарушений в золото-медно-кобальтовом месторождении Блэкбирд Айдахо, США. И этот биотит оказался оптически и рентгенографически не отличимым от обычного биотита. К. Корренс (Correns, 1956, 1957) в своих сводках по геохимии галогенов приходит к выводу, что несмотря на значительную разницу ионных радиусов OH и Cl (соответственно 1,33 и 1,81 Å) хлор входит в решетку слюд и роговых обманок за счет ионов гидроксила.

Полевые шпаты метасоматитов Анзасского месторождения также показали существенное содержание хлора. В альбите — наиболее раннем метасоматическом минерале месторождения — определено 0,54% хлора, в микроклине — 0,30% хлора. В глинистом минерале монтмориллоните, формирующемся на поздней стадии процессов образования месторождения, обнаружено до 0,60% хлора. Однако в отличие от биотита хлор полевых шпатов не входит в их решетки, а участвует в составе газовой-жидких включений, что доказывается полным его извлечением в водные вытяжки.

Приведенные данные в целом позволяют сделать вывод, что в отдельных случаях постмагматические рудообразующие растворы оказываются весьма богатыми хлором, который при благоприятных условиях фиксируется не только в газовой-жидких включениях, но и в кристаллических решетках минералов, иногда в огромных суммарных количествах.

#### **Об источниках хлора при магматогенном рудообразовании и его значении в мобилизации тяжелых металлов из магм и боковых пород**

Газово-жидкие включения, содержащие хлор, обнаружены в минералах как изверженных пород, так и в постмагматических минеральных ассоциациях всех температурных ступеней. Имея в виду наиболее высокотемпературные образования — пегматиты и грейзены, локализованные в пределах материнских интрузивных тел, мы не можем сомневаться в ювенильно-магматическом происхождении хлора из газовой-жидких включений в их минералах.

Однако в преобладающем числе случаев количество хлора в таких включениях, считая на всю массу породы, относительно невелико. Поэтому те более редкие случаи, когда определяются значительно большие количества зафиксированного хлора, естественно порождают предположения о каких-то особых источниках хлора, отличных от ювенильно-магматических.

Рассмотрим с этой точки зрения три группы из числа изучавшихся нами магнетитовых месторождений — Кустанайские, Анзасское и месторождения в области развития траппов на Сибирской платформе.

Как уже указывалось «запасы» хлора, зафиксированного в Кустанайских магнетитовых месторождениях, оцениваются в миллионах тонн, что является совершенно исключительным на фоне всех других описанных контактово-метасоматических магнетитовых месторождений мира. Трудно отнести столь исключительное скопление хлора в контактово-метасоматическом месторождении только к ювенильно-магматиче-

скому источнику, тем более, что в этих месторождениях мы не находим ничего из ряда вон выходящего в тектонической обстановке их формирования. Известны месторождения близкого типа, например горы Высокой, близ г. Н. Тагила, с гораздо более напряженной прединтрузивной и предрудной тектоникой, чем в Кустанайских месторождениях, однако сколько-либо заметного увеличения фиксации хлора в минеральных ассоциациях подобных месторождений мы не находим. Естественно возникает предположение об ассимиляции на глубине активной магмой галогенных отложений, богатых хлористыми солями. Прямых геологических данных в пользу такого предположения не обнаружено, но имеются косвенные данные.

По сообщению А. М. Дымкина, в восточной части Качарского месторождения уже после наших исследований глубокими разведочными скважинами ниже залежей богатой магнетитовой руды, переслаивающихся со скаполитовыми метасоматитами, обнаружена залежь ангидрита с тонкими прослоями туфогенного и терригенного материала. Иногда в слоистых ангидритах проявляется микроскладчатость. Обычная мощность залежи ангидрита не превышает 25 м, но по одной из скважин отмечена вертикальная мощность в 110 м. Загрязненные ангидриты, как правило, содержат выделения скарновых минералов — граната и пироксена, иногда замещены магнетитовой рудой, содержащей гнезда реликтового перекристаллизованного ангидрита. Переслаивание с туфогенными отложениями, замещение скарновыми минералами и магнетитом исключают возможность предположений о гидротермальном образовании описываемых ангидритов и подтверждают их первично осадочное происхождение. В буровых ядрах ангидритовой залежи не обнаружено прослоев или каких-либо иных выделений каменной соли, что может вызвать серьезные сомнения в реальности высказанного выше предположения о причинах столь широкого развития хлорсодержащего скаполита в Кустанайских магнетитовых месторождениях. В связи с этим обратимся к общим данным о галогенных формациях восточного склона Урала, погребенной частью которого является Тургайский прогиб. В монографии А. А. Иванова и Ю. Ф. Левицкого (1960), детально рассматривающей типы, геологию, закономерности образования и размещения галогенных формаций СССР, показано, что гипсовые и ангидритовые залежи среднекарбонového возраста на восточном склоне Южного Урала относятся к сравнительно мало распространенному типу галогенных формаций в геосинклинальных областях. Обычно, в силу особых условий образования, в геосинклинальных галогенных формациях представлены только сульфаты — гипс и ангидрит. Однако известен ряд районов, например Тувинская, Рионская и Ереванская впадины, Северный Кавказ, Памир и другие, где в геосинклинальных галогенных формациях наряду с сульфатами представлена и каменная соль.

Мы вправе, поэтому, полагать, что наличие первичной каменной соли в галогенных отложениях не исключено; их отсутствие в известных месторождениях может быть следствием либо недостаточности разведочных данных, либо исчезновения галита в зонах метаморфизма, вызванного внедрением магматических масс.

Отметим также, что те процессы ассимиляции магмой отложений с каменной солью, которые могли привести к усиленной мобилизации железа магмы и к повышенной концентрации хлора в постмагматических растворах, должны были протекать не на уровне локализации месторождений, а существенно глубже. Изучение геологии контакто-метасоматических месторождений приводит всех исследователей к выводу, что те массы интрузивных пород, в контакте с которыми возникли месторождения, были в этап рудообразования уже твердыми,

сами подвергались метасоматическим изменениям и, следовательно, не могли быть источником рудообразующих растворов. Отщепление последних относится к более глубоким магматическим массам. Интересующие же нас процессы ассимиляции должны были протекать по пути подъема магмы к месту локализации интрузивов, с контактами которых связаны рудные месторождения. В свете этих соображений мало вероятно, чтобы разведочные буровые скважины, не выходящие далеко за уровни залегания рудных тел, могли бы достичь тех именно вмещающих интрузив пород, ассимиляция которых имеет значение по нашей концепции.

Резюмируя, можно сказать, что необычный по масштабам и интенсивности хлорно-натриевый метасоматоз, проявившийся на ранней стадии образования главных Кустанайских магнетитовых месторождений, вызывает предположение о мощном дополнительном источнике хлора (и натрия) в составе рудоносных растворов, отщеплявшихся активной магмой. Таким источником могли быть ассимилированные магмой на глубине галогенные осадки. На основании изложенных косвенных данных вполне вероятно нахождение таких осадков по пути подъема магмы к месту ее локализации.

Следует подчеркнуть, что особенности минерализации Кустанайских месторождений и масштабы как раннего хлорно-натриевого метасоматоза, так и сопряженного с ним магнетитового оруденения не могут быть объяснены взаимодействием магматогенных растворов с галогенными отложениями после отделения растворов от магмы. Такие растворы несли бы в себе лишь обычное содержание металла, извлеченного из остывающей магмы. Обогащение их металлом, в данном случае железом, могло бы происходить лишь при взаимодействии растворов с богатыми железом боковыми породами. Однако среди вмещающих Кустанайские месторождения пород не развиты породы с повышенным содержанием железа, а в метасоматитах, образованных по вулканогенно-осадочным отложениям, наблюдается скорее привнос, чем вынос железа. Иные соотношения наблюдаются в Анзасском месторождении, к чему мы обратимся несколько позже.

В аспекте гипотезы ассимиляции магмой галогенных отложений значительный интерес представляют магнетитовые, точнее магномагнетитовые месторождения, широко представленные в области развития траппов на Сибирской платформе. Это жильные и метасоматические месторождения, ярко выраженного гидротермального типа, отчетливо связанные в своем образовании с трапповым магматизмом. Характеристика и результаты новейших исследований этих месторождений изложены в работе Н. В. Павлова (1961).

В отношении фиксации хлора эти месторождения мало показательны. Помимо газовой-жидких включений хлор входит в состав апатита, содержание которого в рудах сильно колеблется, значительно повышаясь в жильных рудах некоторых месторождений. При этом в одних случаях, например в Коршуновском месторождении, минерал относится к хлорапатиту, в других — к гидроксил-хлорапатиту и к фторапатиту. Спорадически в околорудных метасоматически измененных траппах или их туфах и туффитах отмечается скаполит. Отметим, что наиболее высокотемпературными метасоматическими минералами в этих месторождениях, не считая слабо распространенного скаполита, являются гранат и пироксен, представленные в подчиненном развитии к более низкотемпературным минеральным выделениям — магномагнетиту, серпентину, хлориту, кальциту, кварцу.

Несмотря на относительно слабую фиксацию хлора в минеральных ассоциациях рассматриваемых месторождений, два обстоятельства привели к постановке вопроса о важнейшем значении в их образовании

процессов взаимодействия трапповой магмы с соленосными отложениями.

Первое состоит в том, что при широком распространении на различных континентах областей развития траппов только в одной из них — на Сибирской платформе — проявились, и в широких масштабах, гидротермальные магнетитовые месторождения. Нам известно указание лишь на одно рудопроявление подобного типа в Канаде (Норпог, 1939), весьма скромных размеров.

Логичным было предположение, что в геологическом строении трапповой области Сибири имеются какие-то существенные особенности, не повторяющиеся в других трапповых областях. Сопоставление имеющихся данных показало, что такой особенностью является залегание в основании платформенных отложений на глубине от 1,5 до 2,8 км усольской соленосной толщи нижнего кембрия, мощностью более 700 м, прослеженной геофизическими измерениями и буровыми скважинами. Толща содержит мощные пакки каменной соли.

Трапповая магма при своем подъеме в верхний структурный ярус платформы неизбежно должна была прорывать соленосные отложения и взаимодействовать с ними. Идея о таком взаимодействии возникла еще в начальный период изучения магнетитовых месторождений области, когда известны были лишь выходящие на поверхность соленосные источники.

В некоторых скважинах из числа бурившихся с целью изучения глубинного строения и поисков нефти пересечены на значительной глубине интрузивные тела траппов в каменной соли. Так, Заярская опорная скважина пересекла два тела: верхнее, мощностью 41 м, на глубине от 2124 до 2165 м и нижнее, мощностью 103 м, на глубине от 2603 до 2406 м. Хотя оруденения при этом не было встречено, однако обнаружены интенсивные контактовые изменения вмещающей каменной соли, содержащей прослойки доломитов и доломито-ангидритовых пород. Помимо перекристаллизации солей, в них появились новообразования диопсида, амфиболов и талька. В непосредственных экзоконтактах нижнего тела возникли гранат-кальцитовые, пироксен-кальцитовые и амфибол-кальцитовые метасоматиты, а в экзоконтактах верхнего тела — пироксен-серпентиновые с кальцитом и ангидритом и карбонатно-амфиболовые с галитом породы (Кондратьева, Ипатова, 1962). К сожалению, сами траппы этой скважины еще детально не изучены, не проведены химические анализы пород эндо- и экзоконтактов и поэтому химизм взаимодействия траппов с галогенными породами остался неосвещенным. Но образование в экзоконтактах траппа с каменной солью силикатно-карбонатных метасоматитов уже указывает на диффузионный обмен веществ между интрузивным траппом и каменной солью.

Мощность и глубина залегания тел интрузивных траппов, т. е. степень прогресса и, возможно, давление, под которыми протекало контактовое взаимодействие траппов и каменной соли, определенным образом отразилось на характере новообразований — в экзоконтактах менее мощного верхнего тела метасоматиты, наряду с силикатами и карбонатами, еще содержали галит и ангидрит, в случае же более мощного нижнего тела взаимодействие было более интенсивным и экзоконтактные метасоматиты уже не содержали хлоридов и сульфатов.

По аналогии с контактами кислых и средних интрузивных пород с карбонатными породами мы вправе ожидать, что на значительных (гипабиссальных) глубинах взаимодействие интрузивных траппов с соленосными отложениями может выражаться не только в экзо- и эндоконтактных метасоматических явлениях, но и в ассимиляции солей трапповой магмой.

В Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР были произведены эксперименты плавления смеси траппа с галитом (А. И. Цветков, А. А. Котлова и Н. В. Павлов, 1963 г.). Растертая в порошок смесь (23% NaCl в одном опыте и 40% NaCl в другом) нагревалась в трубчатой печи при атмосферном давлении в токе азота до 1200 и 1300° С с выдержкой после расплавления смеси до шести часов. Из расплавленной шихты выделялся газ, который улавливался аммиачным раствором; частично на стенках трубки из газа осаждались возгоны. Химическим анализом в газе определены Na, Cl, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>. Кальций, магний и кремнекислота не обнаружены. Если на пути газа помещался известняк в виде крупинки, то на поверхности последних выделялись сажистые пленки, в составе которых с помощью рентгеновских порошкограмм определены магнетит, гематит и малые количества минерала, предположительно определенного как сидерит. Интересно, что на переднем конце лодочки, в которой помещались исходная смесь траппа и галита, осаждались макроскопически хорошо различимые пластинчатые кристаллики гематита.

Описанные явления взаимодействия газов с известняком сходны с результатами опытов Виноградова и Донцовой (1952), воздействовавших газообразными FeCl<sub>3</sub>, FeCl<sub>2</sub> и их смесью на известняк при температуре 500—600° С также в токе азота и получивших магнетит. Сопоставление данных химического анализа траппа, газа и возгонов на стенках трубки показало, что при проведенных экспериментах из траппа выделилось от 3 до 3,5% железа в пересчете на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. При контрольном опыте плавления траппа без примеси галита выделения газа не происходило.

Описанные эксперименты проводились при атмосферном давлении. При высоком давлении взаимодействия траппового расплава с каменной солью без сомнения также должно происходить, изменяются лишь условия для отделения газовой фазы.

Важно отметить, что эксперимент подтвердил возможность взаимодействия трапповой магмы с каменной солью, причем вхождение в состав магмы хлора из постороннего источника стимулирует выделение железа из магмы в виде летучих соединений с хлором.

Н. В. Павлов, касаясь в работе (1961) гипотезы ассимиляции магмой сибирских траппов соленосных отложений, отмечает, что высокое содержание железа в породах базальтовой магмы (11—12% в пересчете на металл) составляет неисчерпаемый источник для образования постмагматических железорудных месторождений. Необходимы лишь, добавим мы, условия, стимулирующие переход этого железа в растворы, отщепляемые магмой. Как видим, такие условия для базальтовой магмы возникают весьма редко, а именно, как мы предполагаем, в тех случаях, когда базальтовая магма интрузирует на значительной глубине соленосные формации. На малых глубинах ассимиляционные процессы, видимо, не могут проявиться с достаточной полнотой в силу быстрого остывания магматических тел и возможности немедленного удаления из системы возникающих летучих.

Упомянутая выше относительно слабая фиксация хлора и натрия в минеральных ассоциациях магномагнетитовых месторождений трапповой области Сибирской платформы может объясняться довольно значительным удалением мест рудоотложения от магматического источника рудоносных растворов в основании чехла платформы. Будучи в момент отщепления от магмы в той или иной мере щелочными, рудоносные растворы при своем движении к местам рудоотложения должны были становиться более кислыми, что и затрудняло бы реакции образования хлорсодержащих минералов, облегчая образование фторсодержащих минералов (фторапатита) вследствие более высокой электро-

отрицательности фтора по сравнению с хлором. Показательно, что несколько более заметное развитие скаполита в околорудных метасоматитах отмечается для месторождений так называемого Тунгусского железорудного поля, образовавшихся по данным Н. В. Павлова на больших глубинах, чем месторождения других районов распространения магнетитовых руд в трапповой области Сибири.

Следует также отметить, что детальное петрографическое изучение траппов Сибирской платформы выявило некоторое распространение щелочных дифференциатов трапповой магмы — субщелочных долеритов и тешенитов, нередко отмечаемых и в рудных полях, как например, в бассейнах рек Илимпей, Бахты, в некоторых месторождениях Ангаро-Илимского района (Соболев, 1933; Хрянина, 1959; Гоньшакова, 1958).

Обратимся теперь к материалам по Анзасскому месторождению. В нем, как отмечено выше, проявлена широкая фиксация хлора в предрудных метасоматических силикатах — скаполите, дашкесаните и альбите (в последнем — в газовой-жидких включениях). Однако в отличие от Кустанайских месторождений для района Анзасского месторождения нет ни прямых, ни косвенных данных об участии пород галогенных формаций в составе осадочных толщ. Интрузивные породы представлены здесь габброидами. Среди вмещающих пород присутствуют метаморфизованные порфириды и их туфы. Таким образом, боковые породы в значительной мере представлены породами с достаточно высоким содержанием железа. Главными околорудными метасоматитами являются маложелезистые или безжелезистые альбитовые и скаполитовые породы, вследствие чего метасоматические процессы сопровождались значительным обогащением железом действовавших растворов. Изучавший Анзасское месторождение Павлов (1962б, 1963) приходит к естественному выводу, что основная доля железа в составе рудообразующих растворов извлечена из боковых пород. Это тем более вероятно, что в сущности мы не знаем гидротермальных железорудных месторождений, генетически связанных с нормальными габбровыми интрузивами. При остывании и кристаллизации последних возникают собственно магматические руды (титаномагнетитовые), остающиеся в пределах интрузива.

Извлечению железа из боковых пород способствовала высокая агрессивность растворов, вследствие повышенной концентрации в них хлора и натрия, о чем свидетельствуют интенсивные процессы хлорно-натриевого метасоматоза. На высокую концентрацию в растворах хлора, вероятно, указывает также отмеченная нами (Соколов, Павлов, 1962) на Анзасском месторождении подвижность титана, обычно инертного в метасоматических процессах.

Все сказанное приводит к выводу, что при образовании Анзасского месторождения мобилизация железа из магмы как таковой не играла существенной роли. Отщепляемые магмой растворы не были также обогащены хлором и натрием, ибо в противном случае неизбежно происходила бы мобилизация железа из магмы.

Таким образом мы приходим к тому наиболее вероятному заключению, что растворы, действовавшие при образовании Анзасского месторождения, приобрели повышенную концентрацию хлора (и натрия) уже после того, как они покинули магму. Поскольку среди пород района месторождения отсутствуют галогенные формации, постольку возможным источником хлора (и натрия) в данном случае могли быть только высокоминерализованные подземные воды глубинной циркуляции.

По литературе о гидрогеологических исследованиях известно, что подземные воды глубинных горизонтов являются преимущественно хлоридными; хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые рассолы поль-

зуются весьма широким распространением среди глубоких подземных вод (Германов, 1953; Дерпгольц, 1962; Валяшко, 1963). Породы района Анзасского месторождения сами по себе относятся к среднепористым и, кроме того, залегая в пределах широкой дорудной зоны тектонических нарушений, являлись в период образования месторождения сильно раздробленными. Следовательно, они были достаточно насыщены подземными водами.

Все это делает весьма вероятным предположение, что основным источником хлора (и натрия) в тех растворах, при участии которых формировалось Анзасское месторождение, являлись хлоридно-натриевые подземные воды, пропитывавшие глубокозалегающие породы.

Соображения, высказанные по отношению к Анзасскому месторождению, в полной мере относятся к Таятскому и Табратскому железорудным месторождениям и, вероятно, относятся также к Дашкесанскому и Атансорскому месторождениям. Развитие в двух последних месторождениях дашкесанита, т. е. минерала с меньшим содержанием натрия, чем мариалит, возможно, зависело от того, что подземные минерализованные воды в этих случаях в большей мере хлорно-кальциевыми, чем хлорно-натриевыми. В Дашкесанском месторождении наряду с гранодиоритами в более глубоких горизонтах краевой части интрузива представлены габбровые породы, из которых, как и в Анзасском месторождении, могло быть мобилизовано дополнительное количество железа в рудообразующие растворы. Это соображение подтверждается присутствием в рудах Дашкесана кобальтовых минералов.

#### О роли хлора в переносе тяжелых металлов гидротермальными растворами

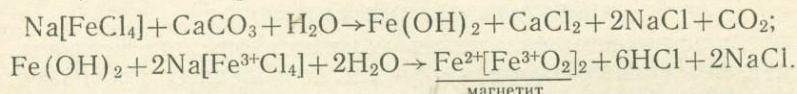
В предшествующем изложении мы рассматривали вопросы, относящиеся к источникам хлора в случаях повышенных против обычных его концентраций в рудообразующих постмагматических растворах и к роли хлора в магматогенном рудообразовании как элемента, активно мобилизующего при некоторых условиях тяжелые металлы, в частности, железо из магм или боковых пород. Мы не ставили задачей своего сообщения специальное рассмотрение другой, весьма важной роли хлора как возможного переносчика тяжелых металлов в постмагматических растворах и ограничимся лишь краткими соображениями по этой проблеме.

Работы А. Г. Бетехтина, опубликованные в известном коллективном издании «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», убедительно показали, что слабая растворимость окисных и сульфидных минералов в водных растворах еще не является препятствием для вхождения тяжелых металлов в истинные гидротермальные растворы в таких концентрациях, которые достаточны для отложения руд из реальных объемов растворов. Как показал А. Г. Бетехтин, в гидротермальных растворах присутствовали иные, легко растворимые соединения тяжелых металлов, и минералы руд представляют собою «трудно растворимые продукты химических реакций, возникающих на тех или иных стадиях развития гидротермальных процессов». Поскольку многие соединения тяжелых металлов с хлором, фтором и бором, в частности хлориды, обладают довольно высокой растворимостью в водных растворах, А. Г. Бетехтиным считалось, что анионы хлора могут участвовать в переносе многих металлов в истинных растворах при условии низкой концентрации анионов серы и кислорода. Подтверждением этому служат описанные в литературе многочисленные находки хлоридов тяжелых металлов в продуктах фумарольной деятельности действующих вулканов. Такие хлориды сохраняются недолго, растворяясь атмосферными осадками или влагой воздуха.

То обстоятельство, что присутствие в гидротермальных растворах анионов серы и кислорода ограничивает возможность одновременного присутствия в растворе простых хлоридов-металлов, побуждает исследователей обратиться к комплексным анионам, соединения которых также обладают высокой растворимостью.

Проблема переноса гидротермальными растворами тяжелых металлов в виде комплексных соединений, их типы, условия возникновения и распада являются предметом активного обсуждения в новейшей литературе; сошлемся, в частности, на недавнюю статью И. Г. Танеева (1962). Не входя в обсуждение этой проблемы, отметим лишь, что для рассматривавшихся нами контактово-метасоматических магнетитовых месторождений с обильной скаполитовой минерализацией Д. В. Калининым (1962, 1963) предполагается присутствие железа в рудообразующих растворах в форме хлорацидокомплексов типа  $\text{Na}[\text{FeCl}_4]$  и  $\text{Na}_2[\text{FeCl}_4]$ . Он исходит из вероятности совместного присутствия в растворах ионов двух- и трехвалентного железа, поскольку большинство реакций восстановления-окисления железа обратимы и характеризуются определенными константами равновесия. Поскольку  $\text{Fe}^{2+}$  обладает свойствами основания, а  $\text{Fe}^{3+}$  наряду с основными свойствами проявляет и слабые кислотные свойства, можно, по Калинину, ожидать образования магнетита за счет реакции между  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  с промежуточными реакциями гидролиза хлоридов.

Такие реакции могут, в частности, происходить, когда в растворе присутствуют указанные хлорацидокомплексы железа. При взаимодействии таких растворов с известняком должны происходить реакции ионообмена, а затем разложения комплексов:



магнетит

Образующаяся  $\text{HCl}$  нейтрализуется кальцитом или ионами оснований силикатов, или ионами их гидроксидов, что облегчает выделение магнетита.

По нашему мнению, допущение переноса железа в виде хлорацидокомплексов весьма удовлетворительно согласуется с условиями и последовательностью процессов образования Анзасского месторождения, устанавливаемых на основе геолого-минералогического изучения месторождения.

\* \* \*

Рассмотренные в настоящем сообщении материалы приводят к заключению, что, кроме ювенильного магматического хлора, в отдельных случаях при магматогеомном рудообразовании важное значение приобретает хлор, вовлекаемый в магматическую и постмагматическую деятельность из осадочных галогенных формаций или из высокоминерализованных подземных вод глубинной циркуляции. При ассимиляции магмой галогенных пород, содержащих хлористые соли, повышение содержания хлора в магме стимулирует более интенсивное отделение металлов в магматогеомные растворы. При смешении обычных по содержанию хлора магматогеомных растворов с высокоминерализованными хлоридами подземными водами, растворы, обогащаясь хлоридами и щелочами, становятся более агрессивными и способными энергично извлекать металлы из боковых пород. В том и другом случае возникают условия для формирования рудных месторождений с крупными запасами металлов. Повышенные концентрации хлора в магматогеомных растворах облегчают также перенос металлов растворами, в особенности в форме комплексных соединений металлов с хлором.

G. A. SOKOLOV, D. I. PAVLOV

## THE SOURCES AND ROLE OF CHLORINE IN MAGMATOGENE ORE FORMATION

(Summary)

Some data, concerning the magmatogene ore deposits especially magnetite deposits characterized by the unusually wide distribution of chlorine bearing minerals — soda-scapolite, dashkesanite, chlorapatite — are considered in this paper. The examples of such deposits are Kacharsk, Sarbaysk, Sokolovsk and other contact-metasomatic magnetite deposits from Kustanay Territory, USSR, for which early chlorine-sodium metasomatism with the fixation of chlorine in very abundant scapolite is well displayed; Mertainen and Tuollivara deposits from Swedish Lapland and large metasomatic magnetite deposits of Katanga with essential scapolitization of country rocks; Anzass and Tayat contact — metasomatic magnetite deposits from Sayans, USSR, with a considerable formation of soda-scapolite, dashkesanite, and chlorine-bearing biotite; Dashkesan magnetite deposits from Azerbaijan and Atansor from Kazakhstan, USSR, for whose metasomatic formations dashkesanite plays significant rôle. Rather abundant chlorapatite and sporadic soda-scapolite were found in hydrothermal magno-magnetite deposits of Siberian platform related to traps. Apatite, observed in nearly all of these deposits, is only rarely chlorapatite, but in majority of cases it is fluorapatite and chlor-hydroxyl-apatite. The authors would relate this phenomenon to the difference in electronegativity of chlorine (3,0) and fluorine (4,0); because of it even from solutions with chlorine predominating over fluorine under the condition of sufficiently high acidity the minerals should precipitate, in which the bases are bound with the more electronegative element, i. e. fluorine. The wide distribution of fluorapatite in the ores of magnetite deposit Kiruna, Sweden, is not yet the prove of the predomination of fluorine over chlorine in ore-forming media.

Besides listed minerals of chlorine, this element is present in amounts up to 1% and more in crystal lattices of biotite and some other minerals of magmatogene ore deposits. High chlorine content of these minerals does not affect their diagnostic properties, and because of it this fact usually is not noticed.

Direct geological evidence in some cases and the sum of indirect ones in the others lead us to the conclusion, that the sources of the considerable amount of chlorine in the solutions, which took part in the formation of magmatogene ore deposits with the distribution of chlorine-bearing minerals, are either sedimentary rocks of halogene formation interacted with magma, or deep circulating concentrated saline waters when mixing with the postmagmatic solutions with an average chlorine content. For instance, at one of Kustanay magnetite deposits — Kacharsk, where in near ore metasomatites the scapolite is widely distributed, the load of sedimentary anhydrite was found among country rocks of Middle Carbonic age. Though the rock salt was not observed there, its presence at deeper horizons cannot be excluded.

An unique reserves of magnetite ore in Kustanay deposits and the absence the country rocks of those enriched in iron lead necessarily to the conclusion that all the iron was brought into the contact zones by the solutions, separated from the magma, and that some factors caused the powerful mobilization of iron from magma into the postmagmatic solutions. Because of these facts the authors believe, that in this case the assimilation of the rocks of halogen formations by magma, and not the mixing of separated from magma solutions with vadose waters, took place.

On the other hand, in the case of Anzass deposit the halogen rocks among country rocks are absent and there are pre-ore gabbroids with a heightened iron content in the ore-field; on the contrary near-ore albite and scapolite metasomatites are characterized by low iron content, because of it the formation of magnetite ores at the expense of iron extraction from the previously solidified gabbroes is most likely for this deposit, and consequently postmagmatic solutions and not magma were enriched in chlorine (and sodium), this might take place by mixing with highly mineralized underground chloride waters.

There are the direct geological evidence about interaction of magma with rock salt for trap area at the Siberian platform, where thick layers of rock salt occur at the basement of platform deposits, which are intruded by trap magma. Among world trap areas such conditions were found only for Siberian platform, and this fact accounts for the absence of hydrothermal magnetite deposits at other trap areas.

The consideration of the data concerning the magmatogene deposits with a wide distribution of chlorine bearing minerals leads to the conclusion, that in magmatogene ore formation chlorine, on the first hand, plays the role of powerful stimulator of metals separation from the magma or the extraction of iron from country rocks, through which postmagmatic solutions flow, and on the other hand, it plays rôle of the metals transporting agent in hydrothermal solutions, especially in the form of their complex compounds with chlorine.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В кн. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1963.
- Валяшко М. Г. Генезис рассолов осадочной оболочки. Тр. геохимич. конференции, посвящ. В. И. Вернадскому, т. I. Изд. АН СССР, 1963.
- Виноградов А. П. и Донцова Е. И. Изотопный состав кислорода минералов скарнового происхождения. Докл. АН СССР, т. 85, 1952, № 6.
- Ганеев И. Г. О возможном переносе вещества в форме сложных комплексных соединений. «Геохимия», 1962, № 10.
- Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6.
- Глинка Н. Л. Общая химия. Госхимиздат, 1952.
- Гоньшакова В. И. Некоторые особенности размещения и механизмы внедрения трапповых интрузий в юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 8.
- Дерпгольц В. Ф. Основной планетарный первоисточник природных вод земли. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 11.
- Иванов А. А. и Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных формаций СССР. Госгестехиздат, 1960.
- Калинин Д. В. Об образовании магнетита контактово-метасоматических железорудных месторождений. «Геохимия», 1962, № 7.
- Калинин Д. В. Минералогия и генезис Таятского контактово-метасоматического железорудного месторождения. Автореф. кандидат. диссерт. Томск, 1963.
- Кондратьева З. А., Ипатова З. Н. Заярская опорная скважина. Опорные скважины СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 198, Л., 1962.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. ИГН АН СССР, вып. 61, 1945.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. «Геохимия», 1956, № 7.
- Крутов Г. А. Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении (Закавказье). Тр. МГРИ, т. X, 1937.
- Крутов Г. А. О роли галоидного процесса в образовании контактово-метасоматических месторождений. Вест. МГУ, сер. геол., 1960, № 6.
- Новоселова Л. Н. Амфибол гастингсит-дашкесанитового ряда Акатуевского месторождения (Вост. Забайкалье). Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, № 2, 1961.
- Онтоев Д. О. Хлорсодержащие минералы — скаполит и дашкесанит из Хавуаксинского месторождения (Тува). Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, ч. 87, вып. 1, 1958а.
- Онтоев Д. О. Описание руд магнетитовых месторождений. В кн.: «Магнетитовые руды Кустанайской области и пути их использования». Изд. АН СССР, 1958б.
- Павлов Д. И. О замещении известняка альбитом с включениями, содержащими хлор. Докл. АН СССР, т. 142, 1962а, № 1.
- Павлов Д. И. Минерализация и генетические особенности Анзасского железорудного месторождения (Зап. Саяны). Автореф. кандидат. диссерт. М., 1962б.
- Павлов Д. И. Хлор, натрий и железо в постмагматических растворах габбровой интрузии Анзасского магнетитового месторождения. Сб. докл. конфер. по пробл. постмагматич. рудообразов. Прага, 1963.
- Павлов Д. И., Тимофеева Р. Л. О возможном участии галоидов в образовании эндогенных железорудных месторождений (о хлорсодержащем биотите). «Геология рудных месторождений», 1962, № 3.
- Павлов Н. В. Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Тр. ИГЕМ, вып. 52, 1961.
- Сергийко З. А., Мамедов С. Г. Геологическое строение и локализация скарново-рудных тел месторождения Атансор. Тр. ИГН АН Каз. ССР, т. 6, 1962.
- Соболев В. С. Шелочная жила в траппах на р. Илимпе. Зап. Всероссийск. минералог. о-ва, ч. 62, вып. 2, 1933.
- Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР. В кн.: «Железородная база черной металлургии СССР». Изд. АН СССР, 1957.
- Соколов Г. А. Геология, закономерности состава и вопросы генезиса магнетитовых месторождений Тургайского прогиба. Тр. Кустанайской объедин. научн. сессии АН СССР и АН Каз. ССР. Алма-Ата, 1958.
- Соколов Г. А., Павлов Д. И. К геохимии титана в метасоматическом процессе. Докл. АН СССР, т. 142, 1962, № 2.
- Сумин Н. Г. О некоторых особенностях апатита скарновых железорудных месторождений. Тр. Минералог. музея АН СССР, вып. 8, 1957.
- Хрянина Л. П. О щелочных дифференциатах трапповой магмы в бассейне р. Бахты. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 29, 1959.

Bäckstrom H. Ekströmsberg och Mertainens Järnmalmfält. Geol. fören. i Stockholm förhandl. Bd. XXVI, Hf. 3, 1904.

Correns C. W. The geochemistry of the halogens. Physics and chemistry of the Earth. Vol. I, London, 1956.

Correns C. W. Über die Geochemie des Fluors und Chlors. Neues Jahrb. Mineral., Abt. A, Bd. 91, 1957.

Geijer P. Geology of the Kiruna district, Bd 2, Igneous rocks and iron ores of Kirunavaara, Luossavaara and Tuollivaara. Stockholm, 1910.

Geijer P. The distribution of halogens in skarn amphiboles in Central Sweden. Arkiv mineralogi och geol. Svenska vetensk. Acad., Bd. 2, Hf. 6, 1961.

Hornor A. P. Magnetite and Hematite veins in triassic lavas of Nova Scotia. Econ. Geol., N 8, vol. 34, 1939.

Jamotte A. L'importance des gisements de fer du Haut-Lualaba et leur signification metallogenique. Comptes Rendus du Congr. Sci. 50-e Ann. C. S. K. Elisabethville, 3, 1950.

Kuroda P. and Sandell E. Chlorine in igneous rocks. Bull. Geol. Soc. America, vol. 64, 1953.

Lee D. Chlorine-rich biotite from Lemhi Counti, Idaho. Amer. Mineralogist, vol. 43, N 1—2, 1958.

Sundius N. Zur Frage der Albitisierung im Kirunagebiet. Geol. fören i Stockholm förhandl., Bd. 38, 1916.

---

Г. Л. ПОСПЕЛОВ, П. И. КАУШАНСКАЯ

**ВНЕТРЕЩИННОЕ ОБРАЗОВАНИЕ РУДНЫХ ЖИЛ  
И ШТОКВЕРКОВ ПРИ СОРБЦИОННОМ ЗАМЕЩЕНИИ**

Обычно считается очевидным, что жилы — это всегда следствие влияния трещин на минералообразующие растворы, так же как метасоматические брекчии — это всегда результат избирательного замещения истинных брекчий. Тот арсенал физических и физико-химических представлений, который используется геологами для анализа причин геометричности в строении рудных тел и руд, позволяет видеть эти причины только во влиянии строения вмещающей толщи на процессы рудообразования. Также единственным, в свете принятых на вооружение геологов физико-химических представлений, является такой подход к анализу метасоматических процессов, при котором последние считаются только результатом химического взаимодействия растворов и вмещающих их пород.

Однако постепенно накапливаются факты, свидетельствующие о недостаточности тех физических и физико-химических предпосылок, которые используются в геологии. В частности, известны примеры, когда густые рудные штокверки, с многочисленными жилками сложной конфигурации, образуются вне зон интенсивного дробления и смятия пород. Физическая и физико-химическая сущность подобных явлений остается во многом загадочной.

В последние годы появились работы, в которых вопросы рудообразования, в частности образования сульфидных, магнетитовых и других руд рассматриваются в свете химических реакций, протекающих между компонентами рудообразующих растворов при их смешении или эволюции. Удовлетворительно решая многие злободневные вопросы по переносу вещества растворами и по возможному составу последних, эти гипотезы встречаются с серьезными трудностями, когда приходится одновременно объяснять, почему руды, возникшие таким путем, не только выполняют полости, но и замещают породы и притом самого разного состава в пределах одного месторождения.

Очевидно, что назрели условия для того, чтобы пересмотреть объем физических и физико-химических представлений, на который опираются геологи в своих построениях в области теории рудообразования.

В самом деле, процессы гидротермального рудообразования, за исключением простого выполнения полостей солями, кристаллизующимися из растворов, включают промачивание пород гидротермами и развитие в них различных физических и химических процессов в присутствии огромной внутренней поверхности пород. Поскольку физика поверхностей отличается от физики масс пород и растворов и поскольку физические явления, свойственные поверхностям, часто имеют место во всем объеме растворов, движущихся по микрокапиллярам, геологи не должны опускать это при своих построениях. С другой стороны, на структурную обстановку рудообразования, помимо структуры вме-

щающей толщии, не могут не влиять те динамические временно-существующие условия, которые создаются диффузионными фронтами струями фильтрации, границами их встреч и т. д. Эти условия также почти не учитывались в геологии. Между тем динамические явления, связанные с диффузионными фронтами и влиянием физики поверхностей на физико-химию движущихся сред, имеют развитую экспериментальную и теоретическую базу. Это, в первую очередь, хроматографические явления, которые в геологических теориях пока почти не рассматриваются.

Как известно, хроматография представляет динамический метод разделения смесей, при фильтрации их через слой сорбента, в результате чего образуется колонка, состоящая из зон, сложенных осадками различных сорбированных компонентов разделенной смеси, которые иногда имеют разную окраску (поэтому такие зоны названы хроматограммами). Разделение смесей обусловлено различиями в сорбируемости компонентов, растворимости получающихся соединений, различиями констант обмена компонентов и т. д. Принципы хроматографии являются достаточно общими, а некоторые виды хроматографии, в особенности так называемая осадочная хроматография, очень близки к некоторым геологическим процессам.

Учитывая это, в лаборатории экспериментального рудообразования Института геологии и геофизики Сибирского отделения Академии наук СССР (Новосибирск) под руководством Г. Л. Поспелова была поставлена большая серия длительных экспериментов по изучению влияния диффузионных фронтов и сорбционных процессов на морфологические особенности рудоотложения в разных средах. Эти исследования, некоторые текущие результаты которых были нами опубликованы ранее (Поспелов и др., 1961, 1962, 1963), показали, что процессы хроматографического типа могут развиваться в любых средах (жидких, рыхлых, твердых, в том числе в любых горных породах) и ведут к образованию в них, независимо от их структуры, минеральных скоплений, напоминающих по своей морфологии и структуре некоторые природные рудные тела и природные текстуры руд. Таким путем, в частности, были открыты явления безтрещинного жилобразования и «брекчиеобразования» и явления сорбционного замещения, отличного по своей физико-химической природе от известного в геологии химического замещения (метасоматоза). Главнейшие итоги этих многолетних экспериментальных работ вкратце таковы.

Для того, чтобы получить резко очерченный слой сорбированного осадка при хроматографии через колонку, заполненную сорбентом, например силикагелем, фильтруют раствор, компоненты которого сорбируются в виде слоев (адсорбционный метод). Если колонка заполнена химически нейтральными носителями (тем же силикагелем, оксидом алюминия и т. д.), пропитанным специально подобранным химически активным сорбентом (осадителем), то при фильтрации раствора компоненты последнего образуют с осадителем труднорастворимые осадки, концентрирующиеся в виде слоев (осадочный метод). Выпавшие соли последовательно вымывают специальными растворителями.

В ходе экспериментального изучения процесса образования слоев сорбированного осадка нами были внесены следующие изменения в отмеченные выше методы.

1. В качестве химически нейтрального носителя, помимо силикагеля и других коллоидов, употреблялись речной песок, глины, песчаники, сланцы, изверженные горные породы. Была применена также вода.

2. Для усиления сорбционных свойств горных пород при работе адсорбционным методом была применена предварительная пропитка

их поверхностно активными веществами — органическими соединениями, химически нейтральными по отношению к сорбируемой соли.

3. Динамическая обстановка создавалась не фильтрацией, а диффузией. Это позволяло изучать развитие процесса не на длинных вертикальных колонках, которые употребляются в обычной хроматографии, а в горизонтальных призматических камерах, моделирующих некоторый объем горной породы. Так как течение процесса при этом было медленным (эксперимент продолжается в разных средах от нескольких дней до нескольких месяцев), это позволило хорошо изучить его последовательные стадии и физическую обстановку, возникающую в экспериментальной камере. Замкнутый характер всей системы (из нее ничего не удалялось) позволял изучать баланс вещества химическим путем.

В качестве осадителей и хроматографических растворов были подобраны реагенты, которые давали наиболее четкие результаты при комнатной температуре, что позволяло делать эксперимент очень простым по технике исполнения и вместе с тем легко наблюдаемым и фиксируемым фото- и кино-способами благодаря применению прозрачных сосудов. Основное звено прибора — центральный сосуд, заполняемый носителем, или же призма горной породы. Диффузия происходит из соседних сосудов, залитых растворами, которые отделяются от центрального, если он был выполнен жидкими или сыпучими средами — пористыми перегородками. Призма горной породы ничем не отделяется от этих сосудов. Все детали изолируются от внешней среды водонепроницаемыми замазками.

Эти процессы были промоделированы для трех геологических условий.

1. В породу, предварительно пропитанную раствором первого реагента, соответствующую минерализованной вадозовой воде или первой генерации гидротерм, имеющей состав, отличный от последующих генераций, поступает раствор второго реагента. В модели роль трещин, по которым поступают растворы, исполняют длинные боковые камеры, последовательно заливаемые сначала одним раствором, пропитывающим в течение определенного времени породу (рабочая камера), а затем другим раствором («последовательная диффузия реагентов»).

2. В породу одновременно поступают из разных мест реагирующие между собой растворы. Двигаясь по разным — параллельным или пересекающимся трещинам или по трещинам и слоям такие растворы встречаются между собой внутри породы. Они могут рассматриваться как прототипы растворов, поступающих из генетически разных источников, или формирующихся вследствие пространственной геохимической дифференциации единого исходного раствора в ходе его фильтрации. Моделирующая установка та же, но разные камеры-«трещины» заливаются разными растворами («встречная диффузия реагентов»).

3. В породу, содержащую органические соединения типа поверхностноактивных веществ, например, привносимых околонефтяными водами или сохраняющихся от разрушенных нефтегазовых скоплений, поступают по трещинам рудообразующие гидротермы, вытесняющие другие растворы. Моделирующая установка та же, но порода предварительно пропитывается поверхностноактивным веществом, а затем в камеры заливаются концентрированные солевые растворы («диффузия раствора соли в породу, пропитанную поверхностноактивным веществом»).

Результаты экспериментов показали, что все явления, развивающиеся при последовательной и встречной диффузии реагентов дают аналогичные результаты и характеризуются большим разнообразием форм рудоотложения (роль «руд» играли в основном соли  $PbL_2$  и  $HgL_2$ ). При этом главное значение имеют жильные и вкрапленные

формы, а также различные облаковидные отложения. Реже образуются гнездообразные выделения. Сорбция в условиях содействия со стороны поверхностноактивных веществ ведет к менее выразительным результатам, хотя набор главных форм «рудных» масс тот же. Образуются по преимуществу облаковидные выделения, но развиваются также резко очерченные жилки.

Скорость диффузии реагирующих ионов определяется по времени начала образования первой жилки, в увлажненных рыхлых породах достаточно велика (часы, сутки). В песчаниках и сланцах (для опытов брались различные палеозойские песчаники и сланцы) для получения первых результатов необходимо несколько суток или более недели. В гранитах в тех же условиях опыт требует нескольких месяцев. Путем экстраполяции результата выяснено, что скорость диффузии ионов в граните с природной влажностью (ионы диффундируют по водяным пленкам) составляет в условиях комнатной температуры 1 м за 10—15 лет.

При изучении физики явления главное внимание было сосредоточено на жилообразных формах рудоотложения как типичных и имеющих наиболее четко выраженную геометрию. Выяснено, что жилообразные формы выделения солей в породе (они названы нами «сорбционными жилками») развиваются, с одной стороны, путем уплотнения первично наметившейся полоски сорбционного окрашивания породы в плотную мономинеральную жилку и, с другой стороны, путем разрастания полоски в ширину с последующим ее уплотнением. Непосредственные наблюдения и замедленные киносъемки через прозрачную крышку рабочего сосуда показали, что процесс жилкообразования развивается стадийно. Сначала развивается стадия пленочного окрашивания породы (рис. 1а), затем окрашенная зона начинает смещаться внутри породы («сплывать»), сохраняя при этом резкость границ и оставляя после себя сравнительно чистый носитель — породу (рис. 1б). В заключение происходит фиксация полоски, ее стягивание, образование мономинеральной жилки. Затем начинается усложнение структуры жилки различными ответвлениями и развитие новых полос сорбционного окрашивания и стягивания (рис. 1в). Однако в процессе развития жилок некоторые или большинство промежуточных стадий иногда выпадают, особенно в относительно плотных породах.

При выяснении причин формирования жилок было установлено следующее.

1. Жилки образуются вдоль диффузионных фронтов, перпендикулярно к направлению диффузии. При диффузии из параллельных камер жилки в породе развиваются параллельно этим камерам. Диффузия одновременно в нескольких направлениях ведет к результатам, аналогичным сложению векторов движения. Например, диффузия из двух перпендикулярных камер, ведет к образованию жилки, расположенной по отношению к ним диагонально. Усложнение обстановки диффузии по мере развития жилок ведет к образованию сложных сеток жил, перекрещивающихся друг с другом, в которых можно выделить системы нескольких направлений, подобные системам трещин.

2. Трещины, первично существовавшие в породе или искусственно созданные в ней перед экспериментом, а также слоистость обычно не влияют на заложение жилок непосредственно (рис. 2а). Но они могут оказывать различные отклоняющие воздействия на их ориентацию. Иногда они отклоняют их так, как будто бы жилки были смещены по трещине (рис. 2б). Вместе с тем по некоторым трещинам, границам слоев и т. д. кое-где развиваются ответвления жилок, которые не всегда бывают чужды структурному контролю, что указывает на частичное подчинение последнего диффузии. Особенно это касается вторичных

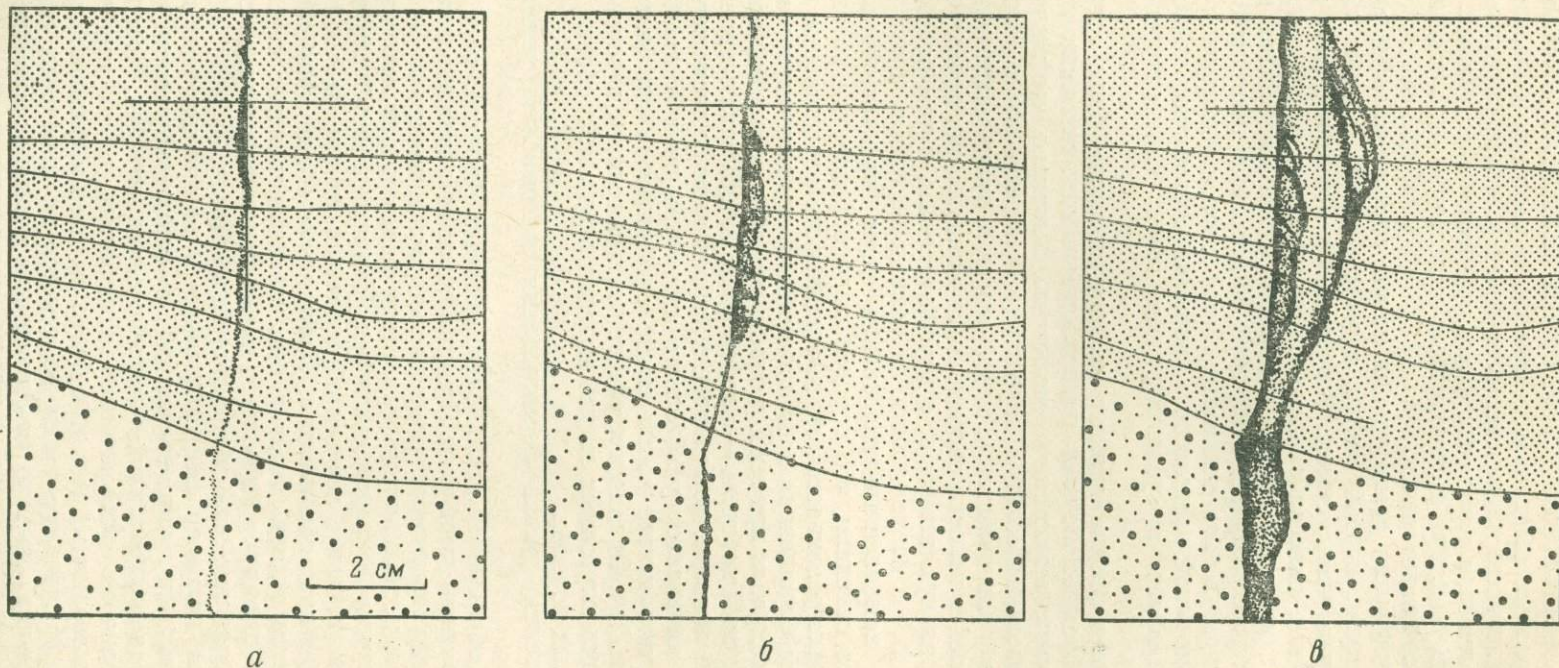


Рис. 1. Стадии развития сорбционных жилок иодной ртути в слоистой песчаной массе при встречной диффузии  $\text{Hg}(\text{NO}_3)_2$  и  $\text{KI}$ . Черный крест поставлен на верхнем стекле прибора в начале опыта. Направление диффузии — поперек к жилкам

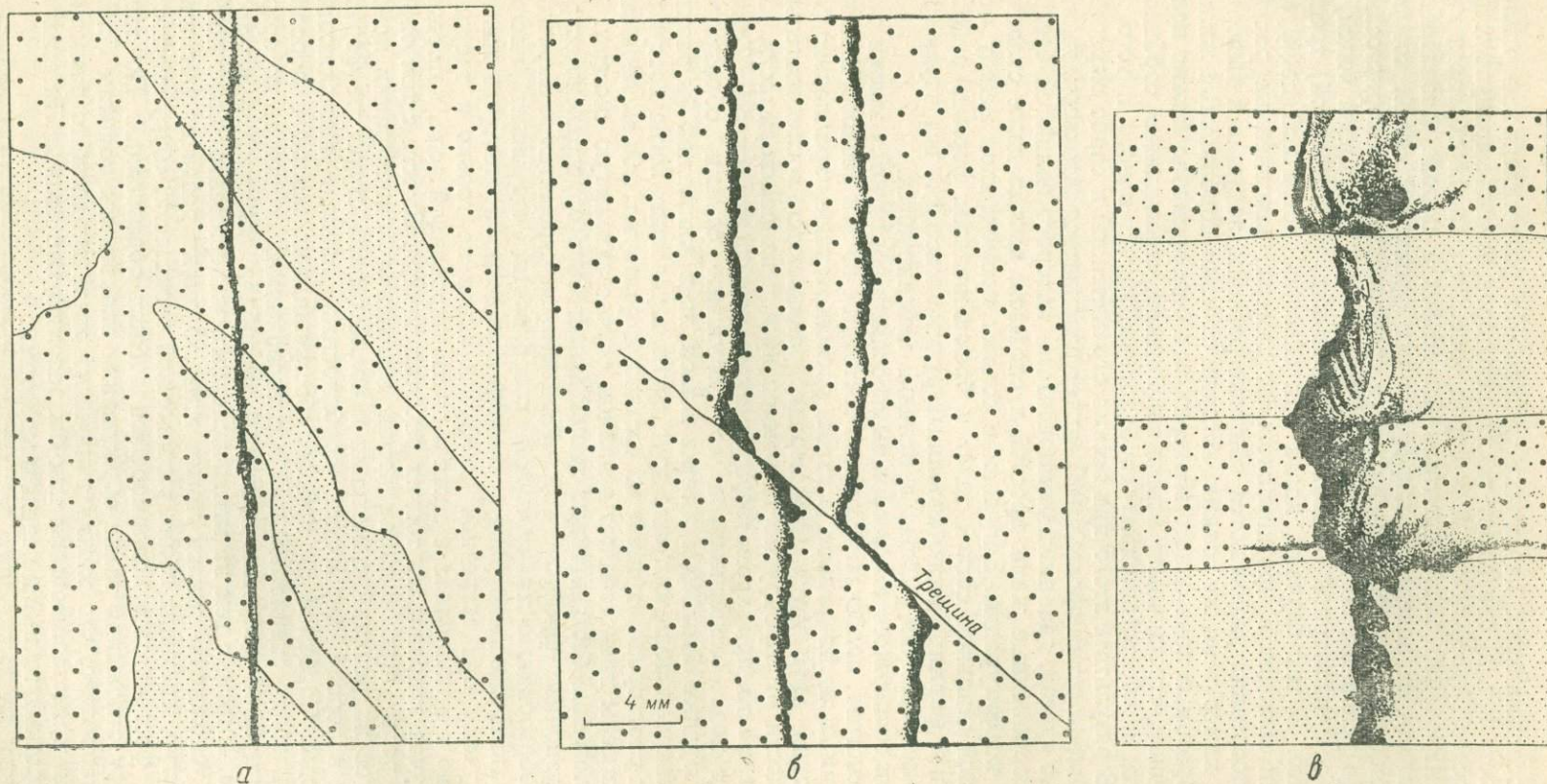


Рис. 2. Влияние литологических границ и трещин на формирование сорбционных жилок при встречной диффузии ионов  
 а — жилка иодистого свинца в слоистом песчанике (пример независимости от слоистой структуры породы); б — то же в песчанике с трещиной; в — сложная жилка иодной ртути в слоистой песчаной массе

жилок, осложняющих первичные жилки. На разветвленность жилок, их мощность и т. д. оказывает также некоторое влияние гранулометрический состав пересекаемых ими пород (рис. 2в). Таким образом, процесс формирования экспериментальных жилок в породе развивается в зависимости от поведения диффузионных фронтов и струй, которые в основном определяются пористостью, в особенности микропористостью, породы (в условиях, когда ее поры и микропоры заполнены водой) и частично ее капиллярной (главным образом микрокапиллярной) трещиноватостью. В тех случаях, когда при сквозной встречной диффузии ионов они выходят в противоположные камеры, заполненные растворами, в последних развиваются обычные реакции, ведущие к выполнению этих камер теми же солями, которые слагают сорбционные жилки. Таким образом, в ходе одного эксперимента одновременно можно получить обычные, «трещинные» жилки заполнения, «трещинные» сорбционные жилки и «бестрещинные» сорбционные жилки одного и того же состава. В результате этого при весьма ограниченной и слабо выраженной трещиноватости породы в ней может развиваться штокверк, иногда достаточно густой, главными компонентами которого являются бестрещинные сорбционные жилы простой и сложной, иногда даже складкообразной конфигурации. Заполнение солями промежутков между первоначальной жильной сеткой ведет к брекчиевидным формам рудоотложения и к формированию сплошных рудных масс, где все первичные структурные различия рудных выделений нивелируются.

3. При экспериментах со сложными солями образуются жилки смешанного состава, полосчатые жилки, состоящие из зон разного состава, и независимые жилки разного состава, расположенные параллельно или пересекающие друг друга. Они нередко развиваются последовательно в зависимости от сорбируемости компонентов и их растворимости, как это имеет место при хроматографическом разделении смесей. Таким образом, в ходе экспериментов со сложными солями образуются не только рудные штокверки и сетки жилок, но и жилки как бы разных стадий минерализации, секущие друг друга, в условиях когда поступление новых растворов или смена их состава отсутствуют, ибо экспериментальные камеры представляют в данном случае замкнутую систему.

4. Заложение бестрещинных жилок может быть обусловлено встречей диффузионных фронтов, которые, двигаясь, стремятся к выравниванию и образованию минимальной поверхности, что ведет иногда к образованию идеально ровных жилок. Это доказано тем, что жилки были получены при встречной диффузии ионов не только в твердых породах, но и в коллоидах и даже в дистиллированной воде, которыми в этом случае заполнялась тонкая рабочая камера. Вместе с тем определенную роль играют динамические изменения концентрации ионов и продуктов их реакций, изменения в коллективной структуре формирующихся в породе первичных сорбционных пленок, вытесняющих пленки воды. Сорбционная природа бестрещинных жилок в породах твердо доказана специальными исследованиями, в ходе которых, в частности, были получены изотермы адсорбции для этих жилок-хроматограмм. Вместе с тем на многочисленных экспериментах было показано, что усложнение жилок может идти по линии развития ритмических структур, имеющих облик ритмической слоистости, «бурундучных» текстур и фестончатых колломорфноподобных образований. По типу и характеру отложения такие образования аналогичны кольцам Лизеганга. Установлено, что между типичными жилками-хроматограммами и жилками, представляющими как бы разомкнутые кольца Лизеганга, имеются промежуточные и переходные формы.

5. Одним из важнейших результатов исследования условий образования сорбционных жилок является открытие с помощью вмонтиро-

ванных в породе электродов, эффекта дифференциации электрического потенциала в области развития сорбционных жилок при встречной и последовательной диффузии ионов. Установлено, что место заложения сорбционной жилки совпадает в этих условиях с местом возникновения скачка электрического потенциала (рис. 3а). При этом обычно жилка развивается на крутом склоне кривой, а не в ее максимуме. Замечено, что дальнейшее развитие и усложнение сорбционных жилок сопровождается иззубриванием кривой электропотенциала. При этом потенциал

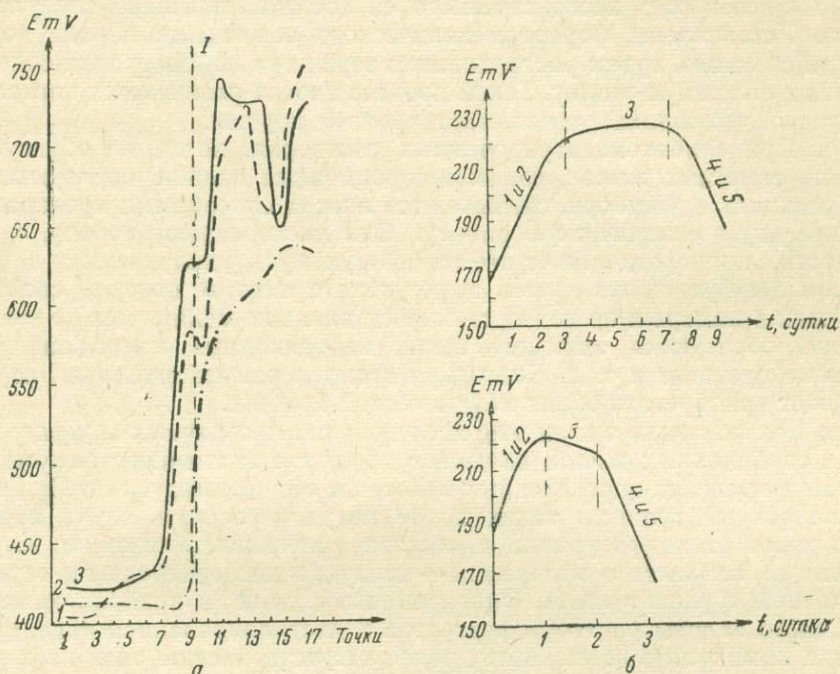


Рис. 3.

а — изменение электрического потенциала в профиле, поперечном к сорбционной жилке иодистого свинца в песке. I — положение оси жилки; точки — вмонтированные в песок через крышу прибора свинцовые электроды. 1, 2, 3 — соответственно через 1, 5, 7 суток. б — изменения электрического потенциала во времени, характеризующие стадии образования сорбционной жилки иодистого свинца в песке при встречной (вверху) и последовательной (внизу) диффузии реагентов. Стадии: 1, 2 — пленочного окрашивания и миграции зоны; 3 — фиксации и стягивания, 4—5 — образования мономинеральной жилки

существует до тех пор, пока не образуется устойчивое состояние — фиксированный результат. После этого электрический потенциал выравнивается. Изменения потенциала во времени характеризуют阶段性 процесса (рис. 3б). Знаменательно, что при образовании сорбционных жилок в ходе диффузии солевых растворов в породе, предварительно пропитанную поверхностноактивным веществом, отчетливого скачка электропотенциала не возникает. Это указывает на отличие физических особенностей процесса образования жилок-хроматограмм при собственно сорбционном методе и при осадочно-хроматографическом методе, при котором жилки генетически более близки к кольцам Лизеганга. Причины дифференциации электрического потенциала и его скачков еще точно не выяснены. Возможно, что это связано с особыми формами дифференциации в пространстве и времени концентрации вещества и развитием двойных электрических слоев. Во всяком случае можно считать вполне вероятным вывод о том, что заложение и развитие жилок-хроматограмм (а также сорбционных гнезд) в условиях развития химических реакций между компонентами растворов в присут-

ствии внутренней поверхности породы тесно связано с дифференциацией электрического потенциала, вызванной пространственновременным развитием данного процесса.

б. В отличие от типичных хроматограмм, труднорастворимые соли которых оседают на носителе и затем могут быть смыты с него растворителем, сорбционные жилки, образующиеся при наших экспериментах, в конечном счете приобретают мономинеральный состав. При изучении вопроса о том, куда девается при этом материал породы, место которого занимает соль несвойственного ей состава, выяснено следующее.

а. Установлены формы механического замещения породы отлагающейся солью, путем расталкивания зерен при концентрации солевых пленок в сплошную жилку. Такой процесс иногда развивается настолько энергично, что жилка раскалывает образец породы.

б. При слабоконцентрированных растворах, когда не образуется хорошо заметных жилок, солевые сорбционные пленки, образующиеся при реакциях в растворе, оказываются иногда способными производить значительную механическую работу. Они диспергируют породу, в особенности сланцы, отделяя от нее тончайшую мусть, удаляющуюся в дальнейшем диффузионным путем, в результате чего в породе, спокойно лежащей в камере и не подвергающейся никаким механическим воздействиям, образуются зияющие щели, неправильные макроскопически видимые пустотки и т. д. Благодаря этому первично сплошная порода начинает приобретать облик механической брекчии.

в. Как показали оптические исследования прозрачных шлифов, развитие сорбционных жилок включает процесс постепенного замутнения породы в пределах определенных полос, где они формируются. При этом резкие ровные границы таких полос могут пересекать зерна породы независимо от конфигурации и состава последних. Указанная «мусть» состоит из землистого материала — продукта диспергирования зерен и тончайшей «рудной» пыли. Одновременно с этим в крайних камерах, куда были залиты растворы реагентов в дистиллированной воде, появляются химические компоненты, ранее отсутствовавшие там, но характерные для породы (Ca, Mg, Al, Fe, Na и др.). Поскольку сорбционные пленки обладают свойством «ползания» и способны производить сильное расклинивающее действие, можно предполагать, что это имеет место и здесь. Ион реагентов, проникая по сложной системе тончайших капилляров через пленку к поверхности горной породы («внутренняя диффузия»), вступает здесь на границах пленки с породой в реакцию, одновременно сорбируясь. Пленка соли расползается по микрокапиллярам, производя расклинивающее действие и локально диспергируя породу до такого ультрадисперсного состояния, в котором ее материал становится способным к диффузии и растворению. Вероятно, этот процесс развивается с участием ионо-обменной сорбции. В результате материал породы удаляется, а его место занимает сорбированная соль. Наблюдения за просвечивающими структурами породы в зоне формирования жилки показывают, что, как и при обычных процессах метасоматоза, замещение здесь совершается объем на объем, но с некоторым участием межзернового расталкивания. Явления замещения такого рода, протекающие при участии сорбционных процессов и при ведущей роли химических реакций между компонентами раствора, нами предложено называть **сорбционным замещением** в отличие от обычного **химического замещения**, развивающегося при химических реакциях между раствором и породой. Сорбционное замещение не исключает химического замещения, которое может происходить одновременно, если растворы химически активны по отношению к породе. Например, в наших экспериментах при использовании в качестве рабочей среды известняков сорбционные жилки более или менее получались только при относительно низ-

ких концентрациях растворов (ниже 1%), тогда как при более высоких их концентрациях процесс сопровождался активным развитием химических реакций с растворением известняков. По-видимому, химическое и сорбционное замещение могут развиваться в разных соотношениях друг с другом, дополняя друг друга и, возможно, составляя две стороны единого процесса — метасоматоза.

7. Как уже отмечалось, основная масса экспериментов по сорбционному замещению и жиллообразованию, проводилась нами при атмосферном давлении и комнатной температуре. Эксперименты велись также и при температуре, близкой к кипению воды. В соответствии с многочисленными данными по осадочной хроматографии с повышением температуры происходит расширение хроматографических полос и уменьшение резкости их границ. Это объясняется увеличением растворимости осадка и уменьшением адсорбируемости его с ростом температуры, вызывающем также повышение коэффициента диффузии согласно закону Фика. Однако, как показали исследования в водных растворах, проведенные К. В. Чмутовым и др. (1962), с повышением температуры сорбция сначала ухудшается, а затем вновь улучшается. При температурах 170—200°С было получено резкое обострение фронта хроматограмм, что является, в частности, следствием активированности диффузии внутрь носителя через пленку соли. Это позволяет производить хроматографирование при высоких температурах и сравнительно больших скоростях фильтрации растворов. К сожалению, вопрос о том, как протекают сорбционные процессы в водных растворах при температурах критической точки воды и выше еще не исследован. Вместе с тем установлено, что адсорбция на твердом поглотителе увеличивается с увеличением давления (в частности, газового) и может при высоких давлениях протекать даже при весьма высоких температурах, близких к температуре силикатного расплава (Чмутов, 1962). Следует ожидать, что при определенных условиях сорбционное жиллообразование и сорбционное замещение вообще могут протекать не только при температурах, свойственных обычным гидротермальным процессам, но и при температурах, свойственных «водным магмам» со всеми вытекающими отсюда аналогиями. Вполне вероятно, что подобно законам зарождения и роста кристаллов и законам химического замещения основные законы сорбционного замещения и жиллообразования, изученные при низких температурах, могут оказаться во многом сходными с законами развития тех же процессов при сравнительно высоких температурах.

Мы моделировали сорбционные процессы главным образом на реакциях, дающих наиболее четкие хроматограммы из нерастворимых солей, не свойственных геологическим рудам:  $HgI_2$ ,  $PbI_2$  и др. Но нами были получены также жилки из солей геологического типа: кальцита ( $CaCO_3$ ), киновари ( $HgS$ ), сидерита ( $FeCO_3$ ), барита ( $BaSO_4$ ), лимонита ( $Fe(OH)_3$ ), англезита ( $PbSO_4$ ), церуссита ( $PbCO_3$ ) и др.

Сравнивая полученные экспериментальные результаты с природными геологическими объектами, мы пришли к выводу, что они могут быть применены для объяснения многих экзогенных и эндогенных явлений. Они могут найти применение для объяснения образования некоторых элювиальных и осадочных брекчий и псевдобрекчий, некоторых структурных диагенетических изменений осадков. В частности, образование удивительных тонко- и ритмическислоистых структур джеспилитов может явиться следствием вторичного хроматографического перераспределения материала в первичных слоистых кремнисто-железистых илах. Следует попытаться подтвердить это экспериментально. Многие структурные особенности зон окисления рудных месторождений, в частности штокверка лимонитовых и других жилков, некоторые брекчии

железных шляп могут быть объяснены с помощью сорбционного замещения и сорбционного жило- и брекчиеобразования.

Среди эндогенных процессов такие явления, по-видимому, могут иметь место при образовании полосчатых и пятнистых структур некоторых метасоматических пород, а также вторичных, метасоматических пегматитов и аплитов, и особенно при многих процессах гидротермального рудообразования. Следует подчеркнуть, что в наших экспериментах мы получили модели почти всех разновидностей текстур руд, включая друзовые, брекчиевидные, полосчатые, бурундучно-ритмические, колломорфноподобные и т. д. Это означает, что такие текстуры могут образоваться не только известными способами, но и данным способом. В частности, брекчиевидные текстуры сорбционного типа могут развиваться как на базе первично однородных пород, так и на базе гетерогенных пород — конгломератов, истинных тектонических и взрывных брекчий, обычных метасоматических псевдобрекчий, развитых по истинным брекчиям и т. д. Возможно, что целые рудные тела могут развиваться путем сорбционного замещения с образованием вкрапленных, крупнопятнистых, полосчатых и массивных рудных масс, а также постепенным разрастанием и уплотнением зон облаковидного, пятнистого и прожилкового сорбционного замещения. Особенно большие возможности в этом отношении имеются для формирования вкрапленных руд типа медистых песчаников или сложных штокверковых рудных тел. Как было показано выше, даже при сравнительно слабо выраженной трещинной тектонике и малом развитии обычных трещинных жил в промежутках между ними может формироваться густой штокверк сорбционных жил того же состава и строения. Сорбционное замещение позволяет объяснить такие странности в метасоматических процессах, как например, замещение метасоматическим кварцем (или халцедоном) в равной степени самых различных пород и руд со всеми следами постепенно нарастающего замещения.

\* \*

1. Согласно экспериментальным данным, полученным на базе хромографических методов, помимо химического замещения, обусловленного химическими взаимодействиями между раствором и породой, существует сорбционное замещение. Оно обусловлено взаимодействием между компонентами встречающихся или последовательно вытесняющих друг друга растворов разного состава, которые промачивают породу, с непрерывным участием при этом сорбционных процессов, лежащих в основе механизма замещения. Роль сорбентов играют обычные породы, пленки ранее поступивших в них растворов, способных реагировать с позднее поступающими илидвигающимися навстречу растворами, и пленки поверхностноактивных веществ, образовавшиеся до того, как порода была промочена концентрированным соевым раствором.

2. Сорбционное замещение включает ряд процессов: расталкивание зерен растущими и стягивающимися соевыми пленками; «ползание» и расклинивающее действие пленок, способных диспергировать породу до ультрадисперсного растворимого состояния; ионообменные сорбционные процессы, посредством которых материал породы удаляется в раствор, а его место занимает осаждающаяся соль; вытеснение одними сорбированными солями других. Замещенное таким образом вещество породы удаляется по водным пленкам диффузионным путем или уходит вместе с фильтрующимися растворами. Подобно химическому замещению сорбированное замещение происходит объем на объем, иногда сопровождаясь так же расталкиванием зерен, что ведет в некоторых случаях к раздвижению породы сорбционными пленками. Когда раст-

воры могут оказывать химическое воздействие на породу, одновременно с сорбционным замещением развивается химическое замещение, которое в определенных условиях может быть превалирующим. Сорбционное и химическое замещение выступают как две стороны единого метасоматического процесса, которые могут играть по отношению друг к другу различную удельную роль, вплоть до развития метасоматоза только одним из этих способов.

3. В хроматографии имеются экспериментальные данные (К. В. Чмутов и др.) по исследованию сорбции в водных растворах при температурах до 200°С. Установлено, что с повышением температуры сорбционные явления сначала ослабевают, а затем начинают усиливаться. Экспериментально установлено также, что с увеличением давления адсорбция на твердом поглотителе увеличивается и при высоких давлениях может иногда протекать при температурах, близких к температуре силикатного расплава. Это позволяет предполагать, что сорбционное замещение может в определенных условиях иметь место не только при температурах, свойственных гидротермальным процессам, но и при температурах, свойственных «водным магмам», что, однако, еще нуждается в экспериментальной проверке.

4. Сорбционное замещение развивается стадийно. На первой, пленочной стадии, пленки сорбированной соли могут перемещаться и скопления соли могут мигрировать, оставляя за собой чистую породу — химически инертный носитель. На стадии фиксации происходит стягивание пленок и собственно замещение, вплоть до образования мономинеральных тел, которые затем начинают разрастаться, усложняться и сливаться в общую мономинеральную массу, содержащую реликты незамещенной породы. На примере сорбционных жилок установлено, что начальные этапы сорбционного замещения в массе породы сопровождаются появлением дифференцированного поля электропотенциалов, а место заложения скоплений сорбированной соли связано с появлением скачка электропотенциала. После завершения кинетических процессов замещения и установления фиксированного результата электропотенциалы выравниваются. Электропотенциалы появляются только при химических реакциях в растворах с участием сорбции. При сорбировании солей на породах, пропитанных поверхностноактивными веществами, заметной дифференциации электропотенциалов не происходит.

5. В результате сорбционного замещения образуются следующие формы скоплений соли в породе: облаковидные, вкрапленные, жилные, гнездовые, брекчиевидные, ритмические (в том числе колломорфноподобные), полосчатые и др. При наших опытах, в ходе которых поступление материала в породу моделировало диффузионную миграцию из трещин, наиболее характерной формой явилась жилка (идеально прямые, складкообразно-изогнутые, простые, сложные жилки и сетки жилок, обладающих расплывчатыми или резко очерченными контурами). Такие жилки кое-где образуются по тонким капиллярным трещинам, по границам пород, обнаруживают некоторую зависимость от гранулометрического состава отдельных слоев. Но в основном они закладываются и развиваются независимо от состава и структуры породы, вне трещин, хотя и зависят от структуры диффузионных фронтов, их встреч между собой, структуры фильтрующихся потоков, плотностей распределения ионов, структуры электрического поля и т. д. В своей основе такое жилообразование является безтрещинным. При этом в слаботрещиноватой породе, с фильтрацией растворов по трещинам, могут одновременно развиваться одинаковые по составу трещинные жилки выполнения, трещинные сорбционные прожилки и безтрещинные сорбционные жилы, одного с ними структурного плана.

В результате вместо нескольких трещинных жил образуется густой штокверк.

6. В экспериментах были моделированы условия, встречающиеся в природе: последовательная диффузия или фильтрация реагентов в породе, пропитанную сначала одним раствором, затем другим; встречная фильтрация и диффузия реагентов в породе; фильтрация и диффузия солевого раствора в породе, предварительно пропитанную поверхностноактивным веществом. При этом были моделированы многие структуры, характерные для естественных рудных месторождений и многие типы текстур руд. Это расширяет теоретические и экспериментальные возможности теории рудообразования, общей теории метасоматоза, метаморфизма, диагенеза осадков и развития коры выветривания.

G. L. POSPELOV, P. I. KAUSHANSKAJA

### FISSURE-FREE ORE VEIN AND STOCKWORK FORMATION IN SORPTION SUBSTITUTION

(Summary)

1. According to the experimental data obtained on the basis of chromatographic methods there is sorptive replacement apart from chemical replacement caused by chemical interactions between solution and rock. The sorptive replacement is caused by an interaction between the components of differently composed solutions that meet or successively displace each other, wet the rock thoroughly and the sorptive processes lying in the base of the replacement mechanism necessarily take part in the wetting.

The common rocks, the films of the solution that come to these rocks earlier and react with the solutions that come to meet them or with the ones coming later from the same direction and the films of surface-active substances formed before the rock was wetted by a concentrated salt solution—play the role of «sorbents».

2. A sorptive replacement includes a number of processes:

a) A pushing the grains apart by the growing and tightening salt films.

b) A «creeping» and splitting action of films capable of dispersing the rock to the ultra-dispersion soluble state.

c) Ionо —exchangive sorption processes by means of which the rock material is removed into the solution, and the precipitating salt takes its place.

d) Expulsion of the sorbed salts by other salts. The rock substance replaced in that way is removed along the water films by dint of diffusion or moves away together with the filter solutions. The sorptive replacement like the chemical one takes place in equal volumes and is sometimes followed by pushing the grain apart as well which in some cases results in pushing the rock apart by sorption films. When the solution can influence chemically the rock the chemical replacement which in definite conditions may be prevalent is developing simultaneously with the sorption replacement.

The sorptive and chemical replacement are the two sides of the one metasomatic process and can play to each other a different specific role up to the development of metasomatism by only one of these ways.

3. There are experimental data in chromatography (K. V. Tshmutov et al) on investigation of sorption in water solutions at the temperatures of up to 200° C.

The sorption phenomena are found first to grow weak and then to become stronger as the temperature rises. It is also experimentally ascertained that absorption on the hard absorber increases and under high pressure may sometimes proceed at the temperatures amounting to that of silicate fusion. It allows to suggest that the sorption replacement may under certain conditions occur not only at the temperatures peculiar to hydrothermal processes but also at the temperatures peculiar to «water magmas» but this supposition is, however, to be tested experimentally.

4. The sorption replacement develops in stages. At the first stage the films of the sorptive salt can shift and the salt accumulations may migrate leaving behind a pure rock which is a chemically inert carrier. At the stage of fixation the films gather and the replacement proper takes place up to the formation of the monomineral bodies which then complicate and merge into one monomineral mass containing the relicts of the non—replaced rock.

On the sorption veinlets example it is found that the initial stages of the sorptive replacement in the rock mass are accompanied by the appearance of a differentive field of electropotentials, the location of the sorptive salt accumulations being connected with the appearance of electropotential jump.

The electropotentials are balanced after the kinetic processes of substitutions have been completed and a fixed result has been established. The electropotentials appear only when chemical reactions in solution are accompanied by sorption. No noticeable differentiation of electropotentials occur when salts are sorbed on the rocks impregnated by surface—active substances. As a result of the sorptive replacement the following forms of salt accumulations in the rock are found: cloudlike, impregnated, veined, bunch—like, brecciated, rhythmic, colloform among them, ribboned etc. In our experiments in the course of which the accumulation of the material in the rock imitated the diffusive migration from fractures, veinlets were the most characteristic forms (perfectly straight, fold—curved, simple, complex veinlets and nets of veinlets with diffusive or sharply outlined contours). Such veinlets are in some places formed along thin capillary fractures, rock boundaries and show some dependence on granulometric composition of various layers. But on the whole they initiate and develop independently of the composition and structure of the rock outside the fissures, though they clearly depend on the structure of diffusive fronts, on the mutual meeting of these, on the structure of the filtering streams, on the density of ions, distribution, on the structure of electric field etc.

Such veinlet formation is unfissured in its basis.

For all this in poorly fissured rocks where filtration of solutions along the fissures occurs in veinlets of the same composition filling the fissures may develop simultaneously with the fissured sorptive veinlets and the fissureless sorptive veinlets of the same sorptive character. As a result a dense rock stockwerk develop instead of a few fissured veins.

6. The following nature conditions were modelled during the experiments:

- a) the successive diffusion or filtration of reagents in the rock impregnated first with one solution and then with the other;
- b) the meeting filtration and diffusion of reagents in the rock;
- c) the filtration and diffusion of a salt solution in the rock preliminarily soaked with the surface—active substance. In spite of all this many structures characteristic of natural rock deposits and many types of rock—textures being imitated. All this broadens the theoretical and experimental resources of the ore formation theory, the general theory of metasomatism, metamorphism of sediments diagenesis and the development of the weathering crust.

#### ЛИТЕРАТУРА

Поспелов Г. Л., Каушанская П. И., Лапин С. С. Об образовании жилоподобных и брекчиевидных форм минерализации вне трещин. «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.

Поспелов Г. Л., Каушанская П. И., Саратовкин Д. Д. Образование кристаллов и кристаллических жилок-стенок в жидких и твердых средах при встречной диффузии реагентов. Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, № 4, 1961.

Поспелов Г. Л., Каушанская П. И. Стадии развития и типы безтрещинного жилообразования. «Геология и геофизика», 1962, № 9.

Поспелов Г. Л., Каушанская П. И. Моделирование рудных жил в условиях встречной диффузии реагентов с образованием осадков типа хроматограмм и ритмических отложений. «Коллоид. ж.», 1963, № 2.

Чматов К. В. Хроматография. Изд. АН СССР, 1962.

ВУЛКАНОГЕННОЕ  
И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЕ  
РУДООБРАЗОВАНИЕ

В. И. С МИРНОВ

**СООТНОШЕНИЕ ЭНДОГЕННОГО И ЭКЗОГЕННОГО  
РУДООБРАЗОВАНИЯ В СУБМАРИННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ  
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСАХ**

Среди осадочно-вулканогенных рудных месторождений, встречающихся в общем достаточно редко, отмечаются залежи пиритных, медных и медно-цинковых колчеданных руд. К ним относятся залежи Эльбингероде—Мегген (Г. Борхерт, Borcher, 1957), а также, возможно, Раммельсберг (Г. Шнейдерхен, Schneiderhöhn, 1955) в ФРГ, Эргани—Маден в Турции (Борхерт, 1957), залежи типа «васкис» Леккена, Рёроса и Сулительмы в Норвегии (Х. Офтедаль, Oftedal, 1958; В. Мармо, Marmo, 1958; Ханс-Петер, Hans-Peter, 1961 и др.), Рио Тинто, Терсис и Ла Зарза в районе Гуелва в Испании (А. Кинкел, Kinkel, 1962; В. Дэвид, David, 1962), Санбагаво в Японии (Д. Масатами, Masatami, 1961). Были высказаны предположения о возможном осадочно-вулканогенном происхождении некоторых медно-цинковых колчеданных месторождений Северного Кавказа (Смирнов и Гончарова, 1960; Скрипченко, 1964); близкие взгляды высказывались по поводу образования месторождений Гай на Урале (Скрипиль, 1961) в СССР. Вероятно, месторождения такого генезиса находятся и в других провинциях распространения колчеданных руд.

**Общая характеристика**

Часть этих месторождений связана с раннегеосинклинальными черными сланцами, другая часть тесно ассоциируется с вулканогенно-осадочными породами.

Наиболее характерные особенности последней группы месторождений, как известно, следующие:

1) они приурочены исключительно к субмаринным вулканогенно-осадочным комплексам пород ранней стадии геосинклинальных циклов развития;

2) они локализируются вместе с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами в тектонических трогах эвгеосинклиналей;

3) они ассоциируются со спилито-кератофировыми вулканическими комплексами, обычно размещаясь близ центров излияния лав, приобретающих альбитофировый состав, и субвулканических тел кварцевых альбитофиров;

4) они имеют пластообразую форму рудных тел, обладающих резкими контактами и залегающих строго согласно с вмещающими породами;

5) степень метаморфизма руды соответствует уровню метаморфизма вмещающих пород;

6) в пределах рудных тел отсутствуют дорудные дайки изверженных пород.

Все эти месторождения рассматриваются как продукты восходящих минерализованных газогидротермальных потоков, генерированных глубинными вулканическими очагами. Часть рудного вещества этих потоков при этом могла отлагаться на путях их подъема, формируя субвулканические гидротермальные месторождения, а другая часть достигала поверхности моря и выпадала на его дне с образованием осадочно-вулканогенных рудных тел. Такие залежи могли возникать одновременно на разных уровнях колонны вулканогенных субмаринных пород от ее поверхности до глубины в 1000 м и более и быть очень сходными по геологическому положению, строению и составу. Субвул-

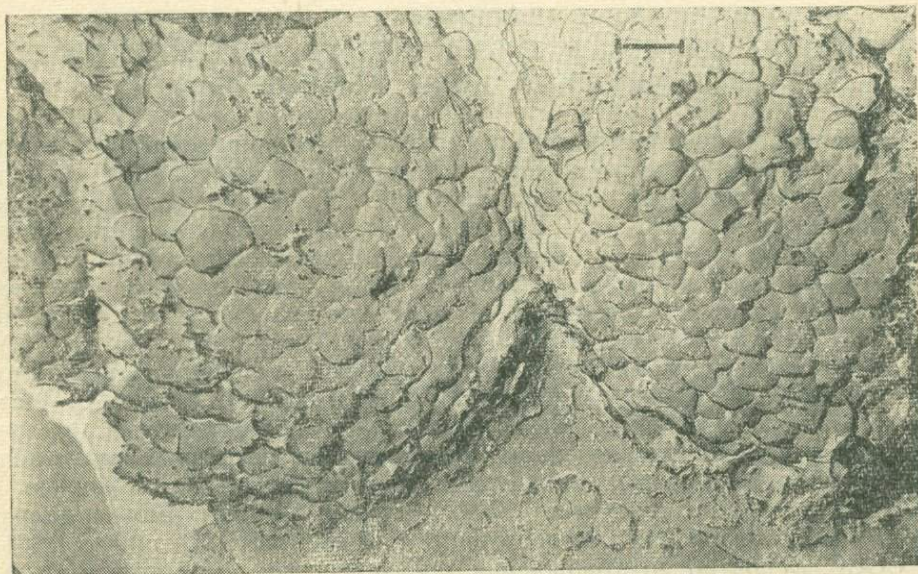


Рис. 1. Характер выделений микроглобулярных скоплений пирита в колчеданных рудах Северного Кавказа. Фото под электронным микроскопом с целлюлозно-угольной репликой Г. С. Грицаенко из материалов Ю. С. Бородаева

канические и осадочно-вулканогенные месторождения могут отличаться друг от друга по следующим признакам (Смирнов, 1960):

1) субвулканические гидротермальные тела не обладают столь четкой пластовой формой и стратиграфически выдержанным положением, которые свойственны осадочно-вулканогенным залежам; их морфология нередко подчиняется разломам;

2) осадочно-вулканогенные пластовые залежи колчеданных руд в отличие от субвулканических гидротермальных обычно тесно ассоциируются с прослоями радиоляриевых сургучно-красных кремнисто-гематитовых пород, находящихся со стороны пород всячего бока и, особенно, на участках выклинивания колчеданных пластов;

3) осадочно-вулканогенные рудные тела обладают простым минеральным составом, отложившимся в одну стадию; при этом нередко со стороны одного бока сосредотачивается пирит, образуя серноколчеданную зону, а с другой — халькопирит, формирующий медноколчеданную зону, постепенно сменяющие друг друга;

4) для осадочно-вулканогенных месторождений отмечается одностороннее окоlorудное изменение боковых пород (синхронное рудообразованию) только со стороны подстилающих рудных тела эффузивов в отличие от субвулканических гидротермальных залежей, обладающих

симметричным двусторонним изменением вмещающих пород как со стороны лежащего, так и со стороны висячего бока;

5) наличие в субвулканических гидротермальных колчеданных телах наряду с преобладающим пиритом, а также халькопиритом, борнитом, сфалеритом, арсенопиритом, энаргитом и другими рудообразующими минералами таких специфических минералов как мельниковит, вюрцит, гипс, алунит, зунит (обнаруживаются при слабом метаморфизме руд);

6) наличие в осадочно-вулканогенных колчеданных рудах мельчайших овальных скоплений пирита, представляющих сферические стяжения шариков этого минерала размером в 0,5—1,5 мк, иногда окристаллизованных в виде деформированных пентагональных выделений (рис. 1); такая окристаллизация возможно обусловлена послерудным метаморфизмом. Эти выделения отвечают точечным стяжениям сульфидов Г. Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1955) и П. Рамдора (Ramdohr, 1955) и рассматриваются ими как остатки жизнедеятельности бактерий, вследствие которой происходило накопление части сульфидных масс на дне моря.

### Эволюция вулканизма и рудообразование

Субмаринные вулканогенно-осадочные толщи пород формируются в течение длительного времени раннего периода геосинклинального развития. При этом происходит отчетливая эволюция состава вулканических пород, в ходе изменения которых колчеданные месторождения возникают в достаточно определенный момент.

Прежде всего, в мощных толщах раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных пород выделяются обособленные комплексы, отвечающие крупным циклам вулканической активности. Так, например, на Северном Кавказе выделяется три вулканогенных комплекса, содержащих колчеданное оруденение: 1) нижнего палеозоя мощностью 3600 м, 2) нижнего и среднего девона мощностью свыше 2000 м, 3) нижнего карбона мощностью до 1500 м.

В пределах каждого комплекса намечается эволюция состава вулканических пород от более основных к кислым. Нижнепалеозойский порфириновый комплекс Северного Кавказа сильно метаморфизован. Однако и в нем фиксируется смена основных продуктов вулканизма кислыми к верхам разреза. Комплекс вулканогенных пород нижнего — среднего девона сложен диабазами и диабазовыми порфиритами в нижних горизонтах, сменяющихся кверху через зону переслаивания кварцевыми альбитофирами, увенчанными туфами. Среди отложений нижнекаменноугольного комплекса выделяются плагиоклазовые порфириты первой стадии, перекрытые плагиоклазовыми порфиритами и их пирокластами второй стадии, в свою очередь перекрытыми диабазами и диабазовыми порфиритами с пирокластами третьей стадии, увенчанными кварцевыми альбитофирами, покоящимися под туфами. Таким образом, в каждой колонне вулканогенных пород можно снизу вверх в схеме выделить четыре ее части: 1) лавы и туфы основного состава, 2) лавы и туфы среднего (переходного) состава, 3) лавы кислого состава, 4) туфы кислого и смешанного состава.

Вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения встречаются исключительно в основании туфов, перекрывающих лавы, а наиболее значительные среди них располагаются в основании верхней пачки туфов, залегающих на кислых лавах, венчающих колонну вулканических пород каждого комплекса. Примером их может служить главная залежь месторождения Уруп, располагающаяся на кварцевых альбитофирах среди туфов среднего состава (рис. 2). Эти данные свидетель-

ствуют о двух обстоятельствах. Во-первых, о том, что наиболее интенсивное колчеданное рудообразование происходит в конце эволюции вулканизма после формирования наиболее кислых лав, сменяющих основные и средние эффузивы. Во-вторых, о том, что рудообразование приурочено к периоду прекращения излияния лав, кратковременные пароксизмы которого сменяются более длительным временем поствулканической, в том числе газогидротермальной, деятельности. И то и другое обстоятельство соответствуют наблюдениям за современным вулканизмом и поствулканическими газогидротермальными процессами

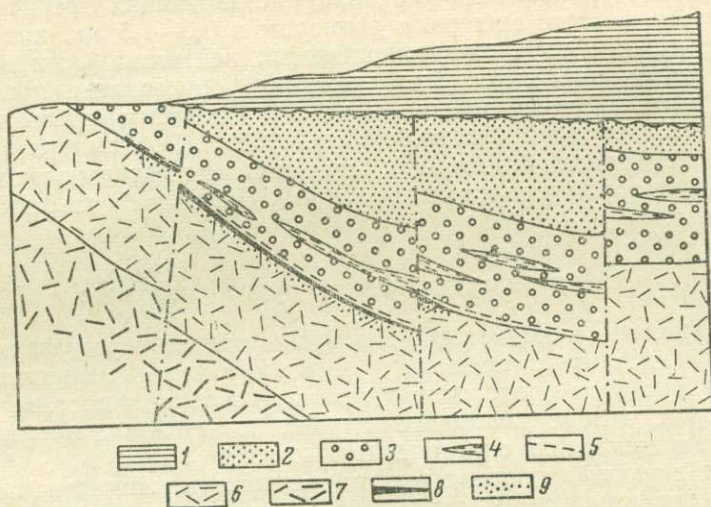


Рис. 2. Схематический геологический разрез Урупского месторождения (главная залежь)

1 — песчаники и сланцы нижней юры, 2 — туфы кислого состава; 3 — туфы среднего состава; 4 — прослойки филлитов в туфах; 5 — прослойки яшмовидных кремнистых сланцев в высячах боку рудного тела; 6 — кварцевые альбитофиры; 7 — диабазы и диабазовые порфириды; 8 — пласт массивной руды; 9 — вкрапленная руда лежащего бока

Камчатки и Курильских островов. В этой вулканической области на территории СССР, по данным С. Набоко (1962), гидротермальные явления сопряжены с вулканизмом поздней андезитовой и более кислой стадии дифференциации магмы, обуславливая длительные послевулканические процессы, сменяющие кратковременные этапы излияния лав.

Если последовательные вулканогенные комплексы развиваются на одной территории, то в старшем среди них могут быть месторождения всех комплексов; там где они смещаются в сторону, в них могут находиться только месторождения данного комплекса.

### Положение рудных тел в толще вулканогенных пород

В результате изучения магматических и постмагматических процессов современных вулканических областей (Набоко, 1962) можно считать доказанным, что очаги поствулканических рудообразующих газогидротермальных растворов возникают на глубине свыше километра. Отложение руды из таких восходящих растворов может происходить в трех зонах: 1) в окрепших породах предшествующей стадии вулканической деятельности, 2) в рыхлых неокрепших осадках данной стадии, 3) на дне моря.

В окрепших породах предшествующей стадии вулканизма формируются субвулканические гидротермальные залежи. Они могут возник-

кати среди пород изверженных, обломочных и на их контактах. Примером может служить залежь Скалистая месторождения Уруп, находящаяся среди диабазовых порфиритов, ниже Главного рудного тела на 250 м (рис. 3).

В рыхлых неокрепших слабо диагенизированных донных морских осадках геосинклиналиного ложа могут, по мнению О. Ельснера (Oelsner, 1960), возникнуть своеобразные месторождения, которые он рекомендует называть гидротермально-осадочными. В этом случае рудное вещество в состоянии раздвигать мягкие осадки с образованием «ничего не замещающих» рудных залежей.

Отложение руды на дне моря в достаточно длительный поствулканический период может происходить неоднократно. Свидетельством тому служат залежи, находящиеся на разных уровнях среди туфов, перекрывающих лавовые породы. Например, выше ранее упоминавшейся Главной залежи месторождения Уруп, на расстоянии около 600 м вверх по разрезу, находится залежь Верхняя (см. рис. 3). Образование осадочно-вулканогенных многоэтажных месторождений связано с повторными эксплозиями и выбросами очередных порций туфов, свидетельствующими о том, как это доказано на Камчатке, что в этот поствулканический период магма на глубине особенно обогащена летучими (Набоко, 1962). Такие эксплозии могли разрушать часть ранее сформированных рудных тел, доказательством чему являются куски руды, встречающиеся в обломочных породах всякого бока некоторых колчеданных залежей.

По поводу генезиса таких рудных обломков в туфах надрудных толщ существуют разные взгляды (Бородаевская и др., 1962). Однако те кусочки руды, которые мы наблюдали в туфовых породах кровли Главной залежи Урупа, не оставляют сомнения в их обломочном происхождении. Здесь они встречаются на расстоянии до 65—90 м выше рудного тела, преимущественного среди крупнообломочных туфов. Форма их неправильная, иногда угловатая, чаще округло-вытянутая, как у морской гальки, размеры их колеблются от нескольких миллиметров до 4—6 см по длинной оси. Минеральный состав обломков абсолютно аналогичен руде Урупа. В расположении сульфидных зерен внутри них не обнаруживается никаких признаков концентрической зональности или радиально-лучистого размещения. Наоборот, крупные кристаллы сульфидов срезаются границами обломков. Нахождение таких рудных кусков в обломочно-туфогенном материале пород всякого бока рудного тела можно объяс-

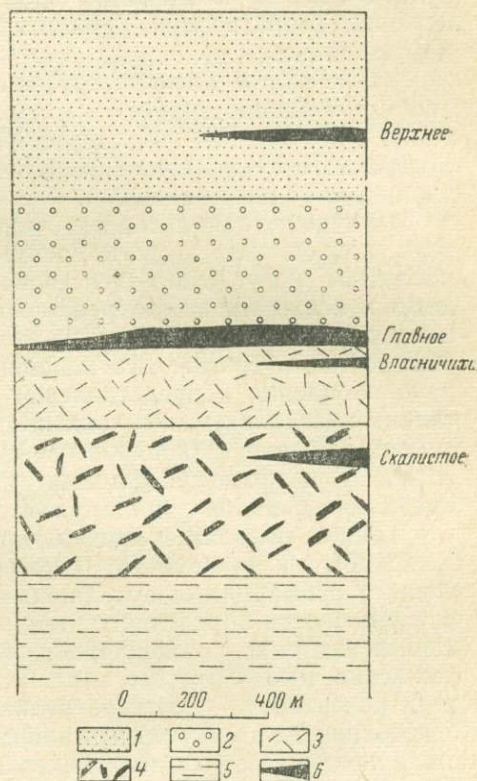


Рис. 3. Расположение рудных тел в колонне вулканогенных пород Урупа (Северный Кавказ)

1 — туфы кислого состава; 2 — туфы среднего состава; 3 — кварцевые альбитофиты; 4 — диабазовые порфириты; 5 — филлиты; 6 — колчеданные залежи

нить только разрушением части рудного тела при последующих вулканических выбросах и накоплении туфогенных пород кровли.

Сопровождающий такого рода поствулканические эксплозивные импульсы гидротермальный метаморфизм может поражать ранее сформированные и залегающие на некоторой глубине рудные залежи. Пострудный гидротермальный метаморфизм отмечается на колчеданных месторождениях Северного Кавказа. Здесь по разломам, пересекающим рудные тела, во вмещающих эффузивах и туфах возникают зоны окварцевания, хлоритизации, серицитизации, карбонатизации, цеолитизации и опалитизации.

Такие наложенные пострудные зоны гидротермальных преобразований могут распространяться и вдоль контактов рудных тел, иногда создавая впечатление гидротермального изменения вмещающих пород, синхронного рудонакоплению. От последних они отличаются развитием вдоль пострудных смещений.

При фильтрации сквозь сульфидные залежи последующих гидротерм, содержащих в своем составе растворимые соединения металлов, последние могут взаимодействовать с ранее отложившимися сульфидами и осадить новую рудную генерацию, формирующую минеральные ассоциации второй и последующих стадий. Такие ассоциации обычно имеют состав, отличающийся от продуктов ранней стадии минералонакопления и представлены сульфидами меди, цинка, иногда свинца. Поскольку их отложение возможно только вследствие взаимодействия с ранее накопленными сульфидами, они могут фиксироваться только в контурах сульфидных рудных тел, обычно не отлагаясь за их пределами и не образуя самостоятельных рудных тел.

Таким образом, взаимоотношения экзогенного (вулканогенно-осадочного) и эндогенного (субвулканически-гидротермального) оруденения в субмаринных вулканогенных комплексах достаточно сложные. Эта сложность определяется тем, что на разных уровнях колонны вулканических пород одновременно могли формироваться сходные месторождения того и другого типа, в глубинных частях метасоматические, а на поверхности — морские вулканогенно-осадочные. Последние после погребения их под туфами и лавами могли испытывать на себе воздействие пострудных газогидротермальных растворов и приобрести черты сходства с первыми.

V. I. SMIRNOV

## CORRELATION OF ENDOGENOUS AND EXOGENOUS ORE FORMATION IN SUBMARINE GEOSYNCLINAL COMPLEXES OF VOLCANIC ORIGIN

(Summary)

Certain features of the origin of volcanic pyrite ore bodies under consideration are exemplified mainly by deposits associated with Paleozoic spilite-keratophyre and porphyrite formations of the North Caucasus in USSR.

The most active ore formation was confined to the end of volcanic evolution, after silicic and intermediate lavas have formed.

In most cases ore formation was restricted to periodical stops in the systematic lavas eruption, which gave way to recurrent ejection of the volcanic rubble alimenting marine sediments. These periodical stops were accompanied by a stable postvolcanic hydrothermal activity.

Subvolcanic hydrothermal deposits were formed, owing their to the ascending gaseous-hydrothermal flows initiated at depths of 1 km and more, and confined to the interior parts of volcanic rock series, while at their surface at the sea — bottom volcanic-sedimentary accumulations were deposited.

Exogenous volcanic-sedimentary deposits, which have been buried beneath lavas and tuffs might alter, due to the continued action of postvolcanic hydrothermal processes, and acquire, then, features proper to endogenous subvolcanic deposits.

## ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений. «Геология рудных месторождений», 1962, № 1.

Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. «Советская геология», № 2, 1962.

Скрипиль В. Н. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. «Геология рудных месторождений», № 1, 1961.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. «Вест. МГУ», 1960, № 2.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 2.

Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях. Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК, 1964.

Borchert H. Die initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. Neus Jahrbuch für Mineralogie, v. 91, N 13, N 1/3, 1957.

David W. Further relations on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto, Spain. Bull. Inst. Min. and Metal., N 633, 1962.

Hans-Peter G. Strukturelle iakttagelser ved noen norske Kisforekomster. Norsk. geol. tidsskr., N 2—4, 1961.

Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism. Econ. Geol. N 7, 1962.

Marmo V. On the theory of exhalative—sedimentary ores. Geol. fören i Stockholm förhagdl., 1958, 80, N 3.

Masatami D. Mining Geology, N 11, 1961.

Oelsner O. Bemerkungen zur Bedeutung von Assimilationvorgängen bei der Intrusion initialer Magmen zur Genese oxydischer Geosynklinalla—gerstätten Report of XXI session JGC, Part XVI—genetik problems of ores, Copenagagen, 1960.

Oftedahl Ch. A theory of exhalative-sedimentary ores. Geol. fören. i Stockholm förhandl., N 1, 1958.

Ramdohr P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin, 1955.

Schneiderhöhn H. Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und zur Wiederholung. Jena, 1955.

С. Н. ИВАНОВ

### ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЧЕДАННОГО ТИПА В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

Рудные месторождения колчеданного типа («Kieslagerstätte» немцев, «pyrite type» англичан) образуют экономически важную самостоятельную генетическую группу. Они характеризуются суммой следующих наиболее существенных признаков: а) согласным залеганием рудных тел среди морских геосинклинальных вулканических и вулканогенно-осадочных отложений; б) сплошными существенно пиритными рудами (часто со сфалеритом, халькопиритом и отчасти другими сульфидами при совершенно незначительном участии нерудных минералов — кварца, барита, реже серицита, хлорита и др.); в) резко выраженной зональностью роста кристаллических зерен пирита, выявляемой травлением и отсутствующей лишь в метаморфизованных рудах; г) парагенетической связью с кварцевыми альбитофирами и д) средне-температурной пропилитизацией (особенно — альбитизацией и хлоритизацией) вмещающих горных пород и отчасти другими признаками.

Наиболее типичными и крупными представителями рассматриваемых образований являются месторождения Урала, Северного Кавказа, Испании, Шаста в США и др. К ним, с одной стороны, примыкают колчеданные месторождения с более резко выраженными признаками эпигенеза, такие как Закавказские, а с другой — сингенеза, крайними представителями которых являются месторождения Раммельсберг и Мегген. В задачу доклада не входит рассмотрение естественных группировок и положения колчеданного типа в общей систематике рудных месторождений. Мы коснулись этого вопроса лишь потому, что многие геологи не выделяют их как самостоятельный тип, причисляя колчеданные месторождения к различным группам жильных месторождений цветных металлов. Лишь в последние годы, сначала в Европе (Cissarz, 1957; Abt, 1958; Borchert, 1960 и др.), а затем в Америке (Stanton, 1960; Miller, 1960; Kinkel, 1962 и др.) появились работы, отражающие специфику колчеданного оруденения и его генетическую связь с геосинклинальным вулканизмом. К сожалению, большинство авторов этих работ незнакомо с исследованиями советских геологов и в какой-то мере повторяет этап, уже пройденный нами.

А. Н. Заварицким (1936) более 25 лет тому назад была высказана идея о связи колчеданных месторождений Урала с геосинклинальным вулканизмом, что приковало внимание исследователей к этому типу месторождений и в других колчеданных районах СССР. За последнее десятилетие особенно далеко продвинулось изучение геологии колчеданных месторождений Урала, Северного Кавказа, Закавказья, Алтая и отчасти других колчеданных районов СССР.

Рудные обломки. В некоторых месторождениях Урала, затем и в других районах в рудовмещающих вулканогенно-обломочных толщах

были обнаружены обломки сплошной колчеданной руды размером 1—20 см и более. Эти рудные обломки встречаются почти исключительно висячем боку колчеданных залежей, иногда в удалении от них до нескольких десятков и даже сотен метров. Сульфидные обломки и вмещающие их горные породы привлекли внимание многих геологов (Смирнов и Гончарова, 1959; Дианова, Кашкай и др., 1959; Бородаевская и др., 1962 и др.). Было выяснено, что агрегаты сульфидов в обломках и в рудных залежах имеют одинаковый состав и строение и, безусловно, общее происхождение. Довольно быстро было также установлено, что в ряде случаев внутреннее строение сульфидных обломков в той или иной мере зависит от их внешних контуров. Следовательно сульфиды либо заместили обломки каких-то других пород, и тогда это уже псевдоморфозы по обломкам, либо были дезинтегрированы в слабо раскристаллизованном состоянии и позже, уже в обломках, подверглись дополнительной раскристаллизации и перегруппировке. Были высказаны также соображения в пользу их более позднего, тектонического происхождения.

Нами детально изучены рудные обломковидные обособления в ряде месторождений Урала и особенно в Сибире, где они распространены исключительно широко и слагают целые горизонты среди вулканических брекчий и туфов, главным образом висячем боку рудных залежей. Рассматриваемые обломочные образования с рудными обособлениями сопровождаются тонкими прослоями туфов, туффитов и красных яшм с остатками радиолярий. Лишь в редких случаях встречаются существенно иные, тектонические брекчии, локализованные в секущих швах и более поздних тектонических зонах. Метасоматическое развитие сульфидов либо только в цементе брекчий, либо только в обломках, или же почти полное или полное замещение брекчий рудой, очень характерное для вулканогенных пород лежащего бока Сибайского месторождения, отмечается и в главном горизонте обломочных вулканогенных зеленокаменных пород его висячего бока.

Среди сульфидных обломковидных обособлений, встречаемых в измененных вулканогенных породах висячего бока рудных залежей, установлены как метасомы сульфидов по обломкам других пород (туфов, в отдельных случаях осадочных пород с остатками фауны), так и настоящие обломки сульфидных руд, в которых кристаллические жилки, колломорфные почки сульфидов и другие текстурные образования срезаются краями обломков.

Во многих случаях такие рудные обломки не сопровождаются вкрапленностью сульфидов в цементе и залегают в нескольких метрах или десятках метров над рудными залежами в ненарушенных последующей тектоникой вулканических брекчиях спилитов и диабазов (Сибай, Левиха) или туфопесчаниках (Учалы) и даже конгломератах (Чирагидзор в Закавказье). При этом вмещающие их вулканогенные породы изменены и состоят из метаморфических минералов: хлорита, пумпеллита, пренита, кварца, иногда альбита, кальцита, реже — других.

Не останавливаясь на многих деталях, касающихся рудных обломков, можно сделать следующий бесспорный вывод: образование колчеданных залежей происходило на небольших глубинах (по-видимому, всегда менее 1 км от морского дна) и связано с формированием субмаринных вулканических пород<sup>1</sup>. Попытки уточнить этот вывод приводят нас пока к трудностям сочетания признаков образования некоторых колчеданных месторождений близ поверхности или на поверхности морского дна с условиями, необходимыми для среднетемпературной пропи-

<sup>1</sup> Этот вывод остается справедливым, если даже попадание обломков руды в вулканические брекчии объяснить перемещениями, связанными с оседанием, образованием кальдер и другими явлениями «вулканической тектоники».

литизации, которая сопровождается оруденением (давление, отвечающее глубине около 1 км; Коржинский, 1962). Устранение этой трудности, видимо, достигается учетом давления столба морской воды и влияния NaCl на понижение необходимого для среднетемпературной пропилитизации давления, установленного пока в наземных условиях.

Связь с вулканическими структурами. Детальное картирование и глубокое структурное бурение в районах развития колчеданного оруденения на Урале показали, что брахиантиклинальные поднятия, с которыми обычно связаны колчеданные месторождения, представляют собой не складки, как предполагалось ранее, а частично разрушенные и разбитые крупными сбросами древние подводные вулканические постройки. Они облекаются более молодыми морскими и вулканогенными осадками, продолжающими временно нарушенную нормальную седиментацию (Иванов, Прокин, Долматов, 1962). Поднятия такого сложного генезиса лучше всего называть «вулканическими брахиантиклиналями», или «ацерволитами».

Древние вулканические постройки Урала иногда сильно удлинены в меридиональном направлении, представляют, видимо, остатки цепей вулканов вдоль локальных разрывов. Обычные размеры построек — от 2 до 20 км и более по простиранию, при ширине от 1 до 5 км и вертикальной мощности 0,4—0,8 км и более. Они сложены измененными контрастно дифференцированными эффузивами, преобладающими над ними их грубыми пирокластами, а также тонкими прослоями диагенезированных морских осадков — яшмами со следами радиолярий, различными туффитами, кремнистыми, углито-глинистыми сланцами и иногда известняками. Среди эффузивов, слагающих древние вулканические постройки, на Южном Урале преобладают диабазы, спилиты, диабазовые порфириды, переслаивающиеся с кварцевыми альбитофирами и продуктами их гидротермального метаморфизма и метасоматоза. На Среднем Урале дифференциация выражена не столь контрастно, и наряду с отмеченными породами нередко пироксеновые и плагиоклазовые андезитовые порфириды. Вулканогенные рудоносные толщи прорваны многочисленными субвулканическими дайками преимущественно основного состава.

Выклинивание рудоносных эффузивных толщ или ясная тенденция к выклиниванию и фациальной смене их осадочными породами по мере удаления от центра их накопления установлена сейчас на Урале в районах восьми колчеданных месторождений. В некоторых из них — Бакр-Узякском, Тубинском, Гайском и других — отмечена тождественность подстилающих рудоносные толщи и перекрывающих их осадочных горных пород (глинистых сланцев, граувакковых песчаников, туффитов и др.). На Султановском месторождении, кроме того, отмечается и одинаковый возраст (средний девон) и комплекс фауны в подстилающих и в покрывающих осадочных образованиях. Во всех случаях вмещающие осадочные толщи своей свежестью отличаются от заключенных в них рудоносных эффузивов и вулканических брекчий.

История формирования рудоносных «вулканических брахиантиклиналей» в вулканогенных зонах Урала сложна: осадконакопление в не очень глубоком море, глубинные разрывы, вулканические извержения с мощным накоплением эксплозионных продуктов, частичное или полное захоронение вулканических построек под морскими осадками, сбросы и нередко складчатость, придавшая этим образованиям их современную форму. К этим главным этапам следует еще добавить отложение красных яшм, сопровождающих завершение вулканизма, интенсивную пропилитизацию вулканических продуктов и оруденение, а также все явления более позднего метаморфизма и тектоники, которые имели место в некоторых районах.

Изучение литературных материалов по другим колчеданным районам мира приводит к убеждению, что рудоносные «вулканические брахиантиклинали» типа уральских имеют широкое распространение и тот же генезис. Связь ленингорских (Алтай) месторождений с древними «вулканокуполами» была описана Г. Н. Шерба (1957). На Северном Кавказе, в Закавказье, в Салаире, в Гуэльве (Испания), Нью-Браунсуике (Канада), в Тасмании, Калифорнии, в Центральной Европе и в ряде других рудных районов имеются ясные признаки приуроченности колчеданных месторождений к остаткам древних подводных построек вулканического происхождения (Иванов, Долматов, Прокин, 1962).

Изменение вмещающих пород. Нигде в мире колчеданные месторождения не залегают в свежих вулканических отложениях. Они неизменно связаны с вулканогенными толщами, претерпевшими глубокие метаморфические и метасоматические изменения, которые всегда были одним из самых надежных поисковых признаков. На Урале было также давно отмечено и использовалось при геологоразведочных работах закономерное расположение колчеданных руд различного состава по отношению к кварцево-серицитовым и другим метасоматическим породам. Обычно наблюдается региональная раскристаллизация вулканического стекла, альбитизация полевых шпатов и развитие эпидота и кварца, в то время как хлоритизация пироксена и образование светлых слюд имеют более локальный характер.

Проведенными нашей лабораторией исследованиями (Нечеухин, 1961; Курицина, 1961 и др.) намечена связь окологрудных изменений, сопровождающих колчеданные залежи, с региональными, которые в вулканогенных толщах Урала достаточно хорошо картируются, позволяя выделять фациальные зоны в сотни метров шириной и в несколько километров, или десятков километров длиной.

На Среднем Урале рудоносная нижнесилурийская свита диабазов, порфириров, альбитофиров и зеленых сланцев характеризуется развитием альбита, хлорита, эпидота, иногда актинолита и нередко кварцево-серицитовых изменений, иногда с пиррофиллитом и каолинитом. На севере Среднего Урала, где колчеданная минерализация ослабевает, также ослабевает и затухает и интенсивная региональная альбитизация полевых шпатов, проявляясь главным образом в районах месторождений. Здесь и в самой южной части Северного Урала нередко встречается в связи с вкрапленным сульфидным оруденением и иная ассоциация метасоматических пород в виде образований типа вторичных кварцитов и кварцево-серицитовых пород с комплексом высокоглиноземистых минералов и иногда с топазом и флюоритом. Распространена также пумпеллитизация и пренитизация эффузивов среднего состава. По-видимому, эти образования возникли несколько раньше, в период активного вулканизма и в более поверхностных условиях, чем отмеченные выше изменения рудоносных толщ.

В самой южной части Среднего Урала в связи с соседством верхнепалеозойских гранитов установлено наложение на фазию сланцев рудоносной свиты более высокотемпературной ступени с темноокрашенной синезеленой роговой обманкой, а также пирротином в колчеданной руде (Ракчеев, 1956). Вулканогенно-осадочные свиты верхнего силура, перекрывающие иногда с несогласием рудоносную толщу, сильно отличаются от нее по характеру и степени метаморфических изменений. В них обычно отсутствует кварцево-серицитовая субформация, альбитизация проявлена гораздо слабее, хотя все же наблюдается, зато распространены пренит и пумпеллит и сохранился ортоклаз.

Еще более интересные результаты получены нами в Баймакском районе на Южном Урале. Здесь рудоносная среднедевонская толща диабазов и спилитов имеет приблизительно тот же парагенезис минера-

лов, что и рудоносная толща на Среднем Урале. К альбиту, хлориту, кварцу, эпидоту, иногда серициту добавляется пренит и пумпеллит. Так же как и в верхнем силуре Среднего Урала слоистая свита, но уже живецкая, перекрывает и фациально сменяет по простиранию и падению рудоносную толщу. Горные породы слоистой свиты характеризуются очень сильным пумпеллит-пренитовым и пумпеллит-пренит-кварцевым перерождением. Еще более молодые, лежащие несогласно на слоистой толще вулканогенные отложения верхнего девона уже не подверглись отмеченному переотложению. Излияния франских порфиритов отмечают начало нового вулканического цикла (Нестоянова, 1961), развивавшегося в иных тектонических условиях и давшего в ходе дифференциации в нижнем карбоне типичные кварцевые порфиры с ортоклазом и магнетитовое оруденение Магнитогорского комплекса. Породы этого комплекса подверглись альбитизации и сопровождающим ее другим изменениям еще в меньшей степени, чем порфиры и диабазы верхнесилурийской свиты Среднего Урала.

Таким образом, установлено, что главный этап зеленокаменных изменений вулканогенных среднедевонских толщ Южного Урала относится к концу среднего девона. Изменения нижнесилурийских эффузивов Среднего Урала в основном также следовали за их накоплением. Эти изменения, по-видимому, не были следствием воздействия газов и горючих сланцев, непосредственно связанных с действующими вулканическими аппаратами. Они отличаются относительно большой равномерностью, не сосредоточены близ вулканических каналов и относятся, скорее всего, к периоду, следующему за накоплением вулканогенных масс, когда последние находились под значительным давлением вышележащих осадков и толщ морской воды. Следовательно, рассмотренные изменения древних вулканических отложений Урала представляют собой типичную среднетемпературную пропилизацию в том определении, которое ей дал Д. С. Коржинский (1953, 1962).

Не менее важен вывод о том, что и колчеданное оруденение на Урале, связанное с широким фронтом метасоматических и метаморфических изменений, произошло в период, очень близкий по времени с накоплением рудовмещающих эффузивов. Обратим поэтому свое внимание на закономерности развития вулканизма Урала.

Развитие вулканизма. В истории Урала, как показали исследования В. М. Сергиевского (1960), И. Д. Соболева (1961) и многих других, было четыре крупных этапа развития магматизма и тектоники: 1) нижнепротерозойский, 2) рифейский, 3) палеозойский, 4) мезозойский.

В нижнепротерозойских отложениях изверженные горные породы встречаются редко и колчеданных рудопроявлений этого возраста неизвестно. Рифейский этап охватывает протерозой и кембрий. В это время на западном склоне современного Урала и в его центральной полосе образовалась древняя геосинклиналь, осложненная складчатостью. Магматические породы среди рифейских осадочных сланцев распространены незначительно. Тем не менее среди них известны спилиты, диабазы и диабазовые порфириты, а в более верхних частях разреза также кварцевые порфиры и интрузивные породы с различным содержанием кремнекислоты. Среди верхнепротерозойских и кембрийских отложений известно два небольших колчеданных месторождения и несколько рудопроявлений. Таким образом, рифейские геосинклинальные осадки, обнаженные в основном на западном склоне Урала, включают сравнительно незначительные массы изверженных продуктивных пород и в соответствии с этим несут лишь слабое колчеданное оруденение.

В палеозойский этап, начиная от ордовика до нижнего карбона включительно, на восточном и отчасти западном склоне современного

Урала и Зауралья происходило образование ряда меридиональных геосинклиналей: Зилаирской, Тагило-Магнитогорской, Восточноуральской и, видимо, Талицко-Верхнетобольской, сопровождаемое местными поднятиями, складчатостью, интенсивным вулканизмом и интрузивной деятельностью преимущественно базальтоидной магмы и ее производных. Мощное колчеданное оруденение совпадает с наибольшей активностью магматических процессов в среднем палеозое, по-видимому, от венлока до живета включительно. Предшествующие излияния основных лав и их производных были несравненно менее продуктивными. Лишь на юге западного склона Урала, в Зилаирском погружении, в нижнем ордовике(?) происходили излияния базальтов и локальные, но достаточно мощные извержения кремнекислых эффузивов, сопровождаемые интенсивной пропилитизацией и крупным колчеданным оруденением (Блявинская группа месторождений). Интересно, что контактово-метасоматическое железорудное и медное оруденение, которое тоже очень ярко проявлено на Урале, максимальное развитие получило примерно в этот же период среднего палеозоя, лишь немного отстав от времени наибольшего колчеданного оруденения.

Интрузивные породы среднего палеозоя Урала — от дунитов, пироксенитов и габбро до тесно связанных с ними плагиогранитов и реже сиенитов — образуют вместе с вмещающими их широко распространенными эффузивами одну петрографическую провинцию, обусловленную внедрением и излиянием в геосинклинальных или близким к ним условиях базальтовой толеитовой магмы, ее дифференциатов и гибридных разновидностей (Соболев, 1961; Сергиевский, 1960; Штейнберг, 1961).

Вулканические формации в разрезе среднего палеозоя образуют в схеме следующий ряд: а) первая недифференцированная (диабазовая); б) диабазо-спилитовая с кремнекислыми дифференциатами, интенсивной альбитизацией и колчеданным оруденением; после ее образования отмечается существенный подъем геосинклинального ложа, и последующие формации образуются в иных геотектонических условиях; в) вторая недифференцированная — порфирировая (андезито-базальтового состава); г) диабазо-порфирировая или диабазо-кварцево-порфирировая, сопровождающаяся контактово-метасоматическим оруденением.

Указанная четырехчленная вулканическая серия повторилась в общих чертах на Урале по крайней мере дважды: сначала главным образом на Среднем Урале в нижнем силуре (частично в ордовике) — нижнем девоне, а затем со смещением приблизительно на 60 млн. лет в той же последовательности — на Южном Урале и Зауралье в среднем (частично нижнем) девоне — нижнем карбоне. Формации с сильно дифференцированными лавами («б» и «г») часто сопровождалась небольшими комагматичными интрузиями. При этом для формации «б» особенно типичны плагиограниты, а для формации «г» — сиениты и граносиениты.

Смена вулканических формаций сопровождалась столь же закономерной сменой осадочных формаций. В основных толщах первой недифференцированной формации встречаются большей частью лишь редкие маломощные пачки кремнистых и кремнисто-глинистых осадков. Образование диабазов, спилитов и кварцевых альбитофириров формации «б» сопровождается и идет параллельно с отложением глинистых, иногда углисто-глинистых сланцев, туффилов, красных, реже зеленых полосчатых яшм с остатками радиолярий, полимиктовых песчаников, граувакк и изредка небольших линз известняков. Выше по разрезу возрастает количество туффилов, различных других терригенных пород, появляются серые и желтые кремнистые сланцы. Еще выше, уже вместе с эффузивными свитами формаций «в» и особенно «г», встречаются мощные толщи известняков, свидетельствующие о подъеме земной

коры и, видимо, наступлении более спокойного тектонического режима. Появление первых признаков извержений лавы выше уровня моря отмечается О. А. Нестояновой (1961) уже в франских палеобазальтах. Фациальный анализ осадков верхнего турне в Магнитогорском синклинии, когда там происходили излияния липаритов формации «г», показал, что в это время существовал уже наземный режим (устное сообщение Г. А. Смирнова). Все исследователи главной (западной) вулканогенной зоны Урала единодушно отмечают восходящие движения геосинклинального ложа на границе нижнего и верхнего лудлова на Среднем Урале и в верхнем девоне — турне на Южном Урале (Билибина, 1960; Соболев, 1961; Нестоянова, 1961 и др.). Несмотря на неравномерность поднятий, обусловивших то согласное, то резко несогласное залегание верхнелудловских терригенных толщ на нижележащих отложениях, в целом, несомненно, имел место общий подъем геосинклинального ложа Тагило-Магнитогорской депрессии.

Сходство общего химического облика и совместное залегание в пределах одних и тех же геосинклинальных погружений как спилито-диабазовых, так и диабазо-порфировых формаций, привели исследователей к представлению о генетическом родстве магм обеих серий (Сергиевский, 1960 и др.). При этом резкое отличие в составе щелочей кремнекислых дифференциатов обычно объясняется специфическим составом лав обеих серий («натровой» и «калиевой» — Штейнберг, 1961). Проведенные исследования привели нас к иным выводам.

Экспериментальное изучение силикатных систем при различных давлениях водяного пара, проведенное в последние годы (Tuttle and Bowen, 1958), а также селективное выплавление кремнекислых дифференциатов из глин, граувакк и других осадочных пород (Winkler and Platen, 1960 и др.), безусловно, исключают возможность появления кремнекислых натровых магм (кварцевых альбитофиров). Изучение современных свежих естественных магматических полевых шпатов и вулканических стекол подтверждает этот вывод (Carmichael, 1960). Поэтому нельзя предполагать и в прошлом магматических «натровых серий», образовавших при застывании альбитофиры и кварцевые альбитофиры. Главное отличие альбитофиров и кварцевых альбитофиров (формации «б») от порфиров и кварцевых порфиров (формации «г»), заключающееся в том, что первые содержат из полевых шпатов только альбит и несут ясные признаки сильного зеленокаменного изменения, а вторые — альбит и ортоклаз и более свежи, обусловлено в основном не различиями в составе магмы, а резко различными условиями ее остывания и последующего изменения. Первые подверглись интенсивной пропилитизации, и именно поэтому с ними связано колчеданное оруденение, а вторые — нет<sup>1</sup>.

Анализ парагенезов метаморфических минералов и сопоставления среднего химического состава рассматриваемых пород показывают, что здесь имел место натровый метасоматоз с некоторым окварцеванием, выносом калия и, быть может, небольшой части глинозема. Мы не можем в рамках доклада останавливаться на этом вопросе. Сейчас нас интересует другое: почему в одних случаях извержения сильно дифференцированных лав и становление сопровождающих их зернистых комагматов сопровождались активной среднетемпературной пропилитизацией, в других — большей частью лишь легкой хлоритизацией и только местами незначительной альбитизацией. Геологические данные, как мы видели, дают на этот вопрос ясный ответ: в первом случае становление изверженных пород и постмагматические процессы в них

<sup>1</sup> Следует иметь в виду, что значительная часть альбитофиров Среднего Урала произошла за счет пропилитизации андезитов, отчасти даже базальтов.

проходили в геосинклинали под слоем все возрастающих осадков и толщ морской воды; во втором случае породы формировались после значительного местного подъема земной коры, часто в условиях земной поверхности. Несомненно, что наземное (или почти наземное) происхождение формаций «в» и особенно «г» обусловили сохранение калинатрового полевого шпата от замещения альбитом. Значительная, хотя и меньшая, разница давлений была и при становлении интрузивных комагматов рассматриваемых формаций. И. Д. Соболев (1961) обратил внимание, что верхние части Магнитогорских интрузивов нижнекаменноугольных гранитоидов, габбро и диоритов имели кровлю во время их формирования не более 400—500 м. Мощность же лудловских и нижнедевонских отложений, слагающих кровлю интрузий габбро и его дифференциатов, комагматичных формаций «а» и «б», вычисляется им в 1500—2000 м. Приведенные цифры дают наглядное представление о возможной разнице давлений при формировании пород, сопровождавшихся и не сопровождавшихся интенсивной среднетемпературной пропилитизацией<sup>1</sup>. Наши выводы хорошо согласуются с выводами Д. С. Коржинского (1962), указавшего на выкипание при малых давлениях очень горячих метаморфизирующих растворов и подтвердившего свои заключения материалами из современных вулканических областей.

Таким образом, на Урале было четыре эпохи образования колчеданных месторождений, следующих вместе с метасоматическими процессами за формированием диабазо-спилитовых толщ: рифейская, ордовикская, силурийская и среднедевонская. Контактново-метасоматическое магнетитовое оруденение следовало главным образом за двумя последними эпохами, развиваясь соответственно в нижнем девоне и нижнем карбоне. Развитие магматических процессов при переходе от более древних к более молодым эпохам заметно прогрессировало: в верхнем протерозое магматические породы вообще распространены слабо, в ордовике в ряде зон начался интенсивный вулканизм, в силуре магматические породы получили исключительное развитие, а в девоне среди них заметно увеличилось количество кремнекислых дифференциатов. Интенсивность колчеданного оруденения также сильно возростала от протерозоя к среднему девону. Ясное увеличение интенсивности оруденения с течением времени намечается и для контактно-метасоматических магнетитовых месторождений.

Поздний палеозой на Урале характеризуется совершенно иным тектоническим режимом и развитием гранитного, сиалического магматизма. Продукты базальтоидной магмы вновь появляются на Урале в триасе уже в платформенных или близких к ним условиях и не сопровождаются среднетемпературной пропилитизацией и оруденением.

Обратив свое внимание на месторождения колчеданного типа других складчатых поясов, мы увидим, что они неизменно пространственно связаны с отложениями геосинклинального основного вулканизма, сопровождаемого кремнекислыми дифференциатами. Ранние геосинклинальные офиолитовые формации с видимым переходом от ультрабазитов к спилитам и сакалавитам не сопровождаются плагиогранитами и кремнекислыми эффузивами и, как правило, не содержат значительного колчеданного оруденения. Многочисленные примеры таких безрудных и слабопродуктивных спилитовых формаций имеются в Средиземноморском складчатом поясе (Кара-Даг; многие районы Турции, Балканы, Гималаи и др.), в офиолитовой зоне северо-западного побережья Южной Америки, Венесуэлы и Антильских островов, в докембрийских

<sup>1</sup> На различие в парциальном давлении кислорода указывает разница в соотношениях окисного железа ко всему железу в гранитоидах обеих формаций (соответственно около 0,6 и 0,2).

отложениях Англии, Кольского полуострова, Приднепровья, отчасти Карелии и в других районах.

Подводя итог всему сказанному, мы должны констатировать генетическую связь колчеданных месторождений с затуханием собственно геосинклинального вулканизма, когда прекращаются извержения кремнекислых магматических дифференциатов и активно проявляется гидротермальная среднетемпературная пропилитизация. При этом колчеданные залежи образуются, по-видимому, как гидротермально-осадочным путем, в принципе близким к эксгаляционно-осадочному, принятому для месторождений Урала и Северного Кавказа В. И. Смирновым (Smirnow, 1960), так и путем избирательного замещения вулканогенных пород.

S. N. IVANOV

### THE GENESIS OF ORE DEPOSITS OF PYRITE TYPE IN CONNECTION WITH DEVELOPMENT OF GEOSYNCLINAL MAGMATISM AND METAMORPHISM

(Summary)

The formation of pyrite deposits and contact—metasomatic magnetite deposits as well, is stipulated by a regular development of geosynclinal magmatism and accompanying metamorphism. In the Urals from the Proterozoic time to the Early Carboniferous there are at least three stages of the geosynclinal magmatism proper with a progressive increase of volcanism, the degree of lava differentiation, and of the intensity of the pyrite and magnetite metallization. At the each major stage of magnetism after the ascending movements of the sea bottom there is established a regular substitution of spilitekeratophyre formations including pyrite deposits by basalttrachytic or trachyte-liparitic ones including contact-metasomatic magnetite metallization.

The formation of major pyrite deposits is connected in the whole word with a contrast differentiation of a basaltoid magma at the depth. Ophiolites proper with a visible transition from ultrabasites to spilites and sakalavites do not contain any significant pyrite metallization.

Pyrite deposits, as it is shown by the recent studies in the Urals, are confined to the dislocated volcanic edifices situated among marine geosynclinal sediments. Their wallrock metasomatic alterations are connected with the medium—temperature regional propylitization, which, completes the formation of spilite—keratophyre series and which is not observed in the overlying volcanogenous beds. Fragment-like concentrations of the pyrite ore which occur in volcanogenous clastic greenstones of many pyrite deposits have been formed mainly by the selective replacement of rock fragments and partly by the desintegration of ore deposits. Only in the rare cases the ore fragments are the result of a later tectonic crushing.

The pyrite deposits apparently were formed under geosynclinal conditions by both the hydrothermal-sedimentary process and the selective replacement during the early hydrothermal metamorphism.

### ЛИТЕРАТУРА

Билибина Т. В. Металлогения южной части Южного Урала. «Советская геология», 1960, № 6.

Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения им. XIX Партсъезда (Южный Урал). «Геология рудных месторождений», 1962, № 1.

Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи вообще. Тр. ИГН АН СССР, т. 5. Изд-во АН СССР, 1936.

Дианова Т. В., Кашкай М. А. и др. Вопросы геологии и происхождения колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43. Свердловск, 1959.

Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. О природе рудоносных брахиантиклинальных поднятий Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 58. Свердловск, 1962.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1953.

Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных месторождений», № 5, 1962.

Курицина Г. А. О некоторых особенностях метаморфизма вулканогенных пород Красноуральского района (Средний Урал). В сб.: «Первое Уральск.

петрограф. совещ.», тез. докл. III, изд. Уральск. фил. АН СССР. «Свердловск, 1961.

Нестоянова О. А. Среднепалеозойский вулканизм и связь с ним колчеданного оруденения на восточном склоне Южного Урала. Сб. «Первое Уральск. петрограф. совещ.», тез. докл. II, изд. Уральск. фил. АН СССР, Свердловск, 1961.

Нечеухин В. М. Некоторые вопросы метаморфизма вулканогенных пород восточной части Баймакского района (Южный Урал). В сб.: «Первое Уральск. петрогр. совещ.», тез. докл. II, изд. Уральск. фил. АН СССР. Свердловск, 1961.

Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному оруденению в районе Южно-Кузнецихинского месторождения. «Советская геология», 1956, сб. 51.

Сергиевский В. М. Магматизм и металлогения Урала. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Смирнов В. И. и Гончарова Т. И. О рудных гальках в породах кровли Урупского колчеданного месторождения на Северном Кавказе. Докл. АН СССР, т. 126, 1959, № 1.

Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. В сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.

Штейнберг Д. С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. В сб.: «Первое Уральск. петрограф. совещ.», тез. докл. I, изд. Уральск. фил. АН СССР. Свердловск, 1961.

Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля. В сб.: «Полиметаллические месторождения Рудного Алтая». Госгеолтехиздат, 1957.

Abt W. Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und Tektonik. Zeit. deutsch. geol. Ges. B. 110, I Teil, Hannover, 1958.

Borchert H. Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonik und Magmatismus. Freiburger Forschungsh. H. c. 79, April 1960.

Carmichael I. S. The feldspar phenocrysts of some Tertiary acid glasses. Mines. Mag. v 32, N 251, 1960.

Cissarz A. Lagerstätten des Geosynkinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die geosynklinale Lagerstättenbildung. Neus. Ib. Mineral. Abh. B 91, H 1/3; Stuttgart, 1957.

Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism. Econ. Geol., v. 57, 1962, N 7.

Miller L. J. Massive sulfide deposits in eugeosynclinal belts. Bull. Geol. Soc. America, v. 71, N 12, pt. 2, 1960.

Smirnow W. I. Über die möglichen exhalativen und exhalativsedimentären Kieseritvorkommen in der Sowjetunion. Freiburger Forschungsh — H., C. 79, April 1960.

Stanton R. L. General Features of the Conformable «Pyritic» Orebodies. Canad. Mining and Metallurg Bull., v. 53, No. 563. Part I., No 574, Part II., 1960.

Tuttle O. F. and Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{SiO}_2$ — $\text{H}_2\text{O}$ . Bull. Geol. Soc. Amer., Mem. 74, 1958.

Winkler H. G. und H. Platen. Experimentelle Gesteinsmetamorphose — III, Anatektische Ultrametamorphose kalkaltiger Tone. Gechim. Cosm. Acta, v. 18, No. 3/4, 1960.

Н. С. СКРИПЧЕНКО

### ПЕРВИЧНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Месторождения медноколчеданной рудной формации, пространственно и генетически сопряженной со спилито-кератофировыми сериями пород подвижных эвгеосинклинальных поясов, характеризуются наличием массивных сульфидных руд, залегающих в виде согласных линз и пластообразных тел и руд прожилково-вкрапленного типа, приуроченных к согласным и секущим зонам гидротермально измененных пиритизированных пород. Одной из закономерностей внутреннего строения залежей массивных руд является зональность в распределении меди и связанная с этим зональность в распределении минералогических типов руд. В числе первых на зональность некоторых медноколчеданных месторождений Урала обратили внимание А. А. Амирасланов (1937), А. Н. Заварицкий (1950), С. Н. Иванов (1945). Позже она была описана также Т. Н. Шадлун (1950), В. П. Логиновым (1958), В. П. Первовым (1958), А. Г. Беловым (1958) и другими для Уральских, Н. В. Ивановым (1953), В. И. Смирновым (1960) и Н. С. Скрипченко (1960) для Северо-Кавказских медноколчеданных месторождений. Однако, несмотря на то, что рассматриваемая зональность хорошо известна как эмпирическая закономерность, вопросы происхождения ее еще не изучены в должной мере.

#### Морфологические особенности и природа зональности

Зональность в телах массивных руд выражена двумя морфологическими типами: продольным и поперечным. Для продольной зональности характерно постепенное повышение содержания меди в продольных направлениях рудных тел от центральной части к выклиниванию. Такая зональность (рис. 1, А, Б; 2) ясно выражена на Худесском, Бескесском (Северный Кавказ), Дегтярском, Дзержинском и других (Урал) месторождениях. В поперечно-зональных рудных залежах Урупского (Северный Кавказ), Новолевинского, Карпушинского, Красногвардейского, Чернушенского, Северного (Урал) месторождений наблюдается изменение содержания меди в поперечном разрезе. На Урупе постепенное возрастание содержания меди происходит от лежащего к висячему боку (рис. 1, В), то же самое отмечено А. А. Амираслановым для Карпушинского и В. П. Первовым для Чернушенского и Северного месторождений. По данным последнего, на Новолевинском и Красногвардейском месторождениях более высокие содержания меди в руде приурочены, наоборот, к лежачему боку. Поперечная зональность выражена также в некоторых рудных залежах Пьянко-Ломовской и Карабашской групп месторождений (Белов, 1958, Иванов и др. 1958). Но здесь в поперечных разрезах линз наблюдается несколько интервалов с повышенным содержанием меди, и зональность оказывается более сложной (рис. 1, Б).

Большой интерес с точки зрения генезиса зональности представляют месторождения Северного Кавказа, залегающие в различных геологических условиях. Одно из них — Бескес — относится к числу метаморфизованных месторождений и приурочено к нижнепалеозойской вулканогенной свите, подвергшейся региональному динамометаморфизму в условиях биотит-хлоритовой субфации метаморфической фации зеленых сланцев. На месторождении имеется несколько согласных залежей массивных руд. При изучении их морфологии и вещественного состава автором было отмечено отчетливое соответствие между содержанием

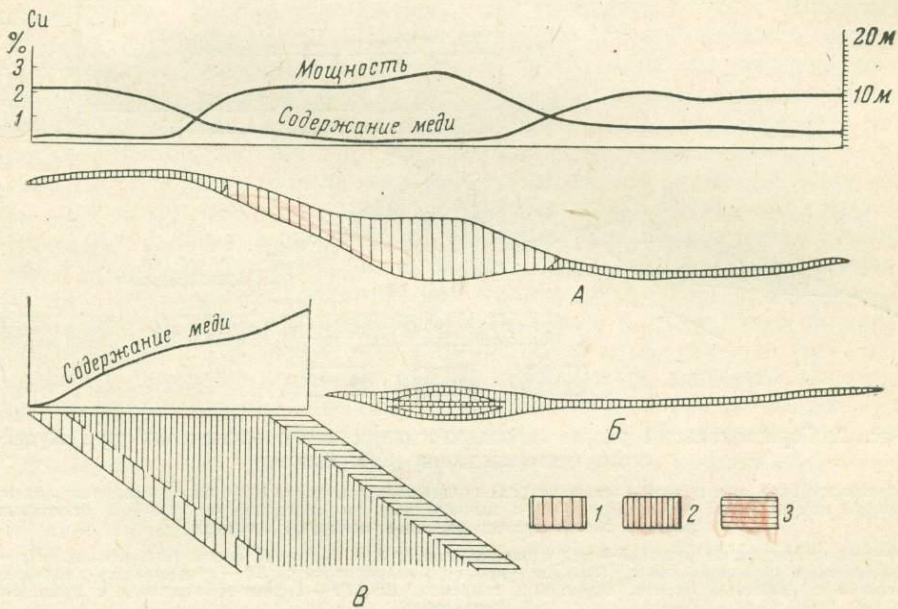


Рис. 1.

А — горизонтальный разрез продольно зональной линзы массивной колчеданной руды Бескесского месторождения (Сев. Кавказ). График выше разреза показывает зависимость изменения мощности от содержания меди. Б — горизонтальный разрез Западной жилы Карабашского месторождения (Урал), по С. Н. Иванову и П. И. Егорову. В — поперечный разрез главного рудного тела Урупского месторождения (Сев. Кавказ). График над разрезом характеризует возрастание содержания меди от лежащего бока к висячему 1 — серноколчеданные руды с непромышленным содержанием меди; 2 — медистые притрихалькопиритовые руды; 3 — богатые медистые руды притрихалькопирит-борнитового состава

меди и изменением формы и мощности рудных тел. Выдержанные по мощности пластовые тела с отношением мощности к длине по простиранию от 1:50 до 1:400 представлены медистоколчеданной рудой с содержанием меди от 1 до 8% (среднее содержание 2%). Тела или участки пластовых тел, имеющие форму выпуклых линз с отношением мощности к длине около 1:6, представлены серноколчеданной рудой с содержанием меди ниже 0,7% (в среднем около 0,1%).

Распределение медисто- и серноколчеданных руд в одной из наиболее крупных залежей в ее горизонтальном разрезе показано на рис. 1, А. Линзовидный раздвиг в центре тела на флангах, постепенно утоняясь, переходит в пластообразную залежь. Содержание меди в раздвиге — около 0,05%, на флангах в области перехода линзы в пластовую залежь оно возрастает до 1%, а на восточном и западном продолжениях в среднем до 2,5%. Одновременно с возрастанием содержания меди в рудах увеличивается и содержание халькопирита. Другое месторождение с продольной зональностью — Худес приурочено к неметаморфизованной существенно спилитовой толще пород нижнего карбона.

Зеленокаменные изменения проявились в спилитах в слабой степени и характеризуются образованием пумпеллита, выделяющегося в условиях цеолитовой фации регионального метаморфизма. Главное тело массивных руд имеет форму согласной выпуклой линзы, разорванной на блоки пострудными взбросами (рис. 2). Около 40% объема его выполнено серноколчеданной и 60% медистоколчеданной рудой. Основная масса серноколчеданных руд сосредоточена в наиболее мощной центральной части. Промышленные медистые руды концентрируются на флангах рудного тела. На восточном фланге рудная линза, утоняясь,

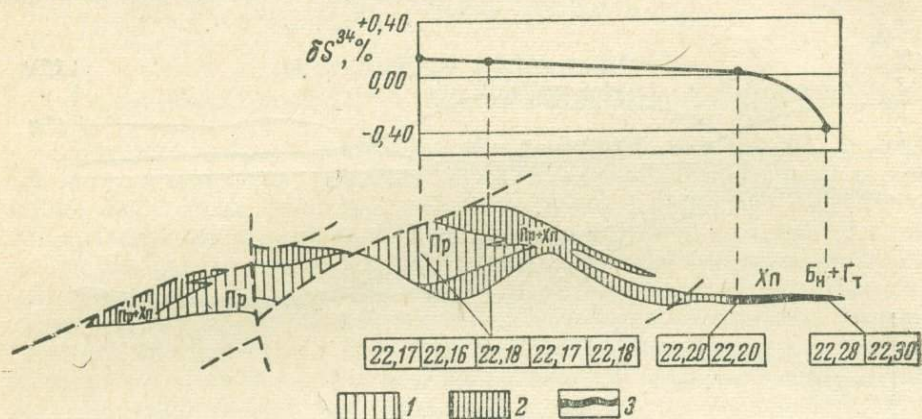


Рис. 2. Горизонтальный разрез линзы массивных медноколчеданных руд Худесского месторождения (Сев. Кавказ)

Кривая графика над правой частью разреза показывает изменение  $\delta S^{34}$  по простирацию линзы. Цифры под разрезом — величины  $S^{32}/S^{34}$ , вычисленные по определениям  $\delta S^{34}$  в отдельных образцах. Места взятия образцов показаны линиями

1 — серноколчеданные руды; 2 — медистоколчеданные; 3 — медно-сульфидно-гемитовые. Пр — существенно пиритные руды. Пр+Хл — пирит-халькопиритовые; Хл — существенно халькопиритовые с примесью пирита, борнита и гематита. Бн+Гт — борнит-гематитовые с примесью халькозина

переходит в тонкое пластовое тело существенно халькопиритовых и борнитовых руд, в которых содержание меди превышает во много раз среднее содержание по месторождению. Примером месторождений с поперечной зональностью является Уруп. Оно залегает в регионально рассланцованных диабазовых и кварц-порфировых лавах, переслаивающихся с туфами. Главная залежь массивных руд имеет пластовую форму и характеризуется отношением мощности к длине по простирацию около 1 : 150. Закономерность внутреннего строения ее, по данным Н. В. Иванова, Н. А. Добродородного и других, заключается в следующем. В лежачем боку прослеживается зона серноколчеданной почти чисто пиритной руды, которая выше постепенно сменяется медистыми рудами (см. рис. 1, В). При этом содержание меди в поперечном разрезе залежи возрастает от почвы к кровле в десятки раз. Зональность хорошо выдержана по падению и простирацию, хотя мощность отдельных зон изменчива.

Одновременно с изменением содержания меди в зональных рудных телах изменяется и количественно-минералогический состав руд, что выражается в изменении количественных соотношений пирита и халькопирита и в появлении в весьма богатых медью рудах борнита и даже халькозина. Отчетливый случай зонального распределения минералогических типов руд виден в главной залежи Худесского месторождения (см. рис. 2). Пиритные руды центра залежи на флангах последовательно сменяются халькопирит-пиритовыми, существенно халько-

пиритовыми и борнитовыми с примесью халькозина. Для руд последнего типа характерна примесь гематита.

Происхождение зональности в медноколчеданных месторождениях Урала в общих чертах было рассмотрено А. А. Амираслановым (1937). Он считал ее первичной и объяснял наложением медной минерализации на серноколчеданную вдоль зон дробления. Эта гипотеза хорошо объясняет образование отдельных жилообразных выделений богатых медью «контрастных» руд, распространенных далеко не во всех зональных месторождениях. Но она не в состоянии объяснить такие главные признаки зональных тел, как 1) соответствие между содержанием меди и формой рудных тел, выражающееся, как это впервые было замечено А. А. Амираслановым, в наличии обратнопропорциональной зависимости между изменением мощности и содержания; 2) постепенность изменения содержания меди и 3) обогащенность медью участков выклинивания рудных тел. Учитывая эти признаки, А. Н. Заварицкий (1950) высказал предположение, что зональность в медноколчеданных месторождениях Среднего Урала связана с миграцией и переотложением меди внутри рудных тел во время динамометаморфизма. Не умаляя роли метаморфизма как фактора, способствующего миграции рудных компонентов, его все же нельзя считать причиной, обусловившей зональность таких месторождений, как например, Худесское. Худес залегает в неметаморфизованных лавах и отличается широким развитием руд с гелевыми и колломорфными структурами. На Урупке отмечается поперечная асимметричная зональность, развитая в рудном теле со сравнительно однородной формой. Поперечная зональность вряд ли может быть объяснена вообще с позиций метаморфической гипотезы, особенно если учесть, что возрастание содержания меди наблюдается не только от лежащего к висячему боку, но в некоторых месторождениях и наоборот.

Нам кажется, что все отмеченные варианты зональности могут быть истолкованы генетически значительно проще, если исходить из гипотезы эксгальционно-осадочного генезиса медноколчеданных залежей; вероятность именно такого способа их образования поддерживается в настоящее время многими исследователями. В массивных рудах Худесского месторождения устанавливается характерная последовательность чередования минералов: пирит — халькопирит — борнит. В этом ряду каждый предыдущий минерал вытесняется последующим по мере роста содержания в рудах меди. Наличие в парагенезе с борнитом и халькопиритом гематита свидетельствует о том, что отложение богатых медью малосернистых руд, локализующихся в области выклинивания рудной залежи, происходило в среде с более высоким окислительно-восстановительным потенциалом, чем отложение бедных медью руд в мощной центральной части. Как будет показано ниже, этот фактор играл главную роль в образовании зональности.

### Особенности изотопного состава серы в зональных рудах

При изучении изотопного состава серы в сульфидах медноколчеданных месторождений Северного Кавказа автором совместно с Н. В. Веселовским и А. П. Алексеевым были установлены заметные колебания изотопных отношений серы ( $S^{32}/S^{34}$ ) в зональной залежи Худесского месторождения. Оказалось, что на флангах рудного тела сульфиды из более богатых медью массивных руд обогащены легкой серой в большей степени, чем сульфиды из бедных медью руд центральной части. Это может служить дополнительной характеристикой зональных руд, указывающей на некоторые особенности изменения свойств среды рудонакопления.

Для изотопного анализа были отобраны пробы в поперечных к рудному телу горных выработках по всему продольному разрезу от центра к выклиниванию линзы и по всем типам руд в этом разрезе (см. рис. 2). Измерение отношения изотопного состава серы выполнялось на масс-спектрометре МИ305 относительно образца стандартного газа ( $\text{SO}_2$ ), с отношением  $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ , равным 22,20.  $\delta\text{S}^{34}\%$  измерялась с точностью  $\pm 0,05\%$ .

По данным ранее проведенных определений для сульфидов массивных руд и других видов минерализации Худесского месторождения выявилось в общем большое постоянство изотопного состава серы, характеризующегося средним  $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}=22,17$ , подсчитанным на основании определений в двадцати образцах. Это позволило предположить, что рудообразование на всех этапах формирования месторождения происходило за счет источника рудных растворов с постоянным соотношением изотопов серы, за величину которого и следует принять  $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}=22,17$ . Однако в продольном разрезе рудного тела изотопный состав серы оказался непостоянным. Отношение  $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$  повышается от 22,17 в центральной части залежи до 22,20 в зоне существенно халькопиритовых руд и до 22,30 на выклинивании залежи в зоне борнит-халькозин-гематитовых руд. Обобщая эти определения в виде графика изменения  $\delta\text{S}^{34}$ , совмещенного со схемой зональности (см. рис. 2), нельзя не видеть явной зависимости между изменением химико-минералогического состава рудной залежи и изотопного отношения серы в сульфидах. Изменения  $\delta\text{S}^{34}$ , выражающиеся в снижении содержания тяжелой серы в сульфидах на флангах залежи в количестве около 0,70% по сравнению с содержанием ее в сульфидах центральной части, обусловлены изотопным фракционированием серы в процессе отложения руд, происходившего, как уже отмечалось, в среде с различными окислительно-восстановительными свойствами в центре и на флангах.

Г. Тод (Thode, 1949, Thode и др., 1949), А. П. Виноградов (1956) основной причиной изотопного фракционирования серы считают окислительно-восстановительные процессы. Рост отношения  $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$  в сульфидах по сравнению с этим отношением в сульфатах объясняется следующей обменной реакцией:  $\text{H}_2\text{S}^{34} + \text{S}^{32}\text{O}_4^{2-} \rightarrow \text{H}_2\text{S}^{32} + \text{S}^{34}\text{O}_4^{2-}$ , для которой константа равновесия  $K=1,074$  при температуре  $25^\circ\text{C}$ . Это объяснение было использовано Рифтером (цит. по Туррег, 1960) для случая фракционирования серы в Ново-Зеландских гейзерах. Здесь из скважин глубиной до 3200 футов извергается смесь пара и воды с температурой  $270^\circ\text{C}$ . Установлено, что пар выделяется кипением из гомогенной жидкой фазы на глубине. В выходящей воде содержатся сульфаты, в паре — сероводород. Сероводород отличается более низким содержанием тяжелой серы, чем сульфаты, на 1,7%. Поскольку сера в сульфатах и сероводороде имеет общий источник, фракционирование происходит благодаря быстро протекающему окислению сульфидной серы. Характерные примеры обеднения сульфидов тяжелой серой в связи с процессами окисления установлены А. П. Виноградовым (1956) для Блявинского, Н. В. Петровской (1958) для Учалинского месторождений, С. Гавелиным (Gavelin, 1960) для месторождения Бисби. Учитывая эти данные об изотопном фракционировании серы в окислительных процессах, фракционирование серы при отложении сульфидов в зональной залежи Худесского месторождения можно объяснить следующим образом. Выделению сульфидов на флангах предшествовало частичное окисление иона  $\text{S}^{2-}$  рудородных растворов с образованием сульфатного аниона. Окисление происходило в среде с более высоким окислительным потенциалом, чем в центральной зоне. В сульфатном анионе вследствие изотопного обмена отношение  $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$  было более низким, чем в находящейся в растворе «остаточной» сульфидной сере. Поскольку в даль-

нейших реакциях с осаждением сульфидов меди и железа участвовала главным образом «остаточная», сульфидная сера, менее обогащенная тяжелой серой по сравнению с серой источника, это и объясняет закономерный рост  $S^{32}/S^{34}$  в сульфидах на флангах рудной залежи. Данная интерпретация изотопных анализов серы подтверждает ранее сделанный вывод о том, что необходимым условием накопления зональных руд была неоднородность окислительно-восстановительных свойств среды.

### Сравнительная характеристика термодинамических свойств минеральных соединений меди и железа как одного из факторов зональности

Из приведенного описания зональных рудных тел устанавливается, что накопление медноколчеданных залежей происходило в условиях, неоднородных по физико-химическим свойствам. Неоднородность выражается в первую очередь в изменчивости окислительно-восстановительных условий, которые выражаются через окислительно-восстановительный потенциал (Еh). Количественная оценка влияния этих факторов на отложение руд может быть сделана на основе расчета Еh—рН-диаграмм равновесия, применению которых в геологии особенно способствовали работы Р. Гаррелса (1960). Автором доклада ранее был произведен расчет и построение диаграмм для сульфидов и окислов меди и железа и высказана возможность использования их при объяснении первичной зональности месторождений медистых песчаников и медноколчеданных руд (Скрипченко, 1963). Здесь мы кратко рассмотрим принципы построения и интерпретации совмещенной для меди и железа Еh—рН-диаграммы в целях, определяемых темой доклада.

Расчет диаграмм возможен для химических реакций, протекающих с низкой скоростью в весьма разбавленных растворах, когда активности ионов сравниваются их концентрациям, а температура и давление равны  $25^{\circ}\text{C}$  и 1 ат соответственно. При расчете диаграмм равновесия необходимо допустить, что наблюдаемый минеральный состав руд является результатом диагенеза и метаморфизма первичных руд, в составе которых главную роль играли простейшие сульфиды железа и меди. Из пары таких сульфидов, например троилита и халькозина, смешанных в различных пропорциях, нетрудно вывести все наблюдаемые минералогические типы медистоколчеданных руд, имея в виду, что диагенез их происходит в восстановительных условиях. Верхняя граница области устойчивости FeS и  $\text{Cu}_2\text{S}$  на диаграммах определяется условиями, при которых происходит их окисление. Простейшими схемами окисления будут переход FeS в  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  и  $\text{Cu}_2\text{S}$  в  $\text{Cu}_2\text{O}$ . В первой схеме окислению подвергаются как сера, так и железо, во второй только сера.

Условия равновесия системы FeS —  $\text{Fe}(\text{OH})_3$  регулируются произведениями активностей ионов в насыщенных растворах:

$$a_{\text{Fe}^{2+}} \cdot a_{\text{S}^{2-}} = 4 \cdot 10^{-19}; \quad a_{\text{Fe}^{3+}} \cdot a_{\text{OH}^-}^3 = 4 \cdot 10^{-38}.$$

Каждое соединение устойчиво в определенных пределах значений Еh и рН среды. На Еh—рН-диаграмме им будут отвечать поля устойчивости, граница между которыми достигается при таких значениях Еh и рН, когда удовлетворяются произведения активностей и сульфида и гидроокиси. Разделив эти произведения, получим уравнение:

$$\frac{a_{\text{Fe}^{3+}} \cdot a_{\text{OH}^-}^3}{a_{\text{Fe}^{2+}} \cdot a_{\text{S}^{2-}}} = \frac{4 \cdot 10^{-38}}{4 \cdot 10^{-19}}, \quad (1)$$

решая которое для различных значений Еh и рН, можно определить положение границы равновесия. Величинами, подлежащими определению

нию при решении уравнения, являются  $a_{S^{2-}}$ ,  $a_{OH^-}$ ,  $a_{Fe^{3+}}$ ,  $a_{Fe^{2+}}$ . Предельная минимальная активность  $S^{2-}$  иона, необходимая для осаждения сульфида железа, как видно из произведения активностей, весьма мала. Концентрация его зависит от окислительно-восстановительных свойств растворов и общего содержания серы, присутствующей в виде  $H_2S$ ,  $HS^-$ ,  $SO_4^{2-}$  и  $S^{2-}$ . С повышением Eh происходит окисление  $S^{2-}$  до  $SO_4^{2-}$ , поэтому при данных значениях Eh и pH среды активность  $S^{2-}$  зависит от отношения  $a_{SO_4^{2-}}/a_{S^{2-}}$ . Окисление  $S^{2-}$  до  $SO_4^{2-}$  можно выразить, следуя Р. Гаррелсу (1960), таким уравнением в ионной форме:  $S^{2-} + 4H_2O \rightleftharpoons SO_4^{2-} + 8H^+ + 8e$ . Уравнение выражает термодинамическую сущность процесса окисления  $S^{2-}$  и позволяет определить количественную зависимость между величиной  $a_{SO_4^{2-}}/a_{S^{2-}}$  и произвольно заданными значениями Eh и pH раствора. Уравнение Нернста для реакции имеет вид:  $Eh = E_0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{a_{SO_4^{2-}} \cdot a_{H^+}^8}{a_{S^{2-}}}$ . Подставив соответствующие константы в том числе и  $E_0$ , по Латимеру (1954), преобразуем его:

$$Eh = 0,14 + 0,0075 \lg \frac{a_{SO_4^{2-}} \cdot a_{H^+}^8}{a_{S^{2-}}} \quad (2)$$

Для ряда выбранных значений Eh и pH по уравнению можно вычислить ряд значений  $a_{SO_4^{2-}}/a_{S^{2-}}$ . Активность иона  $S^{2-}$  может быть рассчитана из этих значений для растворов с определенной суммарной концентрацией  $SO_4^{2-}$  и  $S^{2-}$ . По Свердрупу эта концентрация для морской воды составляет около  $3 \cdot 10^{-2}$  моль/л. С использованием ее были рассчитаны нанесенные на диаграмму рис. 3 изолинии активности  $S^{2-}$ . Активность иона  $OH^-$  в уравнении (1) определяется выбранным значением pH. Этим же значением определяется и активность  $Fe^{3+}$  из выражения:

$$a_{Fe^{3+}} \cdot a_{OH^-}^3 = 4 \cdot 10^{-38} \quad (3)$$

Активность  $Fe^{2+}$  в условиях, для которых справедливо уравнение (1), определяется отношением  $a_{Fe^{3+}}/a_{Fe^{2+}}$ , зависящим от Eh среды. Уравнение Нернста для схемы окисления  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+} + e$ ,  $E_0 = 0,77$  в (Латимер, 1954) имеет вид:  $Eh = 0,77 + 0,06 \lg \frac{a_{Fe^{3+}}}{a_{Fe^{2+}}}$ , откуда  $\lg \frac{a_{Fe^{3+}}}{a_{Fe^{2+}}} = \frac{Eh - 0,77}{0,06}$ . По уравнению 4 для ряда значений Eh можно рассчитать отношения  $a_{Fe^{3+}}/a_{Fe^{2+}}$ , а зная согласно уравнению 3  $a_{Fe^{3+}}$  находящуюся в равновесии с осадком  $Fe(OH)_3$  при принятых значениях pH, из этого отношения можно вычислить ряд  $a_{Fe^{2+}}$ . Построение Eh—pH-диаграммы  $FeS - Fe(OH)_3$  осуществлялось нанесением вычисленных  $a_{Fe^{3+}}$  на диаграмму изолиний активностей  $S^{2-}$  (рис. 3).

Условия равновесия в системе  $Cu_2S - Cu_2O$  рассчитываются по более простой схеме. Произведение активностей  $a_{Cu^+}^2 \cdot a_{S^{2-}} = 1,2 \cdot 10^{-49}$ ;  $Cu_2O$  в водном растворе образует ионы по схеме  $\frac{1}{2}Cu_2O + \frac{1}{2}H_2O = Cu^+ \cdot OH^-$ , поэтому для  $Cu_2O$  используется  $a_{Cu^+} \cdot a_{OH^-} = 1,4 \cdot 10^{-15}$ . При условии, когда  $Cu_2S$  и  $Cu_2O$  находятся в равновесии с раствором, должны удовлетворяться оба произведения активностей, а активность  $Cu^+$  в них одинакова. Определив по принятому значению  $pH_{Cu^+}$ , из произведения  $a_{Cu^+}^2 \cdot a_{S^{2-}} = 1,2 \cdot 10^{-49}$  вычисляется  $a_{S^{2-}}$ , при которой достигается равновесие. Диаграмма равновесия строится нанесе-

нием нескольких рассчитанных  $a_{S^{2-}}$  на диаграмму изолиний активностей  $S^{2-}$  (рис. 3).

Из диаграммы устанавливается, что при определенных физико-химических условиях ( $t=25^\circ\text{C}$ ,  $p=1\text{ ат}$ ,  $a_{\text{SO}_4^{2-}} + a_{\text{S}^{2-}} = 3 \cdot 10^{-2}\text{ м/л}$ ) сульфиды меди и железа характеризуются различными свойствами, так как линии равновесия их не совпадают. Не рассматривая всех свойств диаграммы, остановимся на главной ее особенности. Теоретически в фигуративной точке  $F$  имеются условия для интенсивного накопления сульфида железа, так же

как и сульфида меди. Однако, если железо значительно преобладает в растворе, скорость накопления  $\text{FeS}$  будет много выше скорости накопления  $\text{Cu}_2\text{S}$  и, таким образом, осадок при диагенезе в восстановительных условиях будет иметь существенно пиритовый состав. При перемещении точки  $F$  кверху в связи с понижением активностей реагирующих ионов будет понижаться скорость осаждения и  $\text{FeS}$  и  $\text{Cu}_2\text{S}$ . Но так как расстояние от точки  $F$  до линии равновесия  $\text{FeS}/\text{Fe}(\text{OH})_3$  меньше, чем до линии  $\text{Cu}_2\text{S}/\text{Cu}_2\text{O}$ , понижение скорости осаждения  $\text{FeS}$  произойдет резче. Нетрудно видеть, что на интервале от точки  $F$  до

линии равновесия  $\text{FeS}/\text{Fe}(\text{OH})_3$ , где накопление  $\text{FeS}$  прекратится, а  $\text{Cu}_2\text{S}$  будет продолжаться еще довольно интенсивно, количественные соотношения  $\text{FeS}$  и  $\text{Cu}_2\text{S}$  в осадке будут постепенно изменяться и именно отношение  $\text{FeS}/\text{Cu}_2\text{S}$  будет понижаться. Вследствие того, что при диагенезе в восстановительных условиях состав новообразующихся минералов будет зависеть от этого отношения, на данном интервале могут возникнуть зоны пирит-халькопиритового, халькопиритового, борнит-халькопиритового и борнитового составов, последовательно сменяющие друг друга по мере роста концентрации меди в первичном осадке в направлении к границе равновесия  $\text{FeS}/\text{Fe}(\text{OH})_3$ . Выше ее на участке диаграммы до границы  $\text{Cu}_2\text{S}/\text{Cu}_2\text{O}$  будет происходить постепенно замедляющееся осаждение  $\text{Cu}_2\text{S}$  и на этом участке при диагенезе возникнет халькозиновая зона рудной залежи. В парагенезе с халькозином может находиться гематит.

### Происхождение зональности

Как отмечалось в первом разделе, происхождение зональности тесным образом связано с процессами отложения руд, а не с явлениями эпигенетического перераспределения меди, поэтому с генетической точки зрения зональность была определена как зональность отложения. Выявленный на Худесском месторождении ряд последовательно чередующихся химико-минералогических типов руд начинается пиритными и заканчивается малосернистыми борнит-халькозин-гематитовыми рудами. Крайними сульфидными минералами в ряду являются пирит и халькозин. Появление ассоциации — борнит, халькозин и гематит — в области выклинивания рудного тела как парагенеза, устойчивого при более

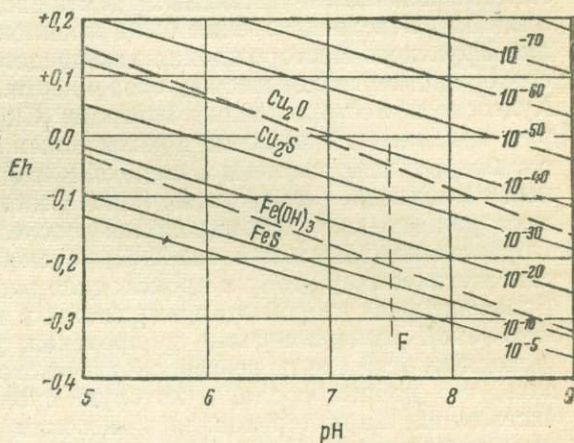


Рис. 3. Eh—pH-диаграмма равновесия сульфидов и окислов меди и железа

Тонкие линии — изолинии активности иона  $S^{2-}$  при условии  $a_{S^{2-}} + a_{\text{SO}_4^{2-}} = 3 \cdot 10^{-2}\text{ моль/л}$ ,  $t=25^\circ\text{C}$ ,  $P=1\text{ атм}$

высоком значении окислительно-восстановительного потенциала среды, чем это требуется для существенно пиритных руд, указывает, что зональность находится в тесной взаимосвязи с физико-химическими свойствами среды рудоотложения и, в частности, с ее постепенно изменявшимся Eh. Влияние этих факторов устанавливается также и по закономерному изменению изотопного отношения сульфидной серы.

Для медноколчеданных месторождений Северо-Кавказской группы, фактические материалы по которым положены в основу доклада, нам представляется хорошо обоснованным мнение о генетической связи согласных залежей массивных руд с подводными вулканическими эксгальциями. Эта точка зрения была предложена В. И. Смирновым (1960) для Урупского месторождения как представление, хорошо объясняющее его основные геологические особенности. Одновременно при изучении Худесского месторождения автором (Скрипченко, 1960) был выявлен ряд признаков, которыми доказывалась тесная возрастная связь руд с субаквальным лавовым комплексом и возможность применения основных положений, развиваемых В. И. Смирновым, также для Худесского месторождения. В формировании последнего выделяется два этапа. Образование зональных залежей массивных руд относится к первому сингенетическому этапу и происходило эксгальциционно-осадочным путем. Более поздний второй этап выразился в наложении цинковой и редкометальной минерализации и протекал уже в глубинных условиях. Исходя из этой схемы генезиса Худесского месторождения, можно показать, что водная среда, в которую происходил выход вулканических эксгальций, характеризовалась высоким окислительно-восстановительным потенциалом. Интенсивное окисление хорошо выражено в подрудных и надрудных «pillow lava». Кроме того, в рудовмещающих лавах исключительно широко развиты такие мелководные осадки насыщенной кислородом зоны моря, как радиоляриевые кремнисто-гематитовые яшмы, которые прослеживаются и на флангах залежей массивных руд. Окислительная обстановка обуславливала отложение руд, происходившее благодаря резкому снижению температуры и давления и особенно нарушению химических равновесий в растворах при смешении эксгальции с поверхностной водной средой в сравнительно небольшой области. В граничных зонах данной области происходило интенсивное окисление главным образом иона  $S^{2-}$ . Условия внутри ее были благоприятны для отложения сульфидов железа (возможно, троилита) и меди (халькозина). В участках, пространственно тяготеющих к выходу эксгальций, количественные соотношения сульфидов железа и меди в рудном осадке мало отличались от соотношения этих металлов в самих эксгальциях, так как вследствие резкого изменения условий здесь осаждалась почти вся масса сульфидов. Отношение  $FeS/Cu_2S$ , которым можно охарактеризовать «медистость» массивных руд, определялось здесь составом эксгальций. На осаждение в зонах, прилегающих к границам области отложения руд, большое влияние уже оказывали окислительно-восстановительные свойства среды. Процессы окисления снижали здесь концентрацию иона  $S^{2-}$ . Одновременно вследствие окисления  $Fe^{2+}$  до  $Fe^{3+}$  достигались условия, приближающиеся к равновесным в системе  $FeS - Fe(OH)_3$ . Учитывая, что процессы протекали здесь при низких температурах и давлении, а также при низкой концентрации веществ, на основании Eh—pH-диаграммы (см. рис. 3) можно предполагать быстрое последовательное снижение скорости осаждения сульфида железа в направлении к границе области осаждения руд. Влияние условий среды на осаждение сульфида меди было таким же. Но поскольку граница равновесия сульфидных и окисных соединений меди на Eh—pH-диаграмме проходит выше границы соединений железа, снижение скорости осаждения  $Cu_2S$  будет происходить более постепенно, чем ско-

рости осаждения FeS. Благодаря этому отношение  $\text{FeS}/\text{Cu}_2\text{S}$  будет снижаться в направлении от центра к выклиниванию рудной залежи по мере роста окислительных свойств среды.

Приведенная схема объясняет основную особенность зональных тел, заключающуюся в том, что на флангах их происходит как повышение концентрации меди, так и снижение мощности. Схема хорошо приложима для объяснения и поперечной зональности, какая отмечалась, например, для Урупского месторождения. Главное тело здесь имеет форму пласта и накапливалось, возможно, при выходе эксгалаций из большого числа мелких трещинных аппаратов, связанных с глубинным источником. Неоднородность режима деятельности источника была причиной неоднородности состава руд. При постепенном снижении дебита источника повышались окислительные условия среды и одновременно падало отношение  $\text{FeS}/\text{Cu}_2\text{S}$  в рудной массе.

Применимость положений, затронутых в докладе, для других медноколчеданных месторождений может быть оценена при рассмотрении конкретных особенностей каждого из них. Но наличие во многих месторождениях одних и тех же закономерностей внутреннего строения рудных тел дает повод предполагать одну и ту же причину, обусловившую их.

N. S. SKRIPCHENKO

### PRIMARY ZONING OF COPPER-PYRITE DEPOSITS

(Summary)

Massive copper-pyrite ore bodies in spilitic-keratophyre formations often show a zonal structure in axial or cross sections. Such a zoning may be simple or rythmical, and may be traced by the increasing copper content of the ore from centre of the ore bodies to their pinching out (Hudes, Beskes, Degtyarka) or from the bottom to the hanging wall (Urup, Karpuschicha) or seldom vice versa. The principal peculiarities of the zonality are: 1) a conformity in the copper content and the shape (thickness) of the ore bodies (the copper content changes inversely proportional to the thickness); 2) a graduality of the change of the copper content and 3) a localizing of the richest copper ores on the lense's flanks. In bodies with a most prominent zoning in unmetamorphosed spilites (Hudes) the mineral associations form a sequence from centre to pinching out of the bodies: pyrite—pyrite+chalcopyrite—chalcopyrite+pyrite—chalcopyrite—bornite+chalcocite+hematite. This sequence is considered to be related with variation of the oxidation—reduction potential (Eh) of ore deposition environment.

Ratio  $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$  sulfur of pyrite and other sulfides has been investigated for the axial section of the zonal lense,  $-\delta\text{S}^{34}\%$ , lies between +0,10 at the centre and -0,44 at the pinching out ( $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$  of a standard=22,20). The decrease of  $\delta\text{S}^{34}$  may be the result of isotopic fractionation of the ore solution's sulfur, connected with increase Eh on lense's flanks during the accumulation of ores.

Accordingly Thode and Vinogradov isotopic fractionation of sulfur may be result of the partial oxidation  $\text{S}^{2-}$  to  $\text{SO}_4^{2-}$  in the ore solution. This interpretation of the isotopic data is in accordance with conclusion that accumulation of the zoning ores was connected with variation of the Eh of environment.

The zoning in the composition of the ore bodies may be explained by the thermodynamical properties of the iron and copper sulfides and oxides. The Eh—pH diagrammes of  $\text{FeS} - \text{Fe}(\text{OH})_3$  and  $\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_2\text{O}$  show (at  $\Sigma\text{S}=3 \cdot 10^{-2}$  M,  $t=25^\circ$ ,  $p=1$  atm) that the equilibria curve for iron is lower than that for copper. For instance, at pH-8 for  $\text{FeS} - \text{Fe}(\text{OH})_3$  and  $\text{Cu}_2\text{S} - \text{Cu}_2\text{O}$  equilibria is attained at Eh=-0,27 and -0,11 v accordingly. Consequently, if FeS and  $\text{Cu}_2\text{S}$  are accumulated near equilibria conditions any change of the oxidation—reduction properties of the environment will change the  $\text{FeS}/\text{Cu}_2\text{S}$  ratio of the sediment inversely proportional to Eh. Subsequent metamorphism of the sediment would result in formation of more stable minerals, their composition depending upon  $\text{FeS}/\text{Cu}_2\text{S}$  ratio.

The zonal composition of copper—pyrite ore bodies displaying features of exhalative—sedimentary origin depends on these laws. In the process of accumulation, conditions close to equilibria must be obtained near the borders of the ore bodies (where they pinch out) or under the conditions of subsiding or intermittent penetration of the exhalations with consequent change of the  $\text{FeS}/\text{Cu}_2\text{S}$  ratio in the axial and cross sections of the lenses.

## ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них. ОНТИ, 1937.
- Белов А. Г. Пьянко-Ломовская группа месторождений медных руд. В сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 7, 1958.
- Виноградов А. П., Чупахин М. С., Гриненко В. Д. и Трофимов А. В. Изотопный состав серы в связи с вопросом о возрасте пиритов осадочного генезиса. «Геохимия», 1956, № 1.
- Виноградов А. П., Чупахин М. С. и Гриненко В. Д. Изотопное отношение  $S^{32}/S^{34}$  в сульфидах. «Геохимия», 1956, № 4.
- Гаррелс Р. М. Минеральные виды как функция рН и окислительно-восстановительных потенциалов, особенно в зонах окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений. В сб.: Термодинамич. геохим. процессов. Изд. иностр. лит., 1960.
- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Иванов Н. В. О генезисе медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе. Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, ч. 82, вып. 2, 1953.
- Иванов С. Н. Дегтярское месторождение. Тр. горно-геол. ин-та, Уральск. фил. АН СССР, вып. 8, Свердловск, 1945.
- Иванов С. Н. и Егоров П. И. Карабашские месторождения медноколчеданных руд. В сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 7, 1958.
- Крамбейн В. С. и Гаррелс Р. М. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от рН и окислительно-восстановительных потенциалов. В сб.: Термодинамич. геохим. процессов. Изд. иностр. лит., 1960.
- Латимер В. М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. Изд. иностр. лит., 1954.
- Логинов В. П. Основные типы первичной зональности колчеданных месторождений Урала. Материалы Всесоюз. совещ. по разраб. научн. основ поисков слепых руд. тел., 1958.
- Первов В. П. Красноуральская группа колчеданных месторождений. В сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископ. Урала», вып. 7, 1958.
- Петровская Н. В., Гриненко Л. Н., Чупахин М. С. Опыт применения изотопного анализа серы при изучении медноколчеданного месторождения Учалы (Южный Урал). «Геохимия», 1958, № 8.
- Скрипченко Н. С. К вопросу о закономерностях размещения медноколчеданных месторождений Северного Кавказа. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.
- Скрипченко Н. С. Окислительно-восстановительные условия среды как причина первичной зональности в некоторых месторождениях меди. «Геохимия», 1963, № 4.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений Западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 2.
- Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава, структур и текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Gavelin S., Parwel A., Ryhage R. Sulfur isotope fractionation in sulfide mineralization. Econ. Geol., vol. 55, 3, 1960.
- Thode H. G. Variations in abundances of isotopes in Nature. Research, London, 2, 1949.
- Thode H. G., Macnamara J., Collins C. B. Natural variations in the isotopic content of sulfur and their significance. Canad. J. Research, 27B, 1949.
- Tupper W. M. Sulfur isotopes and the origin of the sulfide deposits of the Bathurst—Newcastle area of Northern New Brunswick. Econ. Geol., vol. 55, N 8, 1960.

Д. Г. САПОЖНИКОВ

**НОВЫЙ ТИП ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНОГО  
ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

Караджалское месторождение находится в пределах Атасуйского рудного района, располагающегося близ южной окраины Казахской складчатой страны, именуемой также Центральным Казахстаном. В структурном отношении описываемая область занимает промежуточное положение между Прибалхашьем, с одной стороны, и Джекказган-Улутавским районом — с другой (Сапожников, 1948).

**Геология района**

В пределах описываемой территории пользуются развитием отложения различного возраста: а) комплекс древних образований, включающий породы протерозоя и нижнего палеозоя; б) девонские и каменноугольные осадочные отложения и в) рыхлые породы кайнозойского возраста.

Отложения протерозойской группы представлены преимущественно кварцитами; в подчиненном количестве встречаются порфиroidы, хлоритово-мусковитовые сланцы, филлиты, конгломераты и мраморизованные известняки. Эти образования делятся на кабантаускую (нижнепротерозойскую) и талдыманакскую (верхнепротерозойскую) серии. Более молодыми являются эффузивно-кремнистые породы уртын-джальской серии, которая относится к кембрию, хотя не исключается и верхнепротерозойский возраст ее. К кембрию условно относятся породы узакской свиты, представленные полимиктовыми и туфогенными песчаниками, конгломератами, глинистыми и хлоритовыми сланцами и другими породами. Ордовикские отложения представлены кремнистыми и терригенными породами, а также туфопесчаниками. Возраст их определяется находками граптолита *Climacograptus*, а также головоногих *Acrocephalites* и др.

Кембрийские и ордовикские отложения испытали значительно менее напряженные дислокации, чем докембрийские образования. Они также значительно слабее затронуты метаморфизмом. Тем не менее породы этого возраста заметно сильнее изменены и дислоцированы, чем более молодые девонские толщи.

Породы девона и карбона приурочены к крупным синклинальным структурам — наложенным мульдам, развивающимся на сильно дислоцированном докембрийском и нижнепалеозойском основании.

Девонские отложения представлены тремя сериями пород, резко отличающимися по составу и происхождению (Соколова, 1958; Садыков, 1959). В основании разреза залегает мощная серия эффузивных образований, относимых по возрасту к нижнему и среднему девону. В нижней части ее развиты андезито-базальтовые и дацит-андезитовые порфириды, относимые к мунглинской свите. Они перекрываются более кислыми породами угузтауской свиты, представленными внизу

туфами дацитового и дацито-липаритового состава. Их покрывают липаритовые туфы с горизонтами брекчий и аггломератов, которые переходят в фельзит-порфиры, липаритовые порфиры и сферолитовые лавы. Мощность эффузивных образований обеих упомянутых свит в районе, прилежащем к Караджальскому руднику, составляет около 1500 м. Выше располагаются преимущественно терригенные породы, обладающие пестрой окраской и выделяемые в особую акбастаускую серию, которая, судя по находкам флоры, захватывает часть среднего девона, весь франкий и низы фаменского яруса (D<sub>3</sub>). Песчаники

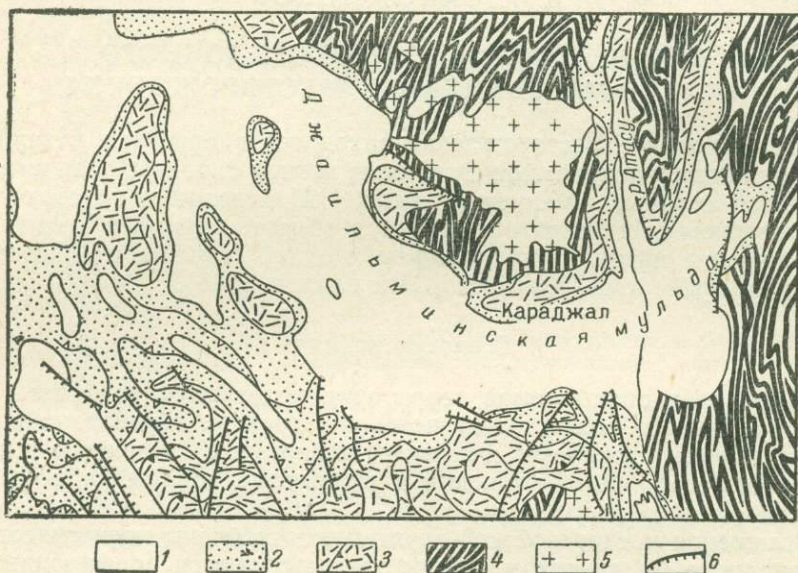


Рис. 1. Схема геологического строения Джайльминской мульды

1 — морские верхнедевонские и нижнекаменноугольные отложения; 2 — терригенные отложения среднего и верхнего девона; 3 — эффузивные образования нижнего и среднего девона; 4 — нижнепалеозойские и более древние образования; 5 — граниты; 6 — линии разрывных нарушений

полимиктовые и аркозовые являются преобладающей породой в составе этой толщи. С ними переслаиваются алевролиты, реже встречаются конгломераты и гравеллиты. Местами в составе серии устанавливаются прослои туфов и отдельные тела эффузивных пород. Мощность описываемых отложений изменяется в районе Караджальского рудника от 100—150 м до нескольких метров; местами она резко возрастает.

Верхняя часть разреза девонских отложений представлена толщей карбонатных и кремнисто-карбонатных образований, которые на границе с кроющими породами каменноугольной системы включают пачку специфических волнистослоистых красноцветных известняков с подчиненными им залежами железных и марганцевых руд. Толща этих карбонатных, кремнисто-карбонатных и других пород, которые относятся к нижней караджальской и верхней караджальской свитам, содержит фауну: *Productus (Plicatifera) meisteri* Peetz., *Spirifer (Cyrtospirifer) calcaratus* Sow., выше *S. (Cyrtospirifer) sulcifer* H. et Cl., *Varioclymenia* и другие формы, характерные для фаменского яруса. Мощность толщи порядка 200 м. За пределами месторождения в ней встречаются отдельные тела эффузивных пород.

Выше располагаются каменноугольные отложения, представленные внизу известняками и кремнистыми известняками с прослоями

туфов, конкреционного известняка и яшмовидных пород. Эти образования относятся к сокурским слоям турнейского яруса нижнего карбона. Мощность их около 30 м. Более молодые породы кассинских слоев турне представлены преимущественно карбонатными породами — известняками темно-серыми, переходящими вверх в пестроокрашенные известняки, содержащие желваки и конкреции кремня. В известняках встречены *Productus (Plicatifera) kassini* Na l., *Spirifer sibiricus* Le b. и другие моллюски. Мощность описываемых образований около 100 м.

Турнейский ярус заканчивается русаковскими слоями, которые представлены кремнисто-карбонатными породами и известняками с прослоями туфов и туффитов, мощностью в 200—250 м. Из фауны здесь встречен *Spirifer (Spirifer ex gr. tornocensis)*, а также ряд других ископаемых, характерных для турнейского яруса. Выше располагаются породы визейского яруса, представленные терригенными образованиями: алевролитами с прослоями песчаников, аргиллитов и иногда известняков с *Posidonia becheri* Вг о п. и другими формами, мощностью до 250 м.

Породы каменноугольной системы несогласно перекрываются маломощными, до 25 м, отложениями палеогена, в составе которых преобладают пески, песчаные глины, алевролиты и глины.

Железо-марганцевое оруденение Атасуйского района приурочено в основном к крупной наложенной синклинальной структуре, носящей название Джаильминской мульды. Крылья ее слагаются породами верхнего девона и турнейского яруса, а в ядре залегает комплекс пород визе. Джаильминская мульда имеет сложную форму в плане. В восточной части она вытянута в широтном направлении. Затем поворачивает к западу и северо-западу и наконец к северу так, что в западной части ось мульды протягивается в субмеридиональном направлении (рис. 1).

Рудное поле Караджальского месторождения расположено в восточной части Джаильминской мульды, в пределах северного крыла этой структуры, в том месте, где породы, слагающие его, простираются в общем в широтном направлении. Породы северного крыла структуры круто падают здесь к югу и местами запрокинуты. Крыло мульды осложнено небольшими брахискладками второго порядка, которые сильно пережаты и приобретают местами изоклиналиный характер.

Рудное поле месторождения (рис. 2) с запада и с востока ограничено разрывными нарушениями типа сбросов. Вдоль северной границы его располагается крутой взброс, сместитель которого вытянут в широтном направлении. Северное крыло здесь поднято и надвинуто на южное. Рудное поле рассечено нарушениями типа взбросов (рис. 3). Два из них являются косыми и вытянуты в северо-восточном направлении. Сместители их наклонены на северо-запад; поднятыми в обоих случаях являются северо-западные крылья. Третий продольный взброс имеет поднятое северное крыло, причем сместитель падает на север. Амплитуда всех взбросов примерно одного порядка и изменяется в пределах от 10 до 20 м.

Литоология пород, вмещающих оруденение, характеризуется некоторыми специфическими особенностями, отличающими их от обычных осадочных образований. Наиболее древние породы, вскрытые скважинами на Караджальском месторождении, относятся к нижнему фанену и представлены преимущественно известняками, глинистыми известняками и аргиллитами, которые не несут оруденения. Выше располагается сложный комплекс осадочных образований, вмещающих рудную минерализацию и оруденение, в составе которого выделяются две свиты: нижняя караджальская и верхняя караджальская.

Нижняя караджальская свита складывается породами смешанного состава: кремнистыми известняками, углисто-кремнистыми известняками, глинисто-углисто-кремнисто-карбонатными и другими породами. Карбонаты представлены в них кальцитом, реже кальцитом и доломи-

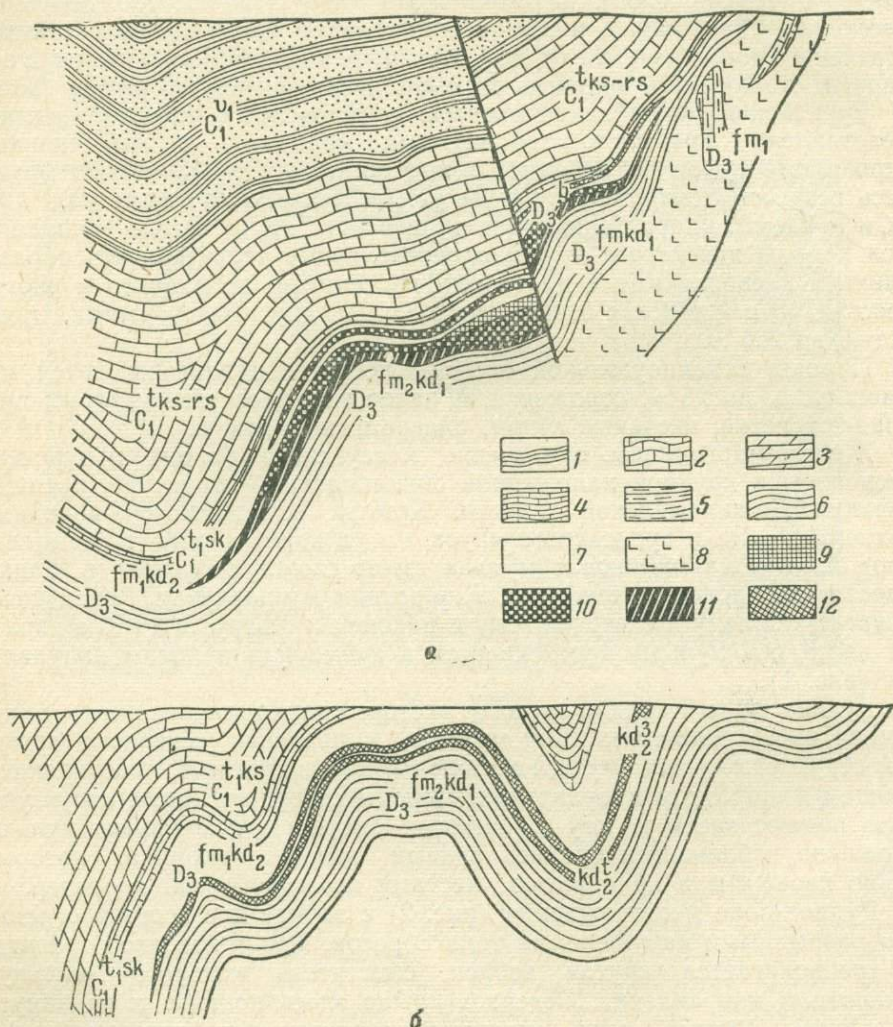


Рис. 3. Схематические разрезы через рудные залежи. а — по линии II—II.  
б — по линии I—I

1 — песчаники и алевролиты; 2 — известняки кремнистые; 3 — красноцветные известняки рудоносной толщи; 4 — магнетитовая руда; 5 — известняки кремнистые и другие; 6 — известняки с прослоями аргиллитов; 7 — основные породы, слагающие дайку; 8 — гематитовая руда; 9 — известняки, кремнистые известняки и известняки с желвакообразными стяжениями; 10 — кремнисто-карбонатные породы и алевролиты, 11 — яшма; 12 — марганцевая руда

том, а иногда имеют сложный кальцитово-сидеритово-родохрозитовый состав. Кремнекислота встречается в виде рассеянных криптокристаллических выделений или сплошных масс мелкокристаллического кварца. Глинистое вещество также рассеяно в породе, где находится в тесной ассоциации с карбонатным материалом и кремнекислотой. Иногда оно резко обогащает породу, в которой обособляется в виде отдельных прослоев. Из других примесей в породах распространены углистое вещество, хлорит, серицит, альбит и некоторые другие минералы. Несмотря

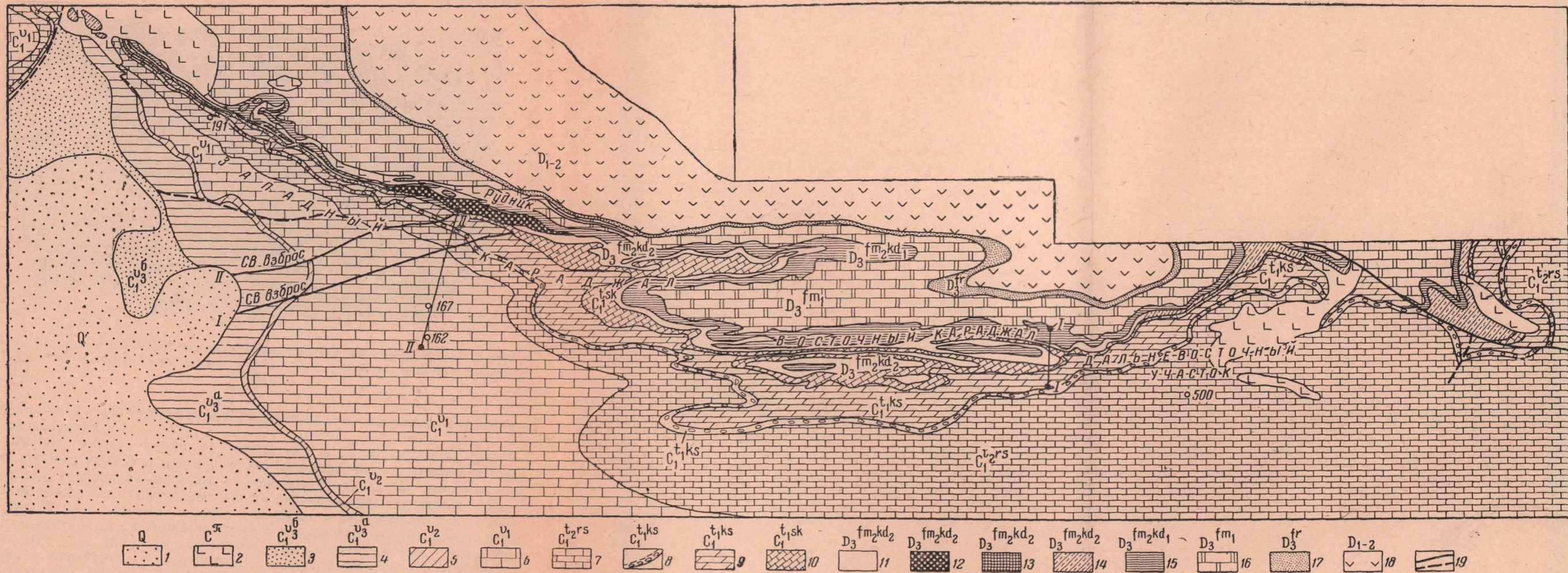


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Караджалского месторождения (по материалам геологов Караджалской геологоразведочной экспедиции, из статьи Д. Г. Сапожникова и др., 1961)

1 — рыхлые покровные образования; 2 — порфириды и диорит-порфириды. Каменноугольная система, визейский ярус: 3 — песчаники полимиктовые серые с прослоями аргиллитов, 4 — аргиллиты темно-серые с прослоями песчаников, 5 — аргиллиты зеленоватые и фиолетовые, 6 — известняки кремнистые с редкими кремнисто-карбонатными желваками; турнейский ярус, русаковские слои: 7 — известняки серые кремнистые толстослоистые; кассинские слои: 8 — известняки желваковистые; 9 — известняки углистые и углистые аргиллиты; сокурские слои: 10 — известняки, зеленовато- и розовато-серые, кремнистые. Девонская система, фаменский ярус, верхняя караджалская свита: 11 — известняки красноцветные железистые и марганцовистые с волнистой слоистостью, 12 — руды железа и марганца, 13 — яшмы, 14 — серые известняки, замещающие красноцветные известняки; нижняя караджалская свита: 15 — нерасчлененные кремнистые известняки и другие породы; калькаратусовые слои: 16 — известняки серые слоистые; франский ярус; 17 — песчаники серовато-розовые полимиктовые, аргиллиты, алевролиты, туфопесчаники. Девонская система нижний и средний отделы: 18 — эффузивная толща — альбитофиры, фельзиты; 19 — тектонические нарушения

на сложный состав описываемые образования обладают внешним обликом и текстурой, свойственными известнякам.

В нижней части свиты залегают черные кремнисто-глинисто-карбонатные породы, содержащие мелкие карбонатные стяжения и обогащенные углистым веществом; средние горизонты ее слагаются преимущественно относительно однородными глинистыми и кремнистыми известняками. Наконец, в верхних горизонтах развиты преимущественно темно-серые глинисто-кремнисто-карбонатные породы с кремнистыми

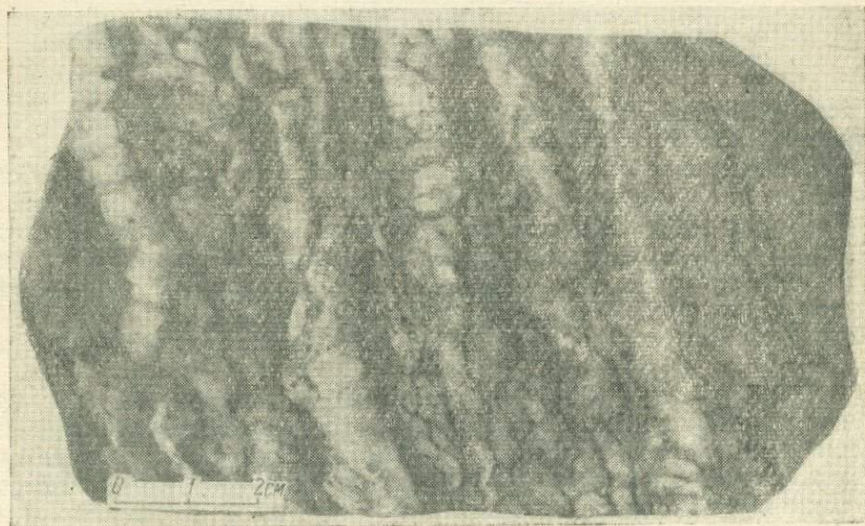


Рис. 4. Красноцветный волнистослоистый известняк верхней караджальской свиты  
Светлое — прослои и стяжения карбонатного состава. Темное — прослои карбонатно-глинистого состава

стяжениями, глинисто-кремнистые известняки и хлоритово-карбонатные образования.

Породы свиты в целом характеризуются серой окраской, темно-серой и почти черной внизу и серой и зеленоватой — в верхней части. В средних горизонтах местами наблюдаются отдельные маломощные прослои розоватых карбонатных пород, сургучно-красных яшм и железных руд. Однако основные залежи руд располагаются выше и залегают среди характерных красноцветных известняков верхней караджальской свиты. Эти последние представлены красновато-серыми, розовато-серыми и фиолетовыми известняками, содержащими 60—70% углекислого кальция. Примесь солей магния весьма невелика и не превышает 0,5—0,6%. Известняки содержат значительное количество нерастворимого в HCl остатка, представленного тонкими глинистыми частичками, а также минеральными новообразованиями — преимущественно вторичным кварцем и альбитом. Известняки обладают ясно выраженной волнистой слоистостью (рис. 4). Она обусловлена чередованием розовато-серых и фиолетово-серых, преимущественно известковистых прослоев с прослоями темно-красными или кирпично-красными глинисто-карбонатными. Толщина первых обычно составляет 2—10 мм, вторых — не превышает 2—3 мм. Породы свиты включают горизонты руд железа и марганца, приуроченные к трем различным стратиграфическим уровням.

Мощность свиты красноцветных известняков меняется в значительных пределах и составляет в среднем 50—65 м. Породы свиты подразделяются на шесть горизонтов (снизу вверх):

- Kd<sub>2</sub><sup>1</sup> — известняки темно-фиолетовые, волнистослоистые; местами руды марганца и железа (нижний рудный горизонт); мощность 5 м;
- Kd<sub>2</sub><sup>2</sup> — известняки кремнистые, серовато-розовые, тонкослоистые; мощность 5 м;
- Kd<sub>2</sub><sup>3</sup> — магнетитовые и гематитовые руды, яшмы, марганцевые руды (основной рудный горизонт); мощность 20 м;
- Kd<sub>2</sub><sup>4</sup> — известняки и кремнистые известняки, красно-бурые, тонкослоистые; мощность 7—8 м;
- Kd<sub>2</sub><sup>5</sup> — известняки и кремнисто-карбонатные породы, серовато-розовые, красноватые, волнистослоистые; мощность 12 м;
- Kd<sub>2</sub><sup>6</sup> — карбонатно-кремнистые породы с прослоями гематита и вкрапленностью магнетита; красные яшмы и гематитовые руды (верхний рудный горизонт); мощность 7,5 м.

Верхний рудный горизонт (Kd<sub>2</sub><sup>6</sup>) в большей части случаев выпадает из разреза, и свита слагается из пяти горизонтов.

В породах свиты найдены *Varioclymenia varicata* Sob. и *Prionoceras divisum* Münst., свидетельствующие о принадлежности их к верхней части фаменского яруса. По схеме А. М. Садыкова они относятся к климениевым слоям фаменского яруса. В сторону восстания породы свиты переходят в отложения брахиоподовой фации — серые известняки со *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *Cylcifer*, Н. et Cl.

Выше по разрезу располагаются породы каменноугольного возраста.

Особенности геологического строения района свидетельствуют о том, что рудные залежи Караджальского месторождения приурочены к наложенной мульде, которая сформировалась после завершения основной фазы геосинклинального развития, пришедшейся на каледонский тектонический этап. Оруденение формировалось в условиях относительно стабильного тектонического режима и резкого ослабления эффузивной деятельности, которая достигала наибольшей интенсивности в течение предшествовавшей ниже-среднедевонской эпохи.

### Оруденение

Рудное поле Караджальского месторождения протягивается в виде полосы на расстоянии около 15 км с запада на восток. В его пределах выделяется пять самостоятельных рудных участков, из которых главными являются Западный Караджал, Восточный Караджал и Дальневосточный участок (см. рис. 2).

На месторождении развиты главным образом руды железа. Вторым по значимости полезным компонентом является марганец. Наблюдается также слабо выраженная свинцово-цинковая минерализация.

Рудная минерализация и оруденение приурочены в районе к относительно широкому стратиграфическому интервалу, начиная от пород франского яруса, кончая отложениями турне. Однако наиболее крупные залежи приурочены к нижней караджальской и особенно к верхней караджальской свитам, причем с последней связаны практически все промышленные запасы на месторождении.

**В породах нижней караджальской свиты** рудные накопления залегают в виде маломощных пластов, быстро выклинивающихся по простиранию. Запасы железа и марганца весьма незначительны. Мелкие рудопроявления известны почти из всех горизонтов свиты, причем наиболее устойчивы они в горизонте Kd<sub>1</sub><sup>3</sup>. Преобладают гематитовые и магнетитовые руды, в ассоциации с которыми находятся прослой яшм и зеленоватых-серых пород, богатых хлоритом. В верхней части свиты встречаются карбонатные породы сложного состава, содержание до 15—17% углекислого марганца и до 25% углекислого железа. По содержа-

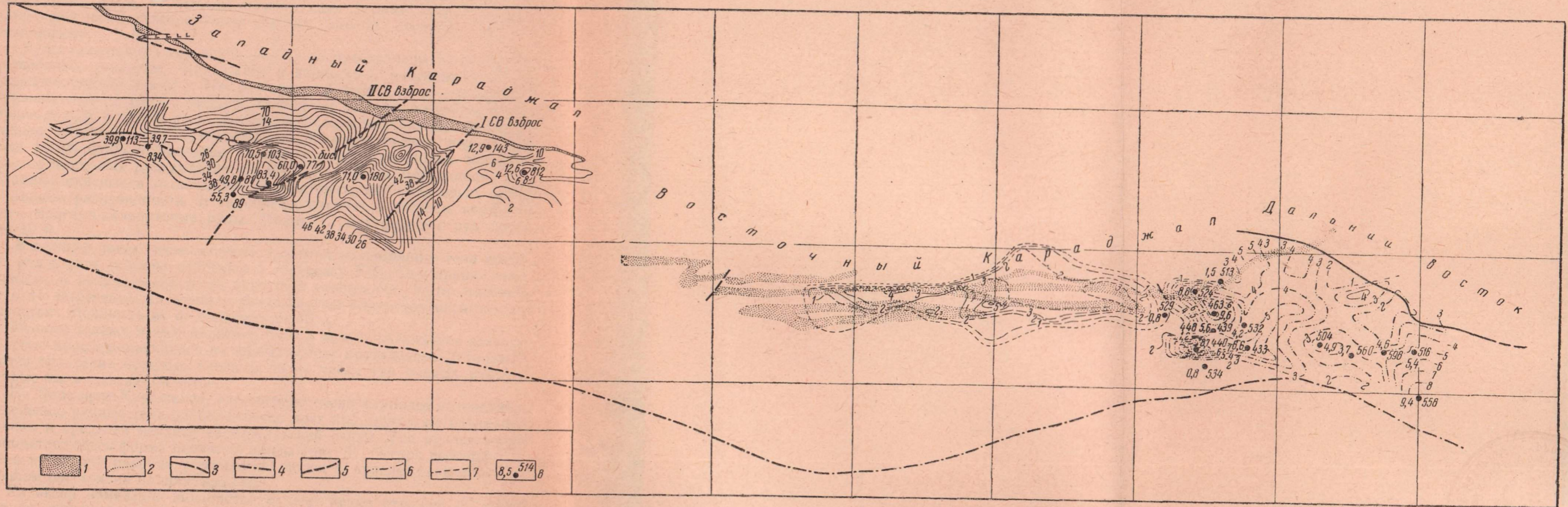


Рис. 5. Схема изменения мощностей рудной пачки (по Д. Г. Сапожникову и др. 1961)

1 — выходы пород верхней караджалской свиты на поверхность; 2 — геологические границы; 3 — северная граница распространения пород верхней караджалской свиты; 4 — южная граница распространения отложений этой свиты; 5 — линии разрывных нарушений; 6 — изолинии мощностей рудной пачки горизонта; 7 — изолинии мощностей рудной пачки горизонта; 8 — проекции забоев скважин на земную поверхность, номера скважин, мощности рудной пачки

нию рудных элементов отдельные разности их могут быть отнесены к категории убогих железо-марганцевых руд.

Среди отложений верхней караджальской свиты оруденение приурочено в основном к трем горизонтам —  $Kd^1_2$ ,  $Kd^3_2$  и  $Kd^6_2$ , причем с первыми двумя связаны главные запасы руд на месторождении. К нижнему горизонту свиты  $Kd^1_2$  приурочены проявления рудной минерализации и оруденения, наиболее устойчивые в восточной и западной частях рудного поля. Здесь развиты марганцевые, главным образом мангано-кальцитовые руды, слагающие обычно один рудный пласт, наиболее устойчивый на Дальневосточном участке, где он достигает до 9 м по мощности.

Руды следующего горизонта ( $Kd^3_2$ ) распространены на Восточном и, особенно, Западном Караджале и полностью выклиниваются на Дальневосточном участке. На Западном Караджале в описываемом горизонте насчитывается большое количество пластов железных и марганцевых руд, а также яшм. Железные руды представлены преимущественно гематитовыми, магнетитовыми и мартитовыми разностями; реже встречаются хлоритовые и сидеритовые. Суммарная мощность пластов железных руд доходит до 40—50 м. Среди марганцевых преобладают окисные и окисленные: браунитовые, гаусманитовые, псиломелановые разновидности. В единичных случаях встречены карбонатные — мангано-кальцитовые руды. Мощность марганцевых руд достигает 10 м.

В верхней части свиты местами залегают маломощные тела железных руд и яшм, которые относятся к горизонту  $Kd^6_2$ . Они крайне невыдержаны и выклиниваются на коротком расстоянии. Руды марганца здесь не встречены; железные — представлены хлоритово-магнетитовой разностью. Мощность их не превосходит 10 м.

Рудные залежи имеют характер линз и выклинивающихся пластов, зачастую прослеживающихся на значительном протяжении. Устанавливаются три таких крупных линзы и по их числу три рудных участка, которые были упомянуты выше.

На Западном Караджале, где сосредоточено наиболее интенсивное оруденение, рудные тела располагаются друг над другом на различных уровнях в пределах верхней караджальской свиты. Вся рудная пачка приобретает здесь форму огромной линзы (рис. 5), быстро выклинивающейся в сторону падения и восстания пород и прослеживающейся на большом расстоянии по простиранию.

Характер изменения мощностей рудной пачки отражен на схеме (рис. 5), заимствованной в работе Д. Г. Сапожникова, В. И. Кавуна и др. (1961). Как показывает распределение линий равных мощностей, оруденение неравномерно распределено по площади, и рудные линзы разделены участками распространения пустых пород. Наиболее крупная рудная залежь (Западный Караджал) пространственно тяготеет к разрывным нарушениям. Здесь отчетливо выделяются три основные площади, характеризующиеся различными мощностями рудоносных отложений. Первая из этих площадей протягивается от восточной границы участка до Первого северо-восточного взброса; другая захватывает область, лежащую между Первым и Вторым северо-восточными взбросами, и территорию, непосредственно прилегающую к ним. Наконец, третья область располагается к западу от Второго северо-восточного разлома и протягивается вплоть до границы рудного поля.

В пределах первой площади преобладают незначительные мощности рудной пачки, составляющие в среднем 3—5 м и достигающие лишь в исключительных случаях 12,9 и 12,6 м. Линии равных мощностей, за небольшими исключениями, вытянуты здесь в общем параллельно простиранию пород.

У западной границы площади линии равных мощностей рудной пачки меняют свое направление на северо-восточное, параллельное Первому северо-восточному взбросу. Мощность здесь быстро возрастает последовательно до 15, 20 и даже 30 м. Наибольшие значения мощностей наблюдаются обычно на участках, примыкающих непосредственно к линии разрывного нарушения. Таким образом, последнее оказывает явное влияние на увеличение мощности рудной пачки.

На территории между первым и вторым северо-восточным нарушениями наблюдается дальнейшее увеличение мощностей, которые обычно не бывают здесь ниже 30 м, а в ряде скважин достигают 50 м. Наибольшая мощность в пределах этой второй площади составляет 71 м. Линии равных мощностей вытянуты здесь в общем в северо-восточном направлении, параллельно разломам.

В пределах третьей площади, расположенной к западу от Второго северо-восточного взброса, наибольшие мощности рудной пачки также тяготеют к разрывным нарушениям. Самые большие мощности (60—80 м) отмечаются в пределах треугольника, расположенного между Вторым северо-восточным взбросом и широтным нарушением.

В средней и западной частях описываемой третьей площади мощности рудной залежи вновь уменьшаются и составляют в среднем 20—30 м. Линии равных мощностей ориентированы здесь в основном в широтном направлении. Заметна приуроченность наибольших мощностей ко второму широтному нарушению 39,7 и 39,9 м.

Приведенные данные показывают, что на Западном Караджале наличие разрывных нарушений, несомненно, сказывается на суммарной мощности рудных залежей. Мощность их растет близ единичных нарушений и особенно заметно увеличивается в блоках, расположенных между ними. Можно полагать, что в зоне разрывных нарушений и на участках, тяготеющих к ним, происходило наиболее интенсивное поступление в водоем рудных растворов, а также последующее переотложение металла и замещение им первично безрудных пород горизонтов  $e_{11}$ ,  $e_{13}$  и  $e_{14}$ .

Кроме того, в более позднее время в зоне разрывных нарушений и на участках, тяготеющих к ним, в осадочной толще осуществлялось переотложение металла и замещение им первично безрудных пород из горизонтов  $Kd^1_2$ ,  $Kd^3_2$  и  $Kd^5_2$  верхней караджалской свиты.

В отличие от этого на двух других участках месторождения ложилась относительно маломощные залежи, для которых не устанавливается непосредственная связь с разрывными нарушениями и не представляется возможным наметить значительного переотложения рудного вещества.

По данным В. В. Калинина (1963), на месторождении встречено большое количество различных минералов. Для марганцевых руд характерны в порядке распространенности: браунит, гаусманит, якобсит, псиломелан, вернадит, пиролюзит, манганит, манганокальцит, родохрозит, кальцит, родонит, тефроит, гранат, эпидот, куммингтонит, фриделит и др. Для железных руд в том же порядке будут: гематит, магнетит, мартит, маггемит, мушкетовит, пирит, марказит, арсенипирит, кварц, хлорит, кальцит, сидерит, барит, полевой шпат, турмалин, ферристильпномелан, флюорит и др.

По условиям образования руды Караджалского месторождения делятся на три больших группы. К первой из них относятся первичные руды, образовавшиеся в результате осадконакопления и диагенеза. Во вторую группу включаются руды, сформировавшиеся при эпигенетических изменениях и метаморфизме первичных рудных образований. Наконец, к третьей относятся руды зоны окисления.

**Первичные руды марганца** представлены манганокальцитовой разностью, которая окрашена в фиолетово-серый и розовато-серый цвет, и внешне напоминают кремнистый известняк. Они сложены криптокристаллическим карбонатным материалом и характеризуются слоистой, а также микрослоистой текстурой. Из примесей в них встречены выделения опала, халцедона и минералы глины. В рудах постоянно наблюдаются мелкие линзовидные стяжения, сложенные белым манганокальцитом и представляющие собой диагенетические образования. В зоне контактового метаморфизма по манганокальциту развивается в небольшом количестве родонит, тефроит и гранат. К числу первичных руд железа относятся сидеритовые разности их, которые представляют собой массивные плотные образования, окрашенные в коричнево-серый цвет, обладающий иногда зеленоватым оттенком. Сидеритовая руда сложена карбонатом железа, раскристаллизованным в различной степени. Помимо карбоната железа в ней встречается хлорит, который обуславливает зеленоватые оттенки караджальских сидеритовых руд, незначительная примесь органического вещества и тонкозернистого магнетита.

По химическому составу они на 50—70% слагаются углекислым железом, при заметном содержании примеси углекислого марганца и магнезия и содержании кальцита до 11%.

Сидеритовые и манганокальцитовые руды представляют собой первично-осадочные образования, возникшие в фации карбонатных отложений в умеренно восстановительных условиях и не претерпевшие существенных изменений при диагенезе, катагенезе и метаморфизме.

Другие седиментационные рудные накопления, несомненно первично отлагавшиеся в водоеме, подверглись значительным преобразованиям. Главными представителями их являются гаусманитовые и браунитовые руды марганца, магнетитовые и гематитовые железные руды, а также яacobитовые железо-марганцевые разности их. Все они сформировались в условиях более окислительной среды, за счет первичного накопления в фации окисных рудных илов, сложенных гидратами окиси железа, марганца или обоих этих элементов. В дальнейшем имели место изменения первоначальных рудных образований, перешедших в новые минеральные виды, сопровождавшиеся образованием новых структурно-текстурных особенностей рудных накоплений.

**Браунитовые руды** являются наиболее широко распространенным типом марганцевых рудных накоплений Караджала. Богатые черные браунитовые руды слагают мощные тела и отличаются слоистым строением. В них чередуются прослои, состоящие сплошь из браунита, с прослоями карбонатного, кремнистого и кремнисто-карбонатного состава. В однородных браунитовых прослоях заметна четкая микрослоистость, которая обусловлена чередованием слоев чистого браунитового состава, различающихся по крупности зерна, или же чередованием браунитовых слоев с такими, в которых этот минерал содержит ряд примесей. В более бедных браунитовых рудах наблюдаются многочисленные включения и прожилки, сложенные рудным минералом, содержащим примесь глинистого и карбонатного материала. Кроме браунита, эта руда содержит кварц, кальцит, в небольшом количестве родонит и родохрозит. Она образована за счет первичного накопления гидроокислов марганца, которые претерпели незначительную потерю воды в ходе процессов диагенеза. На более поздней стадии при катагенетических изменениях произошла полная дегидратация рудных отложений и переход их в плотную браунитовую руду, которая, однако, сохраняет слоистую текстуру.

**Гаусманитовые руды** обычно черные, плотные, с тонкой прямой хорошо выраженной слоистостью. Рудное вещество, как правило, рас-

кристаллизовано и отличается неравномерной зернистостью. В рудах встречаются тонкие прослойки и линзочки карбонатного состава. Помимо гаусманита, в них обнаружены в небольших количествах гематит, якобит, тефроит, родонит, эпидот, фриделит. Эти минералы слагают главным образом тонкие прожилки в руде. Из других минералов следует отметить браунит, родохрозит, куммингтонит, кварц и кальцит. Среднее содержание в этих рудах металлического марганца около 26%.

Наличие в рудах гаусманита, а также присутствие в них якобита, родонита и некоторых других минералов позволяет считать, что они образовались в результате достаточно глубоких изменений первичного вещества, обусловленных контактовым метаморфизмом.

**Якобитовые руды** окрашены в темно-серый со слабым зеленоватым оттенком цвет. Они обладают плотным сложением; матовым блеском и обычно прямой тонкой слоистостью. Наряду с этим встречаются разности с грубой неровной слоистой текстурой. В рудах присутствуют гематит, гранат, силикаты марганца, карбонаты марганца и кальцит. Слоистость обусловлена чередованием прослоев, либо отличающихся по составу, либо по величине зерна. Можно полагать, что якобитовые руды, обладающие прямой слоистостью, образовались по породе, сложенной олигонитом, тогда как руды с неровной грубой слоистостью развились по марганцевым рудам или по породам, слабо обогащенным марганцем. В процессе привноса железа и замещения им первичной руды происходило изменение ее текстуры. Якобитовые руды также обязаны своим происхождением процессам изменения вещества, протекавшим в условиях метаморфизма, но, возможно, частично в ходе катагенетических процессов.

**Гематитовые руды** являются господствующим типом железорудных накоплений. Среди них выделяются две разности. Одна представлена плотной разностью с микроскопически тонкими прослоями красного сидерита и яшм. Гематит здесь криптокристаллический, обладает голубоватым цветом, металлическим блеском и полураковистым изломом. При образовании этих руд вначале шло накопление гидроокисных соединений железа, перемежавшееся с отложением водного кремнезема и карбоната железа, который быть может приносился во взвешенном состоянии из соседних областей. Изменения этих первичных образований на более поздних стадиях свелись в основном к дегидратации гидроокисных соединений металла и водной окиси кремнезема, первично отложившихся на дне бассейна. Реликты метаколлоидных выделений, обнаруженные в гематитовых рудах, указывают, что первичный рудный осадок слагался гелеобразным веществом.

Ко второй разновидности относятся гематитовые руды, содержащие прослой магнетита. Слоистость их менее четкая, причем слойки обоих минералов, входящих в состав руд, обладают примерно одинаковой толщиной, порядка одного-двух и редко более сантиметров. Местами им подчинены тонкие слойки пирита. Гематитовые прослои сложены криптокристаллической разностью, сходной с описанной выше. В отличие от этого прослой магнетитового состава слагаются обычно крупными идиоморфными зернами. В описываемых рудах, помимо гематита, встречается магнетит и яшма и в небольшом количестве пирит и сидерит. Бедность минерального состава, сохранение первоначальной слоистой текстуры и других первичных признаков позволяют считать, что образование гематитовых руд из первичного осадка не сопровождалось глубоким изменением рудного вещества. Оно имело место одновременно с изменением вмещающих пород в стадию катагенеза. С последней, вероятно, связывается и часть магнетита в гематитовых рудах, который может образовываться в гипергенных условиях (Кротов, 1940). Однако основная часть этого минерала образовалась при метаморфизме.

**Магнетитовые руды** широко распространены на месторождении. Они имеют темную, почти черную окраску, металлический блеск, слоистое сложение и пластовую отдельность. Магнетит не одинаков по величине и форме зерен в разных прослоях. В тех местах, где он слагает мономинеральные прослои, форма зерен изометричная и величина их составляет 0,5—0,8 мм. Там же, где магнетит находится в тонком сростании с хлоритом или сидеритом, он представлен идиоморфными зернами размером порядка первых десятых долей миллиметра. Помимо магнетита, в рудах наблюдаются: гематит, пирит, марказит, арсенипирит, пирротин, халькопирит, блеклые руды, барит, ферристыльпноделан и флюорит.

Магнетитовые руды образовались в основном при метаморфизме в результате вторичного замещения сидеритовых и гематитовых руд. Червычайно широко распространен также процесс развития магнетитов по яшмам, с которыми описываемые руды обычно ассоциируют. В зоне окисления распространены мартитовые железные руды, а также псиломеланово-браунитовые и другие полуокисленные руды марганца.

Марганцевые руды обычно находятся в ассоциации с красноцветными известняками верхней караджальской свиты, которые отличаются повышенным содержанием марганца, находящегося в карбонатной форме. Весьма широко распространен процесс развития браунита по этим карбонатным породам. При этом наблюдаются все переходы от красноцветных известняков, содержащих отдельные мелкие выделения браунита, до оруденелых карбонатных пород, обладающих темно-коричневым, бурым и черным цветом.

Из пород, сопровождающих железные руды, наибольший интерес представляют железистые яшмы, окрашенные обычно в сургучно-красный и кирпично-красный цвет. Среди яшм залегают прослои железистых роговиков и железисто-кремнисто-карбонатных пород, окрашенных в различные оттенки красновато-серого и серовато-розового цвета. Кремнистое вещество яшм макроскопически однородно или раскристаллизовано в различной степени от криптокристаллических разностей до таких, которые состоят из средних по величине зерен кварца. Иногда в поле зрения микроскопа попадают плохо сохранившиеся скорлупки радиолярий, наличие которых не оставляет сомнения в осадочном происхождении яшм и связанных с ними пород.

### Генезис руд

Вопрос о генезисе Караджала неоднократно обсуждался в литературе, причем по этому поводу имеется ряд достаточно противоречивых высказываний. Они могут быть подразделены на три основных группы. К первой относятся представления о гидротермальном генезисе месторождения. Согласно другой точке зрения, месторождение рассматривается как осадочное, впоследствии в той или другой степени метаморфизованное. Наконец, в последнее время все чаще высказывается точка зрения о эффузивно-осадочном происхождении руд Караджала.

Попытка найти аналогов Караджала среди осадочных месторождений встречает значительные затруднения прежде всего потому, что оруденение на этом объекте приурочено к толще карбонатных пород, а железные и марганцевые руды, связанные с карбонатными образованиями, известны главным образом из платформенных областей, и по своему положению в тектонической структуре резко отличаются от караджальских рудных накоплений. Кроме того, на Караджальском месторождении широко распространены яшмы, которые совершенно не типичны для осадочных железо-марганцевых месторождений вообще и для связанных с карбонатными отложениями, в частности.

Караджал отличается и от типичных эффузивно-осадочных месторождений, таких как Калгутинское и другие, связанные с девонскими отложениями на Алтае (Калугин, 1961), известные Лан-Дильские железорудные месторождения из девона ФРГ (Kegel, 1934), а также мелкие месторождения и рудопроявления марганца, приуроченные к юрским отложениям области Береговых хребтов на Тихоокеанском побережье США (Taliaferro and Hudson, 1943; Taliaferro, 1943) и к девонским эффузивно-осадочным породам Магнитогорского синклиория на Урале (Херасков, 1951).

Условия отложения карбонатных и кремнисто-карбонатных пород нижней и верхней караджалских свит представляются в следующем виде. К началу эпохи отложения на территории района уже были заложены некоторые элементы Джаильминской мульды, являющейся главной структурной единицей района. Эффузивная деятельность в районе в основном прекратилась. Активные проявления ее устанавливаются относительно далеко на востоке в районе северо-западного Прибалхашья, откуда за дальностью расстояния не мог поступать рудный материал, растворенный в водной массе. В пределах площади отложения пород формации фиксируются лишь местные и относительно небольшие проявления эффузивной деятельности, причем здесь происходили излияния лав основного состава.

Первичные рудные накопления Караджала образовывались на дне неглубокого моря, где в удалении от действующих вулканических аппаратов отлагались преимущественно карбонатные осадки. Поступление рудных растворов магматического происхождения было связано с разрывными нарушениями типа небольших взбросов, располагавшихся либо на территории месторождения, либо в непосредственной близости от него. Эти разрывные нарушения были уже заложены к моменту рудоотложения и около них накапливались кремнистые и железисто-кремнистые осадки, давшие начало яшмам и железным рудам. Соединения марганца, поступающие из растворов, поднимающихся в зоне трещин, разносились далее и образовали накопления на значительном расстоянии от них, залегающие среди карбонатных осадков.

Месторождения караджалского типа не могли сформироваться в условиях активного эффузивного процесса, например, в таких условиях, которые характерны для девонских месторождений марганцевых руд восточного склона Урала. При активном вулканизме рудные концентрации, как правило, рассеиваются среди мощных толщ лав и пирокластических образований. Рудные залежи, если и возникают здесь, то достаточно спорадически и характеризуются незначительным масштабом.

В ходе диагенеза осадки верхней караджалской свиты претерпели уплотнение и цементацию, кроме того, в них возникали мелкие конкреционные образования. Рудообразующее значение диагенеза весьма невелико и свелось в основном к обезвоживанию и уплотнению первичных рудных осадков и перекристаллизации рудных минералов, которые в момент отложения находились в форме мельчайших тонкодисперсных выделений. В отличие от этого более глубокие катагенетические изменения рудных накоплений проявились повсеместно. С этой стадией, которая непосредственно предшествует региональному метаморфизму и, по сути дела, неотделима от него, связывается процесс дегидратации водных окислов железа и марганца и образование главной массы гематита, слагающего гематитовые руды, а также входящего в распыленном состоянии в состав манганокальцитовых руд, яшм и других образований. Можно полагать, что в эту стадию протекало образование браунита, который происходил за счет рудных накоплений, сложенных водными окислами марганца. Вероятно, местами в восстановительных

условиях шло частичное образование магнетита, развивавшегося по водным окисным соединениям железа и, возможно, по гематиту.

Рудные залежи, расположенные близ линий разрывных нарушений и особенно по соседству с дайками и более крупными интрузивными телами, несут несомненные следы метаморфизма. Последний четко проявляется на Западном Караджале, особенно в той части, которая лежит между Первым северо-восточным взбросом и западной границей рудного поля. Подобное же явление имеет место на Дальневосточном участке в непосредственной близости от расположенного здесь крупного интрузивного тела. Близ даек, в зоне контактовых изменений, возникли растворы, которые воздействовали как на железные, так и на марганцевые руды. Эти растворы, первоначально обладавшие восстановительным характером, приобрели еще более восстановительные свойства вследствие просачивания через осадочные породы, богатые органическим веществом. Последние встречаются во многих горизонтах стратиграфического разреза. Воздействуя на гематитовые руды, они обусловили образование по ним магнетита и переход их в магнетитовую руду, содержащую незначительное количество ферристильпноменелана и куммингтонита. Яшмы также замещались магнетитом, причем в результате возникали рудные залежи на месте некогда существовавших пород. По марганцевым рудным накоплениям развивался гаусманит.

Особо важную роль при метаморфизме, так же как и при процессах катагенеза, играли разрывные нарушения, которые продолжали оставаться наиболее надежными путями циркуляции растворов. В связи с этим главная масса залежей метаморфизованных руд тяготеет к линиям взбросов, расположенным на территории участка Западный Караджал. В сторону от этих нарушений магнетитовые руды постепенно выклиниваются, причем до крайней по падению части рудного поля доходят только гематитовые. Что касается руд марганца, то и здесь имеет место переход от метаморфизованных гаусманитовых и якобитовых разностей, развитых непосредственно у разрывных нарушений, в манганокальцитовые и браунитовые, пользующиеся распространением на некотором расстоянии от линий взбросов. Развитие магнетита по яшмам приводит к значительному увеличению мощности рудной пачки, причем максимальные мощности приходятся на те части ее, которые тяготеют к взбросам или заключены в блоке между ними (Сапожников и др., 1961).

Гидротермальная жильная минерализация пользуется незначительным распространением на месторождении. Она захватила значительный отрезок времени, вплоть до верхнего палеозоя, сопровождала метаморфизм и следовала за ним по времени и приурочена преимущественно к тем местам, где метаморфические изменения проявились наиболее четко. С этой стадией связывается баритизация руд, проявившаяся кое-где на месторождении, а также маломощные жилы, секущие руды и вмещающие породы. Жилы сложены кварцем, кальцитом, в них встречены сульфиды свинца и цинка, гематит, пирит, арсенопирит, фриделит и некоторые другие минералы.

Формирование Караджальского месторождения представляло собой сложный многостадийный процесс, начавшийся в верхнем девоне отложением первичных рудных илов железа и марганца и закончившийся в основном в верхнем карбоне или перми проявлениями гидротермальной деятельности. На всех стадиях этого процесса четко проявлялась роль разрывных нарушений, оказывавших влияние на ход рудонакопления на всех его стадиях. Особенности тектонического режима, седиментации и вулканизма, благоприятные для формирования месторождений Караджальского типа, возникают обычно в наложенных мульдах на

завершающем этапе развития геосинклиналей, перед полным превращением их в платформы. В более позднее время в мезозое и кайнозое имело место окисление руд.

D. G. SAPOJNIKOV

## NEW TYPE OF THE EFFUSIVE-SEDIMENTARY FERROMANGANESIAN DEPOSIT

(Summary)

The described ferromanganesian deposit Karadjal is situated in the Southern part of Central Kazakhstan about 300 km to the South from Karaganda. Ferrous and manganese ores are connected with the formation of specific marine siliceous-carbonate rocks of the upper Devonian; They are associated with red wave-like laminated limestones of the upper Famennian.

The country rocks are slightly dislocated and in some parts are complicated by small folding and are overthrown. They are broken up by small faults of upthrust type. There are some dikes and large bodies of post-ore diabasic porphyrites.

Iron and manganese ores form bedded bodies and lenses, conformed with the country rock. Iron ore usually associates with jasper and ferruginous jasper which also forms bedded bodies.

Manganese ore occurs among carbonate rocks. Hematite and magnetite, ores predominate there, there are also peach-magnetite ores occurring in small amounts and, as an exception, siderite varieties.

Manganese is characterised by manganocalcite, braunite and hausmannite ores. There are also jacobsonite ferromanganesian ores. Hematite and manganocalcite ores which predominate on the deposit are characterised by a thin parallel lamination and represent the original accumulative ore formations slightly changed by the subsequent processes.

Near the lines of faults and dike ore bodies undergo insignificant metamorphism.

Manganese silicates are developed manganocalcite, and the magnetite ore is developed in peach, siderite and ferruginous jasper.

There were found some phenomena of a post-ore hydrothermal activity, which led to the deposition of baryte and sulphide mineralisation.

Jaspers and ore bodies compose large lenses, occurring among carbonate rocks of the upper Devonian. For the largest of them there was established a special connection with upthrusts, which are located in the West section of the deposit. The thickness of ore bodies rises there towards the upthrusts, which along with undoubted syngenetic character of the original ore formation points at its effusive-sedimentary origin. This is evidenced also by the close association of these ores with jaspers.

The original Karadjal ores were deposited on the bottom far from the acting volcanic centers, owing to the penetration of abyssal orebearing solutions, which arose in the upthrust zone. Afterwards original ores underwent changes as the result of the processes of diagenesis, epigenesis, metamorphism as well as of the late hydrothermal process.

Karadjal presents the extreme member among the effusive-sedimentary deposits and it is rather difficult to prove its connection with the volcanic activity. However it has common features with typical effusive-sedimentary deposits, such as the Lan-Dill iron ore deposit in F. R. G. or the Kalgoutinsk and other Altay deposits in the USSR, as well as the South Ural (Magnitogorsk region) manganese ore deposits or the Franciscan formation in the region of Coast Ranges in the U. S. A.

## ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд. АН СССР, 1946.

Калинин В. В. Вещественный состав и текстурно-структурные особенности железно-марганцевых руд месторождения Караджал. Автореф. кандидат. диссерт., М., 1963.

Калугин А. С., Груздева-Пешкова А. В. Сингенетические железные и марганцевые руды вулканогенных формаций среднего палеозоя Алтая. В кн.: «Тезисы докл. V Всесоюз. литол. совещ.». Новосибирск, 1961.

Кротов Б. П. Нахождение в Халиловских железорудных месторождениях магнетита, образовавшегося из растворов поверхностного происхождения при низкой температуре. Докл. АН СССР, т. 26, 1940, № 8.

Садыков А. М. Стратиграфия верхнего девона и нижнего карбона района Атасуйских месторождений. Изд. АН Каз. ССР. Алма-Ата, 1959.

Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. Тектоника СССР, т. 1. Госгеолитиздат, 1948.

Сапожников Д. Г., Кавун В. И., Калинин В. В., Рожко М. Н. Особенности распределения железа и марганца в Караджальском месторождении. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.

Соколова Е. А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джайльминской мульде. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 5.

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-башкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР», посвящ. памяти А. Д. Архангельского, 1951.

Kugel W. Die geologischen grundlagen der Roteisenstein bergbau in Dillgebiet Zf eits. d. Deutsch. Geol. Gesell.

Taliferro N. L. Manganese deposits of the Sierra Nevada, the genesis and metamorphism. Manganese in California, 1943.

Taliaferro N. L. and Hudson F. S. Genesis of the S manganese deposits of the Coast Ranges of California.

---

А. С. КАЛУГИН

**ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ ТИП  
ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
В СКЛАДЧАТЫХ ЗОНАХ ЮГА СИБИРИ**

Исследования полосчатых железных руд в докембрийских отложениях района Верхнего озера в Северной Америке и в девонских отложениях Рейнских сланцевых гор в Западной Европе положили начало представлениям о генетической связи подобного типа месторождений с субмаринной вулканической деятельностью. Месторождения этого типа часто называются эксгаллятивно- или эффузивно-осадочными.

Железорудные месторождения СССР, расположенные на Алтае, в южной части Западной Сибири и Восточном Казахстане, позволяют получить новые сведения об источниках, процессах и условиях формирования подобных месторождений.

Западные фланги железоносной площади Алтая находятся в краевой части Обь-Зайсанской герцинской складчатой зоны; восточные, удаленные на 200—300 км, расположены в области герцинских наложенных мульд на складчатом каледонском основании в пределах юго-восточного Алтая.

Описываемые месторождения и рудопоявления, числом более ста, залегают среди складчатых вулканогенно-осадочных отложений нижней части среднего и верхней части нижнего отдела девона. Прерывистое поле этих отложений имеет длину 550 км и ширину до 150 км, с уцелевшей от денудации площадью 15 000 км<sup>2</sup>. Оно заключено между разломами глубинного, по В. А. Кузнецову (1960), типа, контролировавшими вулканическую деятельность нижнего-среднего девона. За пределами этой площади железоносные вулканогенно-осадочные морские и субаэральные отложения сменяются безрудными терригенными и карбонатными морскими осадками. Таким образом, описываемые проявления железного оруденения на Алтае ограничены не только эпохой, но и ареалом вулканической деятельности.

Удаленные от осевой части геосинклинали железоносные отложения юго-восточного Алтая отличаются небольшими мощностями — до 400—1200 м, частыми признаками континентального и переменного морского режима, редкостью кремнистых и глинисто-карбонатных осадков, существенно кислотощелочным составом вулканических продуктов. Региональный метаморфизм железоносных отложений отвечает начальной степени кварцево-альбито-мусковито-хлоритовой субфации по Ф. Дж. Тёрнеру (1961). Массивы послесреднедевонских гранитов занимают не более 10% площади района.

В составе железоносной толщи выделяется два типа оруденения: связанные с девонским вулканизмом близповерхностные гематитовые метасоматические жилы и сингенетичные с вулканогенной толщей слоистые гематитовые руды типа джеспилитов.

В опорных разрезах юго-восточного Алтая в бассейне р. Калгуты девонские железоносные отложения залегают на красноцветных терри-

генных осадках с фауной нижнего силура. В их составе стратиграфически снизу вверх выделяются:

<i>подрудная пачка</i> — туфы кристаллокластические, реже туфолавы, кварцевые кератофиры, кератофиры, редкие диабазы и их туфы, серицитолиты, пропилиты, гематитовые жилы, яшмы, барит, турмалиновые зоны и др. . . . .	100—500 м
<i>рудная пачка</i> — руды гематитовые слоистые с прослоями туфов и туффитов, с флорой верхней части нижнего девона	2—60 „
<i>надрудная пачка нижняя</i> — туффиты, известняки с фауной нижней части среднего девона, кварцевые кератофиры	40—300 „
<i>надрудная пачка верхняя</i> — туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты красно- и зеленоцветные	300 „

Подрудная пачка залегает на холмистой поверхности пород нижнего силура и в разрезе под туфами девона наблюдаются древние делювиальные щебнистые красноцветные отложения с редкими обломками кварца, с грубым наслоением, параллельным древнему склону. Подстилающие красноцветные песчаники и алевролиты силура на глубину до двух метров сильно трещиноваты и обладают скорлуповатой отдельностью типа десквамации. Зона древнего делювия и трещиноватых подстилающих пород карбонатизирована.

В составе эффузивов подрудной пачки преобладают разности с вкрапленниками кварца, альбитизированных плагиоклазов, реже анортноклаза и калишпата, биотита, пироболов, ильменита, апатита и циркона. В редких диабазах имеются миндалины с отложениями метакolloидного гематита, турмалина, кварца, хлорита и барита.

Туфы подрудной пачки состоят из обломков тех же минералов и содержат обломки пузыристого туфа. В сваренных туфах и туфолавах участвуют девитрифицированное стекло и фенокристы полевых шпатов и кварца. Обычно массивные туфы местами обнаруживают крупную горизонтальную слоистость, а сваренные туфы и особенно туфолавы отличаются флюктуационной и линзовидной текстурой. В нижней части туфов, на первых десятках метров, наблюдаются то равномерно и беспорядочно рассеянные, то кучечные взвешенные скопления обломков пород силура размером до 2—3 см. Поразительно однородные пласты туфов по мощности достигают многих десятков метров, являясь одноактными отложениями раскаленных туч. Они местами выше сменяются единичными потоками лав, маломощными карбонатсодержащими красноцветными туфоалевролитами и переотложенными туфами типа грязевых потоков, а затем опять составляют основу разреза.

Переотложенные туфы на одном из участков залегают в средней части подрудной пачки с размывом на массивном и крупнослоистом гранитовидном туфе, заполняя в нем ложбину шириной до 200 метров и глубиной до 10—15 м. Они состоят из несортированных зерен гранитовидных туфов с полуокатанными обломками кварца, отличаются меньшей связностью и производят впечатление стремительно и беспорядочно отложенной массы. В их верхней части на глубину нескольких метров наблюдаются ветвящиеся и утоняющиеся книзу трещины усыхания, заполненные красноцветным литифицированным материалом, содержащим зерна вмещающего туфа. Здесь же в туфах часты крупные зоны окрашивания тонкорассеянным гематитом в виде колец Лизеганга.

Вся подрудная пачка отлагалась в наземных условиях при сухом климате. В той части района, где наблюдались единичные потоки мандельштейнов, формирование подрудной вулканогенной пачки возможно начиналось в подводных условиях.

Характерной особенностью подрудной пачки являются гидротермальные изменения, не наблюдавшиеся ни в подстилающей толще силура, ни в перекрывающем железорудном горизонте.

Они выражаются в повсеместной и местами интенсивной альбитизации, серицитизации, реже пропилитизации, хлоритизации и карбонатизации пород. По всему разрезу с усилением к верхним 10—20 м наблюдается гематитизация туфов от пятнистого окрашивания до образования метасоматических гнезд, линз и ветвящихся жил плотного гематита, нередко в виде корок и почек красной стеклянной головы. Здесь же встречаются отложения красной яшмы, барита и тонкокристаллического турмалина. Приуроченность барита к верхней части туфовых отложений, а интенсивной серицитизации и местами пиритизации — к более глубоким горизонтам указывает на имевшую место вертикальную зональность рН растворов, известную для областей современной вулканической гидротермальной и фумарольной деятельности по исследованиям С. И. Набоко (1962) и др.

Отложения гематита контролируются эндокинетическими трещинами в лавах и межзерновыми путями в туфах. В сваренных туфах и туфолавах они подчинены флюктуационным текстурам и намечающейся полигональной отдельности.

Описанные изменения наблюдаются на участках, где имеются потоки лав, и там, где разрез состоит только из туфов. Они связаны очевидно с автохтонными эксгаляциями и термами, как показано Ф. К. Шипулиным (1960) для Камчатки, Курильских островов и, предполагается, для Долины десяти тысяч дымов, и, вероятно, также с зонами разгрузки вулканических гидротерм, описанных С. И. Набоко.

Некоторые минералы в подрудной пачке имеют эпигенетическую природу: образующиеся по ильмениту лейкоксен, анатаз и редкий рутил; возникающие по биотиту пакеты хлорита и мусковита с выделениями анатаза и гематита и т. д. Поскольку аналогичные новообразования наблюдаются в вышележащем рудном горизонте и в надрудных туффитах без признаков гидротермального перерождения, мы считаем возможным отнести их к продуктам глубокого эпигенеза, пользуясь опытом исследований вторичного минералообразования Л. В. Пустовалова (1956), Д. П. Сердюченко (1956), А. Г. Коссовской (1957) и др.

Метаколлоидные текстуры, признаки формирования в открытых полостях, явления синерезиса, положение у дневной поверхности туфов и другие данные показывают, что метасоматические гематитовые руды поверхностной зоны туфов образовались также эпигенетическим путем, при дегидратации первичных отложений бурого железняка и, возможно, гётита и ярозита, подобных современным отложениям железистых терм Курил и Японии. Яшмы и гематитовые руды горизонтов с интенсивной серицитизацией и карбонатизацией могут представлять собой первичные кремнисто-гематитовые отложения, обычные, по С. И. Набоко, для зон разгрузки современных вулканических гидротерм.

Залегающий на континентальной вулканической пачке горизонт с вулканогенно-осадочными гематитовыми рудами в юго-восточном Алтае подразделяется на широко развитую бассейновую субаквальную фацию с мелко- и глубоководными субфациями и редкую не вполне четко выявленную долинную фацию с переменными субаквально-субаэральными условиями отложения.

Гематитовые вулканогенно-осадочные руды долинной фации в одном подробно изученном разрезе на интервале в 200 м залегают на неровной поверхности кристаллокластических туфов, с углублениями и выступами высотой до 5—10 м. Подстилающие туфы серицитизированы и на всю высоту обнажения в 120 м пересечены зоной серицито-

литов 1—2 м, которые на верхних 10—25 м сменяются корковыми отложениями барита с гематитом, в плотную подходящими к перекрывающим слоистым рудам. В той же верхней зоне туфы интенсивно замещаются сетью жил коллоформного плотного гематита с яшмами, местами непосредственно сливающихся с вышележащей стратифицированной рудой. Более редкие короткие метасоматические линзы и желваки гематита с яшмой наблюдаются в совершенно свежих туфах до подошвы обнажения. Здесь устанавливается прямой переход гидротермального и фумарольно-сульфатарного железного оруденения туфов в слоистые руды вышележащего стратиграфического горизонта.

Залегающие на туфах слоистые гематитовые руды образуют линзы шириной в десятки метров и мощностью до 5—10 м, с быстрой сменой на флангах разностями с большой примесью перемытого туфового материала. Руды увенчиваются туфобрекчиями с обломками слоистой гематитовой руды с разбухшими краями, как это свойственно высыхающим илам. В цементе брекчий часты диагенетические конкреции гематита, что указывает на продолжавшийся при формировании брекчий приток железистого коллоидного материала. На других участках руды описываемой фации заполняют мелкие желоба размыва в ранее отложившейся слоистой руде, на бортиках которых лежат обломки и бесформенные куски размывавшейся руды и туфов.

Руды долинной фации содержат обильную примесь вулканического пепла великолепно сохранившейся пузырчатой, рогульчатой и оскольчатой формы. Отдельные слои брекчий с обломками таких руд обнаруживают глубокое разложение пепла с образованием ситовидной массы из гематита, сферолитов кварцита и гидрослюд. Обилие барита в рудах позволяет считать, что здесь проявилось сернокислотное разложение, как это наблюдается в современных пепловых отложениях, чередующихся с бурым железняком, ярозитом, серой и сульфидами.

Слоистые руды долинного типа по минералогическому и химическому составу аналогичны гидротермальным рудам их лежащего крыла. В обоих типах присутствуют барий, мышьяк, сурьма и другие элементы, характерные для современных железистых вулканических источников.

Долинные руды юго-восточного Алтая являются глубоко эпигенетически измененными аналогами современных широко распространенных отложений бурого железняка и ярозита в долинах небольших рек, дренирующих зоны фумарольно-сульфатарного перерождения пород и термальных железистых источников. Таковы современные месторождения лимонита и ярозита Гумма и другие в Японии, отложения реки Юрьевой на Курильских островах, месторождения в Индонезии, описанные К. К. Зеленовым (1960, 1961), И. Секине (1961), Т. Митсухи (1955), Р. В. Беммеленом (1957). Насколько велики массы мигрирующего в подобных условиях железа, показывают расчеты И. И. Товаровой (1958) и К. К. Зеленова (1960).

В юго-восточном Алтае вероятная фация зоны долинного рудоотложения — прибрежная островная суша и отступающее морское побережье, долины источников, ложбины приливно-отливных течений.

Несравненно шире распространенные в юго-восточном Алтае руды бассейнового типа непосредственно сливаются с рудами долинных фаций. Руды бассейновых фаций залегают на массивных гранитовидных туфах с переходным пластом слоистых туффитов того же минерального состава при мощности до нескольких метров. Следующие выше руды заключают много прослоев крупнозернистого туффита. Местами во впадинах грубозернистых туфов лежат тонкозернистые туффиты, с резкой границей и слоистостью заполнения. Они содержат зерна подстилающих туфов, конкреции гематита, имеют зеленовато-серую окраску и включают рассеянные кристаллики сидерита, пирита и чешуйки хлорита.

Появляющиеся выше руды отличаются тонкой горизонтальной слоистостью.

Таким образом, бассейновые фации начинают формироваться в условиях наступления на сушу, размыва и местами затопления подрудной вулканогенной пачки.

Путем учащения рудных прослоев туффиты выше сменяются гематитовыми рудами. Горизонт с этими рудами прослежен в юго-восточном Алтае на площади 50 км<sup>2</sup> при мощности от 2 до 60 м. Он известен по редким изолированным участкам на площади около 3000 км<sup>2</sup>.

Мелководные бассейновые фации рудного горизонта отличаются преобладающей алеврито-псаммитовой размерностью зерен нерудных слоев, частыми знаками ряби волнения, желобами размыва, трещинами усыхания рудных слоев, заполненными вышележащим туффитом, следами ползающих и роющих организмов, остатками псилофитовой флоры и водорослей, глиптоморфозами по каменной соли и другими признаками мелководья.

Среди разнообразных форм слоистости преобладает косо- и пологоволнистая, свойственная плоским морским побережьям. Часто наблюдается слоистость горизонтальная асимметричная, со сменой снизу вверх серого песчаного туффита красным алевролитовым и глинистым и далее стально-серым рудным слоем. В основании крупнозернистого слоя проявляются размывы. Имеется обратная ритмика и повторяющееся чередование рудных и различных по крупности нерудных слоев. Обычная толщина слоев — 0,5—1 см. Постоянная примесь в нерудных слоях крупных и в рудных — тонких осколков вулканического стекла, кварца, обломков полевых шпатов и туфа позволяет считать, что параллельное и асимметричное чередование рудных и нерудных слоев отражает периодичность усиления воздушного приноса вулканокластики, ритмику пепловых туч при относительно постоянном поступлении рудного вещества.

В мелководных осадках встречаются овальные полости газовых пузырей размером от 2—3 до 10—20 мм. Они приурочены к слоям обычно песчаной размерности и вызывают пластичную деформацию смежного сверху, но часто и нижележащего рудного слоя. Наблюдаются массовые прорывы пузырей сквозь ограничивающий сверху рудный слой с образованием мелких кратеров. В этих «кипящих» слоях пузыри имеют удлиненную по вертикали щелевидную форму. Снизу в камеру пузырей нередко втягивается кластика из газоносного слоя. Пузырчатые текстуры характеризуют консистенцию рудных осадков ранних стадий.

Нами экспериментально установлена возможность образования и консервации пузырчатой текстуры в аналогичном искусственном осадке, а также кратеров при понижении столба воды.

В мелководных фациях наблюдаются частые подводные оползни с опрокидыванием и разрывами, иногда с хрупкой доформацией богатых железом, очевидно уже отвердевших, и пластичной — бедных железом слоев.

В низах рудного горизонта встречаются конкреции гематита. Слои вмещающего туффита проходят сквозь конкрецию, откуда видно, что после ее образования произошла в среднем двухкратная усадка вмещающего туффита.

В автохтонных брекчиях рудного горизонта наблюдается слабое конкреционное стягивание железа к центральной части обломков руды с признаками пластичного состояния при захоронении. В остроугольных твердых обломках руды проявлений миграции железа не наблюдалось.

Нерудные слои рядом с рудными всегда окрашены распыленным гематитом в ярко-красный цвет на толщину до нескольких миллимет-

ров. Эти каймы образовались в результате диагенетического перемещения рудного вещества к центральной части рудного слоя. В остроугольных обломках руды среди автохтонных брекчий красные каймы уже имеются.

Таким образом, все основные перемещения железа в рудном горизонте заканчивались при раннедиагенетическом отвердении рудных слоев, происходившем нередко до отложения вышележащего слоя и всегда задолго до литификации вмещающих туффитов и туфов. При этом в рудах и в их обломках среди брекчий наблюдается слабо секущее слоистое положение обогащенной гематитом зоны. Так уже при раннем диагенезе возникает полосчатая — не строго слоистая текстура.

Руды бассейновой относительно глубоководной фации залегают на тех же туфах, что и мелководные, с тем же горизонтом переходных туффитов с конкрециями гематита. Нерудные слои фации состоят из алевропелитового туффита и имеют мощность обычно меньшую, чем рудные, а рудные слои содержат меньше силикатов и поэтому здесь чаще встречаются богатые пласты.

Слоистость в глубоководных осадках горизонтальная, местами с подводными смещениями, создающими тонкую гофрировку и реже интенсивные пластичные деформации. Трещины усыхания, рябь волнения, внутрипластовые брекчий размыва отсутствуют. Газовые пузыри редки и «кипящих» слоев не образуют.

Особенностью глубоководных фаций является присутствие внутри рудного горизонта пластов псаммито-алевритовых туффитов мощностью до нескольких метров, заключающих пачки с косой однонаправленной слоистостью потоков, сменяемые пачками с горизонтальной градиционной слоистостью. В туффитах наблюдаются взвешенные крупные с рваными краями расплывающиеся куски того же состава, что и вмещающая масса и рассеянные обломки слоистой руды. Перемещения песчано-алевритового и рудного материала в более глубоководные фации были вызваны, вероятно, суспензионными потоками, обусловленными подводными оползнями или грязевыми потоками с побережья. Встреченные в туффитах обильные остатки флоры псилофитов указывают на принос материала именно со стороны суши и мелководья.

Осадки железоносного горизонта в целом формировались в морском бассейне, начиная от плоского илистого побережья и до глубин ниже досягаемости волнений. Присутствие в мелководных рудах остатков псилофитов указывает, что вблизи берега существовала зона растительности. Так объясняются признаки содержания в рудах органического вещества, судя по редукции железа нерудных слоев до сидерита и пирита.

Рудные слои состоят из однородного тонкочешуйчатого гематита с размерами чешуек меньше 0,001 мм с примесью рогулек и осколков девитрифицированного стекла, кварца и новообразований: серицитоподобных гидрослюд, альбита, халцедона, кварца, барита, турмалина, хлорита, редкого анатаза и др. Замечено, что развитие турмалина в рудных слоях всегда сопровождается возрастающим их очищением от алюмосиликатных частиц, что говорит о его аутигенной природе. Нами экспериментально установлено, что соединения бора, сорбируются гидратами окиси железа в количестве, обеспечивающем наблюдавшееся образование турмалина.

В нижней и верхней частях железоносного горизонта встречаются пропластки и конкреции сидерита с небольшим содержанием железистых хлоритов.

Нерудные слои рудного горизонта состоят из неокатанных или слабоокатанных обломочков кварца, плагиоклазов и щелочных полевых

шпатов, туфов и эффузивов, девитрифицированного стекла, биотита, ильменита и циркона, что отвечает составу эффузивов и туфов рудоносной свиты. Среди новообразований распространены серицитоподобные гидрослюды, альбит, кварц, сидерит, пентагондодекаэдры пирита, редкий эпидот, лейкоксен, сфен, анатаз, турмалин, мусковит, барит и гематит.

Наблюдались случаи послойного обогащения глинистых туффитов основания рудного горизонта аутигенным тонкокristаллическим турмалином, реже баритом и медью. Аридные условия формирования, высокая скорость диагенезиса рудных слоев и большая сорбционная способность глинистых вулканогенных осадков могут объяснить фиксацию первичных соединений бора и меди, а сульфатность среды — бария.

Минеральные новообразования руд близко отвечают составу гидротермальных фумарольно-сульфатарных и вторичных — аутигенных новообразований в подрудных туфах и лавах, обнаруживая также связь с аллотигенной группой минералов.

Гематитовые слои рудного горизонта, как и поверхностные метасоматические отложения в подстилающих туфах, первично представляли собой в главной массе отложения гидратов окиси железа. Кроме фациальных условий, сведений о физических свойствах, текстурах, структурах руд и прочего, на это указывает чередование богатых окисным железом рудных слоев и конкреций со слоями зелено-серого туффита с сидеритом и пиритом. Это сосуществование могло возникнуть по закону редукции и действующих масс только в первично окисном осадке.

Ранние изменения рудных слоев, часто до захоронения вышележащим слоем, проявляются в синерезисе и отвердении гидратов окиси железа и частичном окислении некоторых сидеритовых слоев и конкреций в бурый железняк (ныне гематит!). Незакрепленные синерезисом соли гидрата окиси железа мигрировала вдоль слоев с образованием конкреций и в глубь рудных слоев, оставляя красные каймы, с некоторым нарушением послойного распределения. Миграция завершается до редукции и при плотности осадка, согласно расчету, не более 2. Далее происходило восстановление маложелезистых слоев с образованием аутигенного сидерита и пирита, заметно не сказывающемся, по закону действующих масс, на богатых кислородом рудных слоях и конкрециях.

Главным и завершающим процессом формирования руд являлась дегидратация и образование тонкокristаллических агрегатов: гематита по бурому железняку; серицитоподобных гидрослюд, хлорита и турмалина за счет глинистых и тонких пепловых частиц, бурого железняка и сорбированного им и глинами бора, или же возможных первичных боратов; лейкоксена, анатаза и сфена по ильменитовой пыли и продуктам разложения биотита; хлорита, мусковита и титановых минералов по биотиту и т. д.

По типу эти изменения отвечают зоне хлоритового и регенерационно-кварцевого цемента А. Г. Коссовской и В. Д. Шутова (1957) и слабее, чем в фации зеленых сланцев Ф. Дж. Тёрнера (1961) или хлоритовой зоне А. Харкера (1937).

В рудах юго-восточного Алтая устанавливаются все основные аутигенно-минералогические формы концентрации железа — окисная и гораздо более редкие — карбонатная, сульфидная и силикатная, в понимании Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955), отмеченные в фациях полосчатых железных руд Верхнего озера Г. Джеймсом (James, 1954). В первичных осадках долинных фаций возможно присутствие ярозита, как это известно в современных вулканических областях.

Для состава руд характерно резко меняющееся от нерудных слоев к рудным содержание железа от 3—5 до 50—60%. Сопоставление

состава нерудных слоев с нерудной частью рудных слоев и с эффузивами района приведено в таблице.

Таблица

Сопоставление состава эффузивов, нерудных слоев с нерудной частью рудных слоев

Порода	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO
Эффузивы железоносной свиты . . .	5	68,42	0,66	14,70	4,20	0,75	1,19
Нерудные слои гематитовой руды .	14	65,57	0,67	15,21	5,73	0,73	1,24
Нерудная часть* рудных слоев, содержащих 30% железа . . . . .	10	69,17	0,47	13,88	5,73	1,70	1,22
Нерудная* часть рудных слоев, содержащих 50% железа . . . . .	5	67,97	0,95	10,44	5,73	7,01	0,18

Порода	Число анализов	CaO	BaO	MnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	П.п.п.	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>
Эффузивы железоносной свиты	5	0,72	сл.	0,04	4,51	2,88	1,70	0,20	0,06
Нерудные слои гематитовой руды . . . . .	14	0,22	0,29	0,01	0,49	4,82	3,01	0,02	0,11
Нерудная часть* рудных слоев, содержащих 30% железа . .	10	0,26	0,04	0,02	0,42	4,46	2,46	0,09	0,06
Нерудная* часть рудных слоев, содержащих 50% железа . .	5	0,71	—	0,11		5,40	1,10	0,28	0,12

\* Пересчитано на 100% из анализа рудного слоя. Содержание окисного железа принято отвечающим нерудному слою — за 5,73%.

Как видно из таблицы, по химическому составу нерудные слои и силикатная часть рудных слоев при более высоком содержании калия отвечают эффузивам района. Химизм, как и минеральный состав, указывает на отсутствие в силикатной части руд признаков глубокого гумидного выветривания.

В рудах в количестве сотых — десятых процента присутствуют барий, сера сульфатная и сульфидная, сотых — тысячных — медь, свинец, молибден, мышьяк, сурьма, кобальт, марганец, фосфор. В редких карбонатных литофациях возрастает содержание марганца, кальция, магния и фосфора.

Преобладают убогие руды с содержанием железа до 30%, распространены интервалы с 30—40% и встречаются участки с содержанием до 55%. Богатые руды приурочены к существенно алевритовым литофациям. По форме месторождения подразделяются на узкие и относительно мощные линзы в долинных и преобладающие плоские линзы и пласты в бассейновых фациях. Мощности пластов и линз изменяются от десятков сантиметров до 5—10 м, а всего железоносного горизонта от 2 до 60 м. Геологические запасы описываемых руд составляют около 0,3 млрд. т.

Ранние нарушения первичной формы тел проявляются при подводных оползнях на интервалах в сотни метров длиной и до метров по мощности. Резкие уменьшения мощности вплоть до исчезновения руды наблюдаются на расстоянии всего в сотни метров при внутрiformационных размывах. В редких и узких зонах наблюдается брекчиро-

вание и раздробление горизонта на блоки. Здесь, как и в зонах трещиноватости, развиваются цементирующие латераль-секреционные отложения железного блеска, кварца и пр. В жилках на пересечении слоев с аутигенным турмалином образуются новые генерации турмалина. Таким образом, и в этих условиях существенной миграции железа и его аутигенных спутников не наблюдается.

Благодаря маркирующим пачкам — вулканогенной снизу и известняков с фауной сверху — установлено, что на восток через 20—25 км на уровне рудного горизонта лежат маломощные туфогенные красноцветы с карбонатными стяжениями, выше сменяемые известняком с гипсами. К северу и северо-востоку в разрезе резко увеличивается роль эффузивов и грубой вулканокластики и наблюдаются лишь разрозненные линзы руд, местами с обильным баритом и примесью пепла. Как и на вышеописанной площади, руды приурочены к смене снизу вверх вулканических пород продуктами их перемыва.

На площади фаций бассейнового и долинного типа рудный горизонт перекрывается осадочными брекчиями с обломками руды и туффовым цементом. Брекчии обладают признаками автохтонного происхождения в виде взламывания рудных слоев и отщепления их обломков, со взмучиванием зерен еще не литифицированных туффов и последующим их совместным отложением в виде пластов с градационной слоистостью и взвешенным размещением рудных обломков.

Выше следуют отложения все более перемытых серо-зеленых и красноцветных туффов мощностью до нескольких десятков метров, с пропластками и линзами сидерита, редкой красной яшмы и линзочками гематита, в которых по-прежнему наблюдается примесь продолжающего поступать вулканического пепла. Среди туффов прослеживаются линзы известняков мощностью до 10—20 м с кораллами, водорослями, брахиоподами, криноидеями, наутилоидеями, гастроподами и другой фауной нижней части среднего девона. Для коралловых известняков местами характерны перерывы в росте колоний, в связи с обильным приносом кварцевой кластики и глинистого материала, брекчий, шламма и пестроцветных аргиллитов в полостях растворения. В смежных районах, на расстоянии около 5—6 км, рудная пачка после маломощных туффов перекрывается кварцевыми кератофирами и кератофирами с шаровой отдельностью.

Еще выше, после 10—50 м туфопесчаников, туфоалевролитов и карбонатных прослоев, следует известковистая песчано-алеврито-глинистая пестроцветная толща с рябью волнения, отпечатками соли и трещинами усыхания. Ее крупнообломочные породы сложены перемытым эффузивным материалом. Установленная мощность толщи 300 м.

Изучение железосодержащего горизонта юго-восточного Алтая ясно обнаруживает его генетические связи с ареалом, эпохой и продуктами вулканической деятельности, что дает основание отнести горизонт к вулканогенным образованиям по источнику и осадочным по способу и физико-географической обстановке рудоотложения.

В рудном горизонте соединяются продукты размыва на морском побережье обогащенных железом в результате фумарольно-сульфатарной деятельности туфов, долинных железистых отложений, прямого выноса железа вулканическими наземными и, вероятно, подводными эксгалациями и термами.

Пока не откроется возможность рассчитать долю этих источников в балансе металлов, подобные месторождения правильнее именовать не эксгалативно- и не эффузивно-осадочными, а вулканогенно-осадочными.

Аридный климат юго-восточного Алтая в нижнем — среднем девоне и соответствующее ему отсутствие развитой коры выветривания гумид-

ного типа объективно обусловили возможность увидеть вулканогенную природу источника как железа, так и других компонентов рудного горизонта.

При совмещении ареалов вулканогенного и гумидного литогенеза с развитой корой выветривания в областях сноса следует ждать появления промежуточного типа между вулканогенно-осадочными и осадочными месторождениями. В этом случае будет возникать проблема того же рода, как различие туфа, туффита и осадочной породы, но более сложная, поскольку в рудах соединяются также коллоидальные и хемогенные осадки.

Масштабы такого совмещения видны на карте типов современного литогенеза Н. М. Страхова (1962). Более 50% длины современных линейных зон вулканогенно-осадочного литогенеза совмещено с зонами гумидных тропиков и субтропиков, а площадь последних является ареной главнейших проявлений современного вулканизма. Может быть, именно при сочетании подобных условий, способствующих высвобождению огромных количеств железа даже порознь, и возникли самые крупные железорудные массы древних и в особенности докембрийских вулканогенных формаций.

Распространенные представления (Шнейдерхен, 1958; Рамдор, 1962) о том, что источником железа подобных месторождений являются подводные эксгаляции хлорного железа из эффузивов и что осадок состоял сразу из гематита, не учитывают ни множественности агентов и форм миграции железа в вулканических областях, ни разнообразия физико-географических и других условий, при которых миграция совершается и заканчивается, ни преобразований отложившегося осадка.

Пути к правильному решению подобных проблем в советской геологии можно видеть в исследованиях по сравнительной литологии и типам литогенеза (Страхов, 1962), вулканизму (Набоко, 1962; Зеленев, 1960), формационному анализу (Шатский, 1960; Формозова, 1962), аутигенному минералообразованию (Пустовалов, 1956) и другим направлениям.

Приведенное выше описание месторождений Алтая касалось их наименее метаморфизованной группы, удаленной от подвижных зон герцинского времени, полей глубокого регионального и контактового метаморфизма.

Иное положение существует на западном фланге железозонной площади девонских отложений Алтая, в связи с близостью ее к герцинской геосинклинальной зоне.

Мощности разреза вулканогенных отложений нижней части среднего и вероятной верхней части нижнего девона, заключающих горизонт сингенетичных железных руд, достигают здесь 2—3 км, значительно превышая мощность разрезов юго-восточного Алтая. Кроме палеотипных эффузивов и вулканокластов риолито-кератофирового ряда, значительную долю разреза составляют образования дацит-андезитовой и диабазовой группы, а среди осадков — кремнистые и глинисто-карбонатные породы.

Железозонный горизонт в западном Алтае, как и на востоке региона, залегает ниже известняков с фауной нижней части среднего девона и на уровне смены снизу вверх вулканогенных отложений туфогенно-осадочными. Стратиграфическая аналогия железных руд западного и юго-восточного Алтая никаким сомнениям не подвергалась. Горизонт прослежен по ряду участков на 50 км при вероятной общей протяженности более 200 км. В изученной части известны четыре месторождения с общими геологическими запасами железной руды: до 1 млрд. т и много мелких и неизученных месторождений.

Руды образуют согласные пласты и линзы протяженностью до 2—3 км и мощностью до десятков метров. Гематитовые и магнетито-гематитовые месторождения прослежены по рельефу до глубин 600—1000 м и магнетитовые — бурением до 700 м.

Наименее регионально метаморфизованные руды по рекам Кумир и Коксу имеют гематитовый состав, ясную горизонтальную асимметричную и нечеткую других видов слоистость. Руды состоят из гематита и в нерудных слоях — обломков кварца и новообразований: кварца, серицита, мусковита, альбита, кальцита, эпидота, актинолита, сфена, турмалина, барита, пирита. Туффитовая природа слоев устанавливается по ассоциации с вмещающей толщей. В марганцевой фации встречены родохрозит, спессартин, родонит, пиросмалит, барит. Гематит имеет размеры чешуек 0,001—0,01 мм. По метаморфизму вмещающих пород гематитовые слоисто-полосчатые руды относятся к развитой кварц-альбит-мусковит-хлоритовой субфации. Ранее они относились к гидротермально-метасоматическим образованиям.

В той же по возрасту вулканогенной толще в бассейне рек Коргон и Хайдун ярко выражены руды магнетито-гематитового состава, сланцеватые, полосчатые или с неясными типами слоистости, принимаемой за горизонтальную, с заметной тонкой чешуйчатостью и обильными идиобластами — октаэдрами магнетита. В нерудной части наблюдается grano- и лепидобластовый агрегат кварца, мусковита, альбита, биотита, эпидота с реликтами псаммитовой и алевритовой структуры. По степени регионального метаморфизма вмещающие породы и руды относятся к кварц-альбит-биотитовой субфации. До региональных исследований по минералого-петрографическим данным одно из типичных месторождений относилось к контактово-метасоматическим бескарновым.

В Коксинском и Холзунском хребтах на протяжении 30 км слоистые гематитовые и магнетито-гематитовые руды по простиранию сменяются вблизи массива биотитовых порфировидных гранитов магнетитовыми рудами Холзунского месторождения. Руды тонкозернистые и однородные полосчатые, при наложении более поздних генераций крупно- и неравномернозернистого магнетита переходят в массивные и такситовые. Кроме магнетита они содержат кварц, альбит, эпидот, амфиболы, хлорит, биотит, диопсид, гранат; местами по слоям много апатита, пирита, встречаются марганцевые карбонаты. По типу и степени метаморфизма руды и вмещающие породы относятся к роговообманковой и частью альбит-эпидотовой фации роговиков, Первичная сингенетичная природа месторождения не оспаривается, так как его общность со смежным месторождением слоистых руд сомнений не вызывает.

На Кристальном месторождении магнетитовые однородно- и тонкозернистые руды лежат в зоне биотитовых и амфиболовых роговиков крупного массива гранитов над мощным горизонтом ороговикованных с амфиболом и биотитом диабазовых агломератов и туфов. Руды сохраняют крупное асимметрично-слоистое напластование и такую же текстуру, при полной перестройке в grano- и пойкилобластовый агрегат магнетита, кварца, биотита, эпидота, кальцита и пр.

На смежном Инском месторождении рудный горизонт лежит рядом с одним из самых крупных на Алтае гранитных массивов и пронизан его апофизами. Вмещающие кислотолюбивые эффузивы и вулканокласты превращены в лепиты и мигматиты, диабазы — в диопсид-амфибол-плагиоклазовые породы, карбонатные пачки — в гранат-пироксеновые скарноиды. На простирании руд в глубь массива граниты обогащены распыленным магнетитом. Руды полосчатые, с ранней генерацией тонкозернистого магнетита, интенсивно замещающегося крупно- и грубокристаллическими генерациями. Месторождение по степени метаморфизма относится к роговообманковой и пироксеновой фациям рого-

виков. При минералого-петрографических исследованиях Инское и подобные ему месторождения Алтая нередко относятся к контактово-метасоматическим.

Месторождения западного Алтая позволяют выделить субгеосинклинальную зону провинции девонских вулканогенно-осадочных железных руд Алтая.

Вероятно, именно в связи с первичными тектоническими условиями формирования железоносной толщи, в Западном Алтае расположены самые крупные и многочисленные месторождения, и несомненно, что по тем же причинам они столь разнообразно, местами глубоко и в целом закономерно метаморфизованы. Совершенно очевидна возможность классификации подобных месторождений по типу и степени метаморфизма вмещающих пород и самих руд.

Разрабатываемые в СССР В. И. Смирновым идеи металлогенической наследственности в тектонически индивидуальных регионах естественно перенести и в область исследования соотношения метаморфизованных месторождений с исходными сингенетичными образованиями. Примером такого соотношения является развитая в районах контактового метаморфизма миграция обильных в первичных толщах и рудах щелочей, что обычно принимается за явления гипогенного щелочного метасоматоза.

Опыт изучения Алтая еще раз показывает перспективу выявления первичной природы глубоко метаморфизованных месторождений. Нельзя, однако, согласиться с Г. Шнейдерхеном (1958), что в подобных случаях ведущим должен являться минерало-петрографический метод. Совершенно очевидна возможность объективного познания таких месторождений только на основе совместных локальных и региональных исследований.

A. S. KALUGIN

## THE VOLCANOGENIC—SEDIMENTARY TYPE OF IRON ORE DEPOSITS IN FOLDED ZONES OF SOUTHERN SIBERIA

(Summary)

Banded hematite, magnetite-hematite and magnetite ores, analogous to those known from Precambrian and Paleozoic strata of the whole world and which are often regarded as having common origin with submarine volcanic exhalations are wide—spread in the Altai Region, West Siberia and East Kazakhstan.

Altai deposits occupying the territory of about 65 000 sq. km are confined to folded strata  $D_1^2$ — $D_2^1$ , lying mainly on the level with predominant effusives and volcanoclastics, where they are replaced from below by tufogene-sedimentary rocks.

Spreading of mineralization in the Altai Region is limited by the areal of submarine and terrestrial volcanic activity, beyond which barren marine terrigenous—carbonate facies are developed. Inside the areal thinning out of ores is observed at the transition to continental facies and towards domination of lavas and coarse volcanoclastics.

In the zones, adjacent to the geosyncline in the enclosing strata, there are effusives and volcanoclastics of acid, mediosilicic and basic rocks. Away from the geosyncline Altai deposits are imbedded in strata with effusives of strongly prevailing paleo-type rhyolite-keratophyre series. It follows that mineralization of this type is not limited by regions of basic volcanicity, as it usually appears from the experience of exploration of deposits of Lake Superior in the USA and Lahn and Dill in West Germany.

In South-Eastern Altai cases of transition from complex veins of hydrothermal and fumarole-solphataric metasomatic iron ores from deeply imbedded welded tuffs to overlying stratificated bedded ores are established. Both types of ores are composed of metacolloidal hematites and contain similar admixtures of barium, boron, arsenic, antimony and other elements, characterizing volcanic sources.

Thus, effusives are not the sole sources of ferruginous exhalations and solutions in the case of banded ore formation, as it is usually assumed for Lahn and Dill deposits.

With fumarole-solfataric efflux of iron to the surface sulphate solutions had outstanding significance in the Altai Region. Efflux of iron in the form of chlorine compounds, theoretically accepted for Lahn and Dill type deposits, as well as for Altai, thus, is not the universal form.

The horizons of bedded iron ores of the Altai Region were formed in shallow and relatively deep sea basins. Primary ores consisted of iron hydroxides, brought from land by streams which drained through the zones of ferriferous thermal springs and exhalations. Other factors contributing to the formation of these ores were erosion products washed out of limonites and probably jarosites which occurred on the sea—shore, having been previously deposited on land by ferriferous springs. It is probable that submarine thermal springs and exhalations participated in the ore formation. Their formation was also due to iron hydroxides supplied by ascending thermal springs and flows like river Yourieva on the Kuril Islands, and possibly by submarine exhalations.

The Altai deposits contain washdown products, brought from land, and, therefore, submarine exhalations are not the only source of supplying volcanogenic sediments with iron, as it is usually assumed for such deposits. Abundance of sources, supplying volcanogenic sediments with iron, makes us give up the narrow term «exhalative-sedimentary» type and use the term «volcanogenic—sedimentary» instead.

Altai ores were formed under the conditions of arid climate and absence of crust of chemical weathering in supply regions and its products in ore sediments, therefore, the role of volcanicity in their formation is quite clearly suggested.

In the zones with humid climate iron supply from volcanic sources is accompanied by the delivery of usual deep chemical weathering products. In such conditions extremely large iron concentrations, particularly of Precambrian ore type, which are disputable as regards their genesis, might arise. Strakhov's ideas about the types of lithogenesis and ore formation must naturally develop towards research of joint products of mixed lithogenesis.

In the zones of regional metamorphism volcanogenic-sedimentary ores of the Altai Region are subdivided into hematite, corresponding to quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies, and magnetite-hematite of quartz-albite-biotite subfacies of Terner's green shales. These Altai deposits are to some extent convergent with hydrothermal-metasomatic formations.

In overlying contact aureoles of Altai granitoids banded ores and, with intensification of metamorphism, massive and taxitic magnetic ores of hornblended and more rarely pyroxene corneous facies are formed owing to region-metamorphosed ores.

These Altai deposits, as well as in other regions of the world, are often considered as contact-metasomatic formations, convergent with them.

The variety of metamorphism of volcanogenic-sedimentary deposits of iron provides practical opportunity to classify them in accordance with the type and facies of metamorphism of enclosing rocks and ores themselves.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беммелен Р. В. Геология Индонезии. Изд. иностр. лит., 1957.
- Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 8.
- Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. Тр. Лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Опыт стадийного анализа терригенных пород геосинклинальной области (на примере мезозойских и палеозойских отложений Западного Верхоянья). В сб.: «Методы изучения осадочн. пород», т. 1. Госгеолтехиздат, 1957.
- Кузнецов В. А. Металлогеническое районирование Горного Алтая. Сб. Вопросы методики составления металлогенич. и прогнозн. карт, ч. III. Изд. АН УССР, 1960.
- Митсухи Т. Месторождения железных руд Японии. В сб.: «Железорудн. м-ния мира», т. 1. Изд. иностр. лит., 1955.
- Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. «Советская геология», 1962, № 1.
- Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.
- Рамдор П. Рудные минералы и их срastания. Изд. иностр. лит., 1962.
- Сердюченко Л. П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.
- Секине И. и др. Руды металлов. В сб.: Геология и минерал. ресурсы Японии. Изд. иностр. лит., 1961.
- Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 10.

Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распространение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 1.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. I—III. Изд. АН СССР, 1962.

Тёрнер Ф. Дж. Пересмотр метаморфических фаций. Сб. физ.-хим. проблемы формирования горных пород и руд, т. I. Изд. АН СССР, 1961.

Товарова И. И. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластике вулкана Безымянного. «Геохимия», 1958, № 7.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 70, 1962.

Харкер А. Метаморфизм. ОНТИ, 1937.

Шатский Н. С. Парагенезисы осадочных и вулканических пород и формации. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 5.

Шипулин Ф. К. О времени образования металлонесных растворов при извержении некоторых вулканов. «Геология рудных месторождений», 1960, № 5.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд. иностр. лит., 1958.

James Harold L. Sedimentary facies of iron formation. Econ. Geol., vol. 49, № 3, 1954.

Schneiderhöhn Hans (von). Konvergenzerscheinungen zwischen magmatischen und sedimentären Lagerstätten. Geol. Rundschau, H. 1, Magmatismus und Metallogenese, 1953.

В. Н. КОТЛЯР

**ОРУДЕНЕНИЕ И ВУЛКАНИЗМ  
(ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)**

В настоящее время все большее внимание начинают привлекать месторождения, приуроченные к вулканогенным формациям. Отличаясь от месторождений, связанных с глубинным плутоническим магматизмом, своим положением в геологических структурах и целым рядом особенностей залегания, строения и состава руд, эта большая группа месторождений таит в себе новые, еще далеко не раскрытые, возможности расширения сырьевых баз самых различных металлов.

Имеющиеся данные показывают, что уже нельзя рассматривать вулканизм только как наземное проявление магматизма в отрыве от тектоно-магматических процессов, его порождающих, как невозможно и связанное с ним рудообразование рассматривать только как проявление фумарол и сольфатар вне связи с теми процессами, которые протекают в корневых частях вулканических аппаратов.

Но это отнюдь не значит, что процессы рудообразования в связи с вулканизмом не отличаются от процессов глубинного образования руд, связанных с интрузивами.

**Главнейшие факторы, обуславливающие различия месторождений,  
связанных с палеовулканизмом**

Имеющиеся данные показывают, что месторождения, приуроченные к вулканогенным формациям, во многих случаях не представляют локального явления, но характеризуют собой одну из главных черт металлогении регионов. Таковы, например, колчеданные месторождения Урала и Кавказа, полиметаллические и медноколчеданные месторождения Балкан, молибденово-медные месторождения Анд, оловорудные месторождения Боливии, золото-серебряные месторождения западных штатов Америки и др. Отсюда следует, что формирование рассматриваемых месторождений предопределялось региональными тектоническими условиями, обусловившими глубины магмообразования, состав первичных магм, формы проявления магматизма и роль вулканических процессов.

Другим важнейшим фактором, приведшим к большим различиям, связанным с участием вулканизма в рудообразовании, являлись процессы развития глубинных магмопроводящих зон, обусловившие формирование рудоносных магматических комплексов. Если глубинные разломы были сквозными, магмы, особенно базальтовые, поднимались по ним и изливались на поверхность достаточно быстро и такого рода вулканизм не сопровождался заметными постмагматическими процессами и рудоносностью. С другой стороны, если глубинные магмопроводящие зоны не достигали поверхности или оказывались сомкнутыми и непроницаемыми в верхних горизонтах земной коры, дело ограничива-

лось только глубинным интрузивным магматизмом с присущим ему характером постмагматических процессов. Но если развитие указанных зон приводило к проявлению вулканизма, то возникали существенно иные условия рудообразования.

Третьим фактором, тесно связанным со вторым, являются особенности структурной обстановки в верхнем надочаговом ярусе, определяющей вулканический режим центров вулканизма (трещинный или центральный тип извержений, эксплозионность, образование кальдер, экструзивов, субвулканических интрузивов), а также характер проявления постмагматических процессов.

### *Значение глубинной тектоники*

Для рассматриваемой проблемы прежде всего имеют значение особенности тех глубинных тектонических условий, которые приводили к разным проявлениям магматизма и определяли направленность его развития и проявления вулканизма. Для вулканизма особое значение имели первичноблоковые структуры, обусловленные размещением глубинных разломов и их отношением к основным типам земной коры. Эти отношения были различными и определялись:

- 1) геосинклинальными условиями, когда происходило образование ранних прогибов и трогов;
- 2) послескладчатыми условиями в пределах геосинклинальных зон, завершавших свое развитие;
- 3) условиями активизации консолидированных складчатых систем и иных областей;
- 4) платформенными условиями.

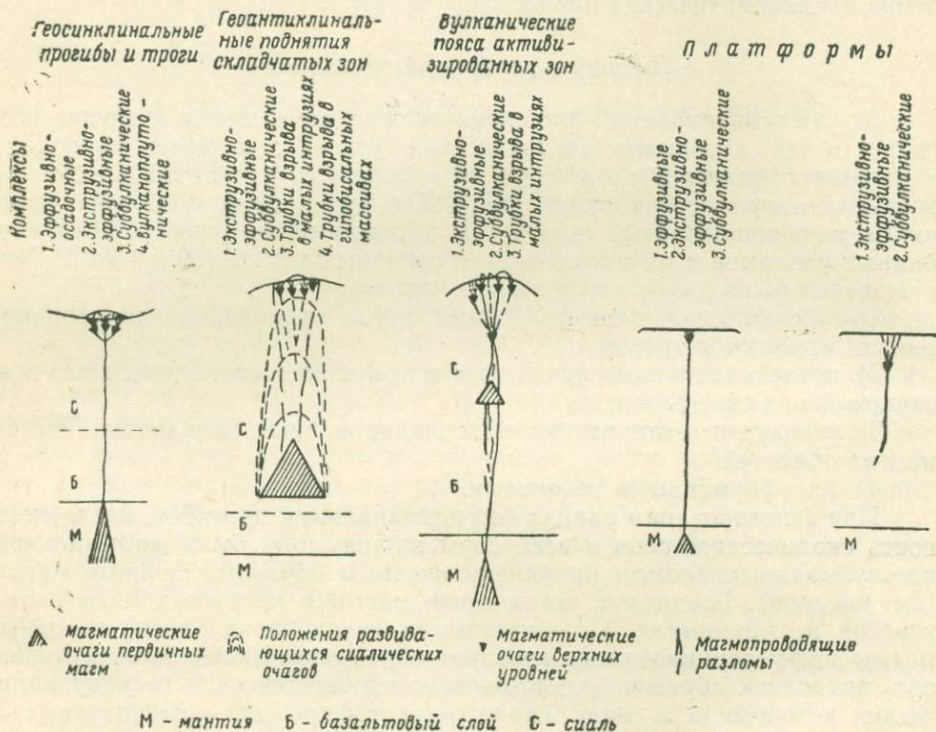
При формировании ранних геосинклинальных прогибов, когда мощность сиалического слоя и всей коры, по-видимому, была минимальной, по глубинным разломам проникали главным образом основные магмы (см. рисунок). Гранитные сиалические магмы в процессах магматизма участия не принимали. Поднимавшиеся из глубоких очагов основные магмы дифференцировались главным образом на более высоких уровнях, приводя к образованию в основном вулканических и субвулканических комплексов в виде спилито-кератофировых, порфиритовых и кремнисто-яшмовых формаций, накапливавшихся в значительной мере в подводных условиях. С ними, как известно, связан ряд важных специфических месторождений. При слабом проявлении процессов дифференциации магм, поступающих по сквозным расколам, их рудная продуктивность была ничтожной.

Развитие послегеосинклинальных складчатых зон сопровождалось иным характером магмопроводящих разломов и вулканизма. При большой мощности сиалического слоя по региональным разломам, развивавшимся преимущественно на стыках зон различной мобильности и разного характера, в тесной зависимости от внутригеосинклинальных тектонических движений, вулканизм был представлен продуктами магм среднего, кислого и субщелочного состава, приводивших к образованию порфириновых формаций и имел существенно наземный характер.

Связь с основными магмами при этом почти не проявляется и есть основания полагать, что первичные магматические очаги развивались в основном в сиалическом слое. Вероятна важная роль палингенных магм.

В этих условиях получали большое распространение вулкано-плутонические комплексы, в которых вулканические образования связаны кровным родством с глубинными гипабиссальными гранитоидными или щелочными интрузивами, а также экструзивные и субвулканические комплексы верхних магматических очагов. В зависимости от глубины

эрозионного среза и вертикального диапазона распространения магматических плутонов, или малых интрузий, с одной стороны, и субвулканических, жерловых и экструзивно-эффузивных фаций — с другой, выделение таких комплексов приводило к установлению сложных соотношений рудной минерализации с магматическими комплексами. Во многих случаях такие связи оказывались более тесными с экструзивами или с трубками взрыва, чем с гранитоидными массивами. В общем случае развитие таких комплексов протекало по схеме: плутоны — малые интрузии — трубки взрыва — экструзивы — эффузивы. Гипабис-



Возможные варианты формирования вулканических и вулкано-плутонических комплексов в основных структурах Земли

сальные массивы с рудоносными трубками взрыва, нередко захватывали не только верхние, но и более нижние этажи.

В условиях развития крупных глубинных разломов планетарного характера, возникавших в негеосинклинальных областях на стыках зон различных складчатостей, в краевых частях подвижных зон, на периферии срединных массивов, развивались вулканические пояса, отличающиеся часто огромным протяжением (Охотско-Чукотский пояс, Восточно-Сихотэалинский, Андский и др.). Такие пояса отличаются высокой дифференцированностью магм различного состава от основных до кислых, проявлением различных форм магматизма, свидетельствующих о сложном развитии и вероятной миграции магматических очагов. Эти условия сходны с условиями зон предыдущего типа, но отличаются, во-первых, большей интенсивностью развития вулканизма с участием основных магм и, во-вторых, более сложными соотношениями фаций вулкано-плутонических комплексов.

Платформенные условия развития магматизма отличаются, как известно, огромным распространением непродуктивных плато-базальтов, изливавшихся по глубинным разломам, а также развитием нередко

продуктивных магм трапповой формации и субщелочных и щелочных вулкано-плутонических комплексов, проявившихся на сочленениях или пересечениях разломов, заложенных в платформенном основании.

Мы ограничиваемся выделением главнейших особенностей проявлений вулканизма для главных типов земной коры. Важные данные об этом можно найти в работах Ю. А. Билибина (1955), В. И. Смирнова (1962), Н. А. Беляевского (1960), Ю. А. Кузнецова (1960), А. И. Семёнова (1957) и др.

*Развитие зон глубинных разломов и связанных с ними нарушений  
как причина проявлений различных форм вулканизма  
и минерализации*

Выше было отмечено, что в зависимости от того или иного типа развития земной коры, характера заложения и развития глубинных магмопроводящих разломов, магмы или быстро поднимаются по расколам до поверхности и изливаются с образованием плато-базальтов и андезито-базальтов или же происходит сложное проникновение магм в верхние горизонты с образованием магматических очагов верхних уровней при расширении магмопроводящих каналов, периодически проявлявших свою активность. Это именно те стадии и формы развития зон глубинных разломов, которые определяют особенности вулканических и плутоно-вулканических процессов.

Выявление условий развития таких глубинных региональных структур на разных этапах проявления магматизма имеет существенное значение для изучения рассматриваемых месторождений. Оно связано с освещением следующих вопросов:

- 1) глубина образования вулканических очагов и зарождения вулканических процессов, которая может быть в зависимости от проницаемости разломов весьма различной;
- 2) соотношение вулканизма с глубинным магматизмом, в частности, временная последовательность и пространственная сопряженность вулканических и интрузивных проявлений;
- 3) высота подъема магм и глубина образования верхних магматических очагов или расширений магматических каналов, длительность проявления вулканических циклов и характер проявления вулканизма (трещинный, очаговый);
- 4) степень дифференцированности магм;
- 5) размещение вулканических очагов на разломах и глубина рудообразования в связи с ними;
- 6) образование унаследованных и отраженных в верхних перекрывающих толщах около- и внежерловых (внеочаговых) структур и локализация в них оруденения.

Все эти факторы взаимосвязаны между собой, но значение каждого из них достаточно ясно. Следует остановиться лишь на вопросе о соотношениях глубинного и вулканического магматизма. Например, в некоторых вулкано-плутонических комплексах отмечается, что главная продуктивность связана не с глубинными гранитоидными массивами, а с наиболее ранними экструзивами, как бы сбрасывавшими главную часть своих летучих с обеднением ими и рудным веществом последующих более глубинных членов этих комплексов. К такому выводу на основании изучения аксессуариев в эффузивных и экструзивных породах приходят и другие исследователи.

В тесной связи с различиями форм проявления вулканических процессов находится и формирование различных типов месторождений, которое происходило в различных условиях глубинности (табл. 1).

## Сопоставление фаций глубинности магматических

Фации глубинности	Типы и состав магматических комплексов	Формы и залегание магматических тел	Метаморфизм	Глубина рудообразования, км
Аэральная и субаэральная	Эффузивы, туфы, туфобрекчии, игнимбриты среднего, кислого и основного состава	Покровы, потоки, слои	Опализация, аргиллизация, алунификация, каолинизация	0—0,04
Покровная, субмаринная	Эффузивы и пирокласты основного и кислого натрового состава	Покровы, слои, купола	Проилитизация, каолинизация, окварцевание, серицитизация	0—0,1
Приповерхностные	Прикальдерная	Некки, штоки, конические интрузии, кольцевые и линейные дайки	Цеолитизация, калишпатизация, алунификация, каолинизация, окварцевание	0,1—0,5
	Жерловая			
	Субвулканическая	Штоки, силлы, лакколитообразные интрузии, дайки	Каолинизация, окварцевание, серицитизация, проилитизация	0,1—1,5
	Фация малых порфировых интрузий	Штоки, трубообразные тела, дайки	Калишпатизация, каолинизация, окварцевание, серицитизация, турмалинизация	1,5—2,0
	Фация резко выраженных гипабиссальных массивов	Крупные вулкано-плутонические комплексы	Апофизы, апикальные купола и трубки взрыва	То же

Таблица 1

## проявлений и послемагматического оруденения

контролирующие первого порядка	Структуры		Характер рудообразования	Типичные рудные формации
	контролирующие второго порядка	рудовмещающие		
Крупные разломы	—	Нектонические трещины, туфобрекчии	Эксталяционный и газогидротермальный	Самородной серы. Боратовая. Ртутная опалитовая. Мышьяковая реальгаровая. Риолитовая оловянная
Глубинные разломы и сопряженные нарушения	Вулкано-купола	Структуры отслоения и др.	То же	Железорудная. Марганцовая. Колчеданная. Урановая (?)
Региональные разломы и зоны	Сопряжения, пересечения и изгибы региональных разломов	Столбообразные, кольцевые, трещинные	Газогидротермальный и гидротермальный	Мышьяково-урановая. Молибденово-урановая. Золото-серебряная. Меднопорфировая.
Крупные разломы	Структуры сопряжения, пересечения, экранирования, трещинные	Различные трещинные структуры	Гидротермальный	Полиметаллическая. Оловорудная. Медноколчеданная. Магнетитовая. Медноколчеданная
То же	То же	Столбообразные, кольцевые, трещинные	То же	Полиметаллическая с редкими элементами
То же и складчатые	—	То же	То же	—

Можно выделить месторождения, формировавшиеся в аэральных и субаэральных условиях в связи с поверхностными излияниями рудоносных лав, с выходами термальных вод и проявлениями эксгаляций. В таких условиях формировались не только месторождения серы и бора, но также, ртутные опалитовые, реальгаровые, некоторые оловорудные (риолитовая формация), возможно медно-цеолитовые, месторождения исландского шпата и другие. Эти образования, имеющие в общей группе месторождений, связанных с вулканизмом, подчиненное значение, соответствуют фумарольно-сульфатарной фации послемагматических явлений Д. С. Коржинского.

Несколько глубже формировались газо-гидротермальные и гидротермальные месторождения, экструзивные-вулканокупольные и прикальдерные, приурочивавшиеся к полостям и другим вулканическим и трещинным структурам, а также собственно жерловые месторождения, образованные на несколько различной, но, по-видимому, более значительной глубине. Последние смыкаются с субвулканическими месторождениями, связанными с нижними частями вулканических аппаратов и субвулканическими интрузивами.

Жерловые и субвулканические месторождения составляют те типы месторождений, где связь с вулканогенными формациями является особенно отчетливой. Вместе с тем они представляются наиболее многочисленными и, кроме того, среди них мы находим целый ряд месторождений очень крупного масштаба. Все эти месторождения в основном соответствуют субвулканической фации Д. С. Коржинского (1961), который глубину ее распространения определяет величиной около 1 км.

Еще глубже мы имеем дело уже с гипабиссальным магматизмом, рудоносность которого связана или с вулcano-плутоническими комплексами и является более сложной, или с трубками взрыва, лишенными проявлений вулкаников. Такие месторождения, примерами которых могут служить Кляймекс, Кактус в США, некоторые месторождения Австралии, являются уже переходными к собственно плутоническим.

Несомненно имеются также и месторождения, захватывающие более широкий диапазон глубин. К ним можно отнести такие месторождения как Згид и Садон на Кавказе, явно связанные с субвулканическими интрузиями альбитофиров нижней юры, вероятно, некоторые сульфидно-касситеритовые месторождения Приморья в СССР и др. Еще более глубинными, относящимися уже к плутоническим, являются некоторые контактово-метасоматические месторождения, например, Тырны-Ауз на Кавказе с его мощной трубкой взрыва в апикальной части эльджуртинских гранитов.

#### *Режим вулканических процессов и его значение в рудопроявлении*

Изучение месторождений, связанных с палеовулканизмом показывает, что процессы минерализации в большинстве случаев развиваются синхронно отнюдь не с наземными излияниями лав, а с вулканической активностью того магматического очага, который поставлял вулканические продукты. Эксгаляционная фумарольно-сульфатарная минерализация представляет собой только частный случай рудообразования и имеет значение лишь для некоторых отмеченных выше рудных формаций, главную же роль играют гидротермальные процессы, протекавшие в основном в близповерхностных условиях. Эти процессы сложно сопрягались с процессами вулканизма и по отношению к магматическому очагу являются не послемагматическими, а интрамагматическими. Послемагматическими (послевулканическими) они являются только по отношению к тем проявлениям магматизма, за которыми они непосредственно следуют. Многочисленные примеры сложного сопряжения фор-

мирования экструзивных комплексов и минерализации нами были приведены ранее (Котляр, 1960).

Изучение месторождений показывает также, что в общем развитии вулканизма в экструзивно-эффузивных и субвулканических комплексах главные рудные этапы приходятся в основном на поздние стадии их развития и следуют за экструзиями или субвулканическими интрузиями наиболее кислых или щелочных магм.

Лишь в некоторых случаях, уже на самых конечных стадиях развития вулканических циклов, снова происходили послерудные эксплозии с излиянием более основных лав, которые как-бы запечатывали древние рудоносные аппараты и перекрывали своими продуктами проявления минерализации и гидротермального метаморфизма. Примеры подобного проявления вулканизма с вовлечением в эруптивные брекции поздних эксплозий рудного материала можно видеть в Гае, (Бородаевская, 1962), на Озерном (И. П. Пастухов, 1962), в Тандзуте, Чирагидзоре и других колчеданных месторождениях (Ленных, 1959; Прокин и Рудаков, 1959). Это, конечно, типичные рудокласты, а не «сульфидные обособления». Такие же примеры приводятся для месторождений Кавказа (В. И. Смирнов и Т. Я. Гончарова, 1960), района Кананеа в Мексике (В. Д. Перри, 1961) и др.

Поскольку вулканическая активность, обуславливающая возбуждение процессов минерализации, имеет периодический характер, то и накопление в очаге летучих соединений является первой причиной эксплозивных явлений, приводящих к образованию вулканических жерловых и околожерловых структур центрального типа и характерной зональной затухающей к периферии трещиноватости, хорошо изученной на некоторых месторождениях В. А. Невским (1960), У. П. Джонстоном, Д. Лоуэллом (Jonston, Lowell, 1961) и др. Рудообразующая способность первых порций летучих соединений в силу быстрого их выделения во многих случаях, по-видимому, была невелика. На этой стадии важное значение получал характер путей и преград для проникновения магматических газов. Преграды должны были создавать благоприятные условия для рудообразования, а сквозные пути вели к рассеиванию рудного вещества.

Дальнейшее развитие процессов рудообразования может быть представлено по результатам работ Д. С. Коржинского (1962, 1963) и исследованиям послемагматических процессов в областях новейшего вулканизма С. И. Набоко (1961), В. В. Аверьева (1960), Г. М. Власова (1958) и др.

Резкое падение внешнего давления приводило к усиленному выделению летучих, которые проникали в верхние части земной коры, вызывали прогрев насыщающих породы подземных вод, обогащение их кислотными, а также многими рудными компонентами, и приобретение такими гидротермальными растворами агрессивных свойств. С. И. Набоко (1961) пришла к выводу, что в образующихся таким путем гидротермальных растворах происходит дифференциация, обусловленная составом смешивающихся конденсатов вулканических газов и выражающаяся в том, что на высокотемпературных стадиях они являются кислыми, имеющими сложный сульфатно-хлоридный состав, затем растворы обогащаются щелочными и щелочноземельными элементами, в связи с чем кислотность их падает, и далее становятся слабокислыми сульфатно-гидрокарбонатными натриево-магнево-кальциевыми. П. Лаффит и Т. Лавринг, первый на основании расчетов, а второй и экспериментальных данных, полагают, что более важную роль в изменении растворимости тяжелых металлов играет не падение температуры, а изменение давления.

Вследствие перегретости растворов, попадающих в области низкого давления, как показали В. В. Аверьев (1960), С. И. Набоко (1961) и Д. С. Коржинский (1962, 1963), происходило их выкипание, с чем связана дальнейшая химическая дифференциация растворов. В областях разгрузки с этим обстоятельством связана также и вертикальная зональность: в более глубоких частях растворы — слабокислые, кальциево-натриевые, углекисло-сульфатно-хлоридные, несущие растворенные  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ , в приповерхностных они щелочные натрово-хлоридные и в поверхностных конденсированные сульфатные.

С выкипанием растворов, насыщенных  $\text{NaCl}$ , по Д. С. Коржинскому (1962), связано формирование высоко- и среднетемпературных минеральных парагенезисов на глубинах порядка 1 км от поверхности.

Такой ход развития гидротермального процесса, принципиально отличается от глубинного гидротермального рудообразования и ведет к широко распространенным явлениям телескопированности руд в этих интервалах и к развитию у поверхности земли только низкотемпературных минеральных ассоциаций. В этих процессах значительное влияние имеет и фильтрационный эффект в связи с закупоркой выводных полостей, а также с фильтрационными свойствами подземных вод (Иванов, 1961). Усложнение процесса происходит в прикальдерных условиях в связи с формированием брекчий обрушения, чему большое, даже несколько преувеличенное значение придают некоторые американские исследователи (Перри, Perry, 1961; Ховелл, Моулей, Howell, Molley, 1961 и др.). Активизация взрывных явлений и газового переноса происходит также в связи с ассимиляцией соленосных (Ангаро-Илим) (Павлов, 1960 и др.) или карбонатных пород. Таким образом, режим вулканических процессов оказывал существенное влияние на связанные с ними процессы минерализации.

В этой части можно придти к следующим заключениям:

1) процессы формирования рудоносных растворов при вулканизме, как и весь ход процессов минерализации, сильно отличаются от глубинных постмагматических процессов;

2) на рудный процесс, связанный с вулканизмом, большое влияние оказывают: относительная глубина очага, стадийность развития процесса и структурная обстановка, определившие типы формировавшихся месторождений (рудные формации);

3) выделение рудоносных летучих веществ происходило на разных стадиях вулканических процессов, но наиболее интенсивно оно протекало после вулканических проявлений и в этом смысле по отношению к ним минерализация является поствулканической;

4) в некоторых случаях развитие вулканизма завершилось образованием даек и интрузивов гипабиссального характера, и оруденение оказывается как бы оторванным от вулканических образований (Ахтала на Кавказе). Отмечаются также случаи, когда рудоносные вулканические и субвулканические процессы завершались излиянием нерудоносных, преимущественно основных магм.

### **О сложных соотношениях процессов рудообразования с вулканическими проявлениями**

Наиболее отчетливо значение вулканических процессов в рудообразовании проявлено в тех вулкано-плутонических комплексах, где верхний вулканический ярус более или менее обособлен от нижнего плутонического. В этих случаях месторождения и рудные формации отличаются своими наиболее характерными особенностями, так как их образование протекало обособленно. Но наблюдаются и другие примеры соотношений магматических образований и минерализации,

обусловленные, во-первых, пространственным и временным совмещением вулканогенной и «плутоногенной» минерализации и, во-вторых, длительным развитием магматического очага.

Наблюдения показывают, что нужно считаться со следующими случаями сложных соотношений, приводящих к проявлениям разных типов минерализации:

1) когда интродуцировавшие магмы давали прорывы в отдельных куполовидных участках с образованием дымящих туч и выбросов газов, приводивших к образованию игнимбритов и брекчиевых трубок, в которых или возле которых было локализовано оруденение; глубина образования газовых прорывов в зависимости от проницаемости покрывающих пород могла быть различной до значительной (Ициксон, 1959; Шейнманн, 1957, Моралев, Пожарицкая, 1960);

2) когда интродуцировавшие при больших внутренних напряжениях малые интрузии сопровождалась газовыми прорывами с образованием трубок взрыва и характерных структур центрального типа. К этому типу, по всей вероятности, относятся такие месторождения как Актюз в Киргизии (Невский, 1960), вероятно, Кляймекс, Кактус в США и ряд других. В некоторых случаях они смыкаются с месторождениями, формировавшимися при непосредственном участии вулканических процессов (Сора — Покалов и Пастухова, 1961, Дарасун — Тимофеевский, 1959, и некоторые другие месторождения в Забайкалье и др.). Глубина их формирования также различна, но в общем, по-видимому, несколько меньше, чем для предыдущего случая;

3) когда процессы вулканизма завершаются образованием трещин и субвулканических даек и оруденение, следуя после них, как бы несколько отрывается от вулканических образований, но, судя по ряду признаков, связано с данным вулканическим комплексом (Ахтала, Алаверды, Шамлуг, Маднеули на Малом Кавказе) (Котляр, 1960);

4) когда процессы вулканизма с характерной для них минерализацией завершаются разрастанием магматических очагов и внедрением плутонических интрузий и даек. Здесь следует различать случаи, когда главные этапы рудной минерализации связаны во времени и в пространстве либо с вулканическими образованиями (Тянь-Шань), либо с плутонами или со следовавшими за ними дайками;

5) когда процессы, связанные с проявлениями подводного вулканизма, сопрягались с процессами осадкообразования и приводили к формированию эксгаляционно-осадочных месторождений (Страхов, 1962).

### Типы месторождений, связанных с палеовулканизмом

Выделяется ряд типов месторождений и рудных формаций, связанных с палеовулканизмом. Приводимая классификация (табл. 2) основана на различиях геотектонических условий вулканических процессов, магматических комплексов и рудообразования, отражающихся в соответствующих рудных формациях и представляет собой только первый опыт. В дальнейшем она может быть развита и усовершенствована.

\* \*

\*

Накопившиеся фактические и теоретические данные не оставляют сомнений в важной роли в рудообразовании процессов вулканизма. Эти процессы, протекавшие в связи с глубинным магматизмом, приводили к образованию месторождений различных полезных ископаемых, отличающихся от гидротермальных глубинно-магматогенных более сложными формами связи с изверженными породами, характере

## Типы месторождений связанных с палеовулканизмом

Типы магматических комплексов	Рудные формации	Типичные примеры месторождений
<i>А. Месторождения ранних геосинклинальных прогибов в связи со спилито-кератофировыми, порфирировыми и кремнисто-яшмовыми формациями.</i>		
I. Эксгальационно-осадочные субмаринные	Кремнисто-железородная Кремнисто-марганцовая Колчеданная  Медно-цеолитовая (?)	Лан-Диль, Гарц и др. Южный Урал Маглен, Бескес, Сибай (?) Верхнее озеро США
II. Гидротермальные		
1. Субвулканические	Колчеданная Колчеданно-полиметаллическая Баритовая Скарново-медная	Гай, Озерное, ест-Шаста Маднеули Човдар Турвинские
2. Вулканокупольные		
3. Вулкано-плутонические		
<i>Б. Месторождения позднегеосинклинальных складчатых зон, сложенных порфирировыми формациями среднего, кислого и щелочного состава</i>		
I. Эксгальационно-гидротермальные субэаральные	Мышьяковая (реальгаровая) Оловянная риолитовая	Джюльфа, Кагызман, Турция Приморье
II. Гидротермальные		
1. Прикальдерные	Ртутная Урановая Медно-висмутовая Оловородная (сульфидно-касситеритовая) Полиметаллическая Медно-порфирировая	Монте-Аммиата  Сильвертон, США Карамазар М. Хинган, Шерловая гора Треча
2. Жерловые		
3. Субвулканические	Высокоглиноземистая Молибденовая Вольфрамовая (ферберитовая)  Молибденито-шеелитовая	Коунрад Токепала, Келавеско, Куахоне Семиз-Бугу Кляймекс Бурун Шевия, Ноцаро в Грузии Тырны-Ауз (?)
4. Малые — интрузии с трубами взрыва		
5. Вулкано-плутонические гипабиссальные (с трубами взрыва)		
<i>В. Месторождения вулканических поясов зон глубинных разломов, представленных преимущественно формациями основного, среднего и кислого состава</i>		
I. Эксгальационные и эксгальационно-гидротермальные	Самородной серы Ртутная опалитовая Мышьяковая (реальгаровая)	Япония, Камчатка, Зап. штаты США
II. Эксгальационно-осадочные	Боратовая	Крамер, США
III. Гидротермальные		
1. Прикальдерные	Ртутная Флюоритовая Урановая Золото-серебряная Серебряная Золото-турмалиновая Медно-турмалиновая Бериллиевая (бертрандитовая) Скарново-полиметаллическая	Монте-Аммиата Орфан, США Мерисвейл, США Крипль-Крик Пачука, Мексика Восточное Забайкалье Кактус, США Томас, США Тетюхе (?)
2. Жерловые		
3. Субвулканические		
4. Малые интрузии с трубами взрыва		
5. Вулкано-плутонические гипабиссальные (с трубами взрыва)		

Продолжение табл. 2

Типы магматических комплексов	Рудные формации	Типичные примеры месторождений
<i>Г. Месторождения платформ, связанные с трапповой и другими платформенными формациями</i>		
<b>I. Магматические</b>		
1. Жерловые	Алмазоносная кимберлитовая	Якутия, Южная Африка
2. Субвулканические трещинные субщелочного и основного состава	Апатито-магнетитовая Медно-никелевая	Кируна (?) Норильск
<b>II. Гидротермальные</b>		
1. Жерловые и трещинные в траппах	Железорудная магнетитовая	Ангаро-Илим
2. Жерловые в связи с щелочными ультраосновными породами	Редкометальная карбонатитовая	Мбея, Танганьика
3. Субвулканические трещинные в различных породах	Золото-халцедоновая	Балей

ром метасоматических изменений пород, проявлением вулканических структур месторождений, а также геохимическими, минералогическими и структурно-текстурными особенностями руд.

1. Несмотря на наличие общих черт в формировании рассматриваемых месторождений, они представлены существенно различными типами, определяющимися тектоническими условиями проявления вулканизма и характером развития магмопроводящих разломов, режимом вулканических процессов и формированием различных вулканических, экструзивных, субвулканических или вулкано-плутонических комплексов.

2. Особенности проявления вулканизма в ранних геосинклинальных прогибах, в складчатых зонах, в не связанных с геосинклинальными областями вулканических поясах и на платформах выражались также и в существенных отличиях связанной с этими проявлениями рудоносности, обуславливавших появление разных типов месторождений.

3. Различия в развитии глубинных магмопроводящих разломов и связанных с ними систем нарушений и в режиме вулканических процессов обуславливали разные соотношения во времени и в пространстве вулканических и субвулканических образований и сопрягавшихся с ними на разных этапах и стадиях процессов минерализации.

Проявления наземного и субаэрального магматизма приводили в определенных условиях к минеральным образованиям эксгаляционного и эксгаляционно-гидротермального характера, подводного — к формированию эксгаляционно-осадочных рудных концентраций, экструзивного, субвулканического, а также эффузивно-интрузивного — к гидротермальным месторождениям разной глубинности в пределах примерно до 2000 м от существовавшей поверхности.

4. Большое разнообразие локальных структурно-тектонических и вулканических обстановок обуславливало также различие уровней, характера, продолжительности и интенсивности выделения летучих, их эволюции и физико-химических условий минерализации. Проявления минерализации имели место неоднократно в связи с последовательными периодами вулканической активности, что определяло место и

время локализации руд в сложном процессе многообразного проявления вулканизма, а также различные формы связи их с разными вулканическими образованиями.

5. В зависимости от относительной глубинности развития процессов вулканизма оруденение захватывало приповерхностные части вулканических аппаратов (прикальдерный, купольный и жерловый типы), но чаще распространялось несколько глубже и более широко в связи с субвулканическими интрузиями по разрывным нарушениям, или же рудообразование было сложным и протекало на разных уровнях. Еще более сложным было рудообразование в связи с вулкано-плутоническими комплексами, захватывавшими глубины проявления малых интрузий или гипабиссальных массивов.

6. Огромное распространение в природе месторождений, приуроченных к вулканическим кальдерам, жерлам, куполам и другим проявлениям вулканизма, комагматичность эффузивов и интрузивов, общность геохимических их особенностей, сопряженность минерализации с ними во времени и характерные особенности ее являются вескими доказательствами генетических или парагенетических связей оруденения с реальными проявлениями вулканизма.

7. Установление рудоносности вулканизма в современном ее понимании открывает огромные новые перспективы выявления месторождений самых различных металлов и других полезных ископаемых и целых рудных районов.

V. N. KOTLJAR

#### MINERALIZATION AND VOLCANISM (THE TYPES OF VOLCANOGENIC DEPOSITS)

(Summary)

The available facts and theoretic data leave no doubt, that the processes of volcanism play a great part in the formation of ores. These processes, taken place independently or in connection with deep magmatism, resulted in the formation of various mineral deposits, differed from hydrothermal deep-magmatogenic deposits by the more complicated forms of bonds with the igneous rocks, by the nature of metasomatic alterations of rocks, by the character of volcanic structure of deposits, by geochemical and textular peculiarities of ores and so on.

In spite of the presence of common lines in the forming of the deposits under review, they are represented by many essentially different types. The following factors were at the bottom of this circumstance:

- a) the deep tectonic conditions, predetermined the rise of volcanism and the nature of its display,
- b) the tectonic movements along the deep fractures, controlling volcanic displays and conditioning the regime and the duration of volcanic processes and the forming of different volcanic, extrusive and volcano-plutonic complexes,
- c) the structure-tectonic conditions of volcanic displays of any types: central or fissure, surface or submarine, subvolcanic or effusive-hypabyssal, and also the combinations of these forms; the nature of mineralization processes depended on that,

In early geosynclinal buckles, fold zones, volcanic belts without connection with geosynclinal regions and at the platforms the peculiarities of volcanic displays are expressed also in essential differences of the mineralization connected with these displays.

Distinctions in the development of the deep fractures opening ways to magma, in the systems of breaches, connected with them, and in the regime of volcanic processes stimulated different correlations in time and space of volcanic and subvolcanic formations and of the mineralization processes which were connected with them at different stages.

The displays of surface and subaerial volcanism led under certain conditions to the forming of exhalation and exhalation-hydrothermal mineral formations. The displays of submarine volcanism led to the forming of exhalation-sedimentary ore concentrations, the displays of extrusive, subvolcanic and effusive-intrusive volcanism led to the forming of hydrothermal deposits of different depths within about up to 2000 m below former surface.

A great variety of local structure-tectonic and volcanic situations created differences in level, nature, duration and intensity of exhalation and evolution of volatile and of the physico-chemical conditions of mineralization. The displays of mineralization took place repeatedly in connection with the successive periods of volcanic activity, which in that way determined place and time of ore localization in the complex process of multimorphic volcanic display and also determined the various bond forms of ores with different volcanic formations.

Depending on the relative depth of volcanic process, mineralization captured sometimes the parts of volcanic apparatus not far from surface (caldera, domal and orifice types). More often mineralization spread somewhat deeper and wider in connection with the subvolcanic intrusions along disjunctive breaches. In certain cases mineralization was complicated and proceeded at the different levels. The mineralization was the most complicated when it was connected with the volcano-plutonic complexes, captured the depths of small intrusions and hypabyssal massives.

The genetic and paragenetic connections of mineralization with real volcanic displays are proved quite enough in most cases by the huge spreading of the deposits, connected with volcanic caldera, orifice, dome and others volcanic displays, and also by comagmatic effusions and intrusions, by the community of them geochemical peculiarities, by the time interconnection of mineralization with them and by mineralization peculiarities. The structural combinations of volcanic formations and mineralization without the presence of genetic and paragenetic connections between them take a place far rarer. Now just such, but not opposite, cases demand necessary proofs.

The establishment of ore volcanism with the contemporary point of view opens a new perspectives for the discovery of the deposits of different metals and others mineral deposits and even the whole ore regions.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В. Особенности динамики пароводяных скважин. Тр. Лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 18, 1960.
- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Беляевский А. Н., Громов Ю. А., Баскакова Л. А. История тектонического развития Сихоте-Алиня. Материалы I конф. по геол. и металлог. Тихоокеанского пояса. Приморск, 1960.
- Власов Г. М. Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования. Тр. Лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 13, 1958.
- Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования вод областей современного метаморфизма. Тр. Лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Ицксон Г. В., Рунквист Д. В. и др. Оловорудные месторождения М. Хингана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 27, Л., 1959.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканических формациях. Тр. Лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.
- Коржинский Д. С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 3.
- Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы, оруденение. Изв. высш. уч. зав., «Геология и разведка», 1960, № 9.
- Котляр В. Н. Об особенностях образования близповерхностных месторождений. Изв. высш. уч. зав. «Геология и разведка», 1961, № 1.
- Кузнецов Ю. А. Основные закономерности тектонического размещения и классификации магматических формаций. Тр. II петрограф. совещ. Госгеолтехиздат, 1960.
- Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43. Свердловск, 1959.
- Моралев В. М., Пожарицкая Л. К. Проблемы изучения редкометалльных карбонатитов. «Разведка и охрана недр», 1960, № 6.
- Набоко С. И. Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма. Тр. Лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Невский В. А. Трубочатые тела брекчированных пород Актюзского рудного поля. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.
- Павлов Н. В. Магнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 52, 1961.
- Пастухов И. П. Озерное медноколчеданное месторождение на Южном Урале. «Разведка и охрана недр», 1962, № 4.
- Покалов В. Т., Пастухова Е. С. Возраст и генетические особенности Сорского молибденового месторождения. «Советская геология», 1961, № 7.
- Прокин В. А., Рудаков В. М. Брекчиевидные руды Сибая. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43. Свердловск, 1959.

- Семенов А. И. Структурно-металлогенетические зоны. В сб.: «Общие принципы металлогенетического анализа». Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М. К познанию литогенеза вулканогенно-осадочного типа. Изв. АН, сер. геол., 1962, № 5.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб.: «Закономерности размещ. полезн. ископ.», V, 1962.
- Смирнов В. И. и Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 2.
- Тимофеевский Д. А. О фаціальности рудоносных малых интрузий и рудо-контролирующей роли трубок взрыва Дарасунского узла. Сб. ЦНИГРИ, вып. 4, 1949.
- Тихонов Н. Д. Об условиях формирования штокверкового месторождения, связанного с вулканическими жерлами (Забайкалье). Изв. высш. уч. зав. 1962, № 7.
- Шейнманн Ю. А. Карбонатиты. Бюлл. науч.-техн. информ. МГиОН СССР, № 2 (7), Госгеолтехиздат, 1957.
- Howell F. H., Molley Y. S. Geology of the Braden orebody, Chile, S. A. Econ. Geol., v. 55, N 5, 1960.
- Jonston W. P., Lowell, J. D. Geology and origin of mineralized breccia pipes in Copper Basin. Ar. Econ. Geol., v. 56, N 5, 1961.
- Perry V. D. The significance of mineralized breccia pipes Mining Eng., v. 13, N 4. 1961.

М. Б. БОРОДАЕВСКАЯ

### СООТНОШЕНИЕ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КОЛЧЕДАННЫХ РУД НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Залежи медно- и серноколчеданных руд Южного Урала, как и почти всех других колчеданосных провинций мира, приурочены к области развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Последние представлены как непрерывными сериями излияний, состав которых изменяется от базальтов через андезиты и дациты до липаритов, так и формациями, для которых характерна контрастная дифференциация, обусловившая излияния базальтовых и липаритовых лав при отсутствии промежуточных членов.

Залежи колчеданных руд встречаются в различных частях стратиграфического разреза вулканогенных образований: они известны среди контрастных базальтово-липаритовых серий поляковской ( $S_2$ ) и карамалыташской ( $D_1$  — кобленц) свит и в разрезе улутаусской свиты ( $D_2$  — живет), вулканогенные породы которой характеризуются базальтовым, андезитовым и дацитовым составом.

Закономерная приуроченность колчеданного оруденения к формациям вулканогенных пород, занимающих вполне определенное стратиграфическое положение, многими исследователями рассматривается как доказательство тесной генетической связи рудоносных растворов с очагами соответственного вулканизма. Применительно к Уралу это представление впервые было высказано А. Н. Заварицким в 1943 г. После того, как в составе пород, перекрывающих каждую из вулканогенных свит, вмещающих колчеданные залежи, были найдены своеобразные, похожие на обломки, обособления сульфидов, принятые многими исследователями за гальки, это представление получило широкое признание. С. Н. Иванов (1939), И. В. Ленных (1959), И. П. Пастухов (1961), В. И. Скрипиль (1961) и другие предполагали, что формирование колчеданных руд тесно связано с деятельностью вулканических аппаратов, непосредственно создавших рудовмещающие толщи. В. П. Логинов считает, что рудоносные растворы отделились из глубинных очагов альбитофирового вулканизма на последних стадиях развития соответственных вулканических циклов (Логинов, 1950).

При этом предполагается, что колчеданные руды вместе с вмещающими их вулканогенными породами участвовали в последующих складчатости и динамометаморфизме. Соответственно, закономерности размещения южноуральских колчеданных месторождений связываются указанными исследователями с особенностями размещения древних вулканических центров; структурный контроль оруденения, предопределенный характером складчатости и положением дизъюнктивных нарушений, наложенных на вулканогенные толщи, отрицается.

Другие исследователи (Кузнецов, 1939; Захаров, 1938; Амирасланов, 1937; Ракчеев, 1956 и др.) в противоположность только что рассмотренным взглядам уже давно высказывали предположение о более

молодом по отношению к вмещающим толщам возрасте колчеданных руд и об их приуроченности к постскладчатым разломам, связывая отщепления рудоносных растворов с деятельностью глубинных магматических очагов, обусловивших формирование интрузий офиолитового ряда верхнедевонского или нижнекарбоненового возрастов. С этой точки зрения структурный контроль в размещении колчеданного оруденения приобретает значение первостепенного фактора.

Автор в течение ряда лет работала над изучением колчеданных полей Южного Урала. В процессе этих работ, проводившихся совместно с геологами ЦНИГРИ и уральских геологических управлений, накоплен большой материал по затронутому вопросу, позволяющий дополнить имевшиеся ранее данные.

**Рудные гальки.** Одним из важных доводов в пользу тесной генетической связи южноуральских месторождений медноколчеданных руд с несколькими одновременными вулканическими циклами до недавнего времени, как указывалось, являлось описанное многими исследователями нахождение галек колчеданной руды в обломочных породах, перекрывающих колчеданные залежи (Логинов, 1950; Ленных, 1959; Пастухов, 1961 и др.).

Проведенное в последние годы детальное изучение показало, что образования, принимавшиеся ранее за гальки, имеют иное происхождение.

Округлые и угловатые обособления сульфидов, по форме действительно иногда очень напоминающие гальки, нередко концентрируются над рудными залежами, в пределах пластов измененных гидротермальным метаморфизмом туфобрекчий, туфов и туфопесчаников, составляющих кровлю рудных тел. Наряду с этим они в изобилии встречаются и в зонах дорудных тектонических нарушений, вмещающих жилообразные тела колчеданных руд, которые занимают секущее положение по отношению к слоистости вмещающих пород. Породы в пределах таких зон интенсивно изменены гидротермальным метаморфизмом и импреньированы сульфидной вкрапленностью. При пересечении дорудных нарушений с пластами пористых, легко проницаемых для растворов пород, каковы туфобрекчии, туфы и туфопесчаники, гидротермальные изменения, сульфидная вкрапленность и обособления сульфидов обломковидной формы избирательно сосредотачиваются в их пределах (рис. 1, а).

Указанные данные об условиях залегания рассматриваемых образований, установленные нами на примере южноуральских месторождений, исключают возможность интерпретировать их как гальки конгломератов.

К этому же выводу приводит и детальное изучение состава и внутреннего строения обломковидных обособлений сульфидов, проведенное Н. В. Петровской и нами. Оно показало, что мы имеем здесь дело с образованиями различного генезиса: а) с тектоническими обломками, неоднократно возникавшими при дроблении ранее сформированных рудных тел (рис. 1, б); б) с метасомами, образовавшимися в результате замещения рудным веществом обломков пород, входивших в состав туфобрекчий (рис. 1, в); в) со «сгустками» коллоидного вещества, возникшими в связи с процессами гелевого метасоматоза (рис. 1, г) при развитии явлений опережающего выщелачивания.

Механизм возникновения всех этих образований подробно рассмотрен в ряде статей (Петровская, 1961; Бородаевская, Прушинская, 1962; Бородаевская, Петровская, Нафиков, Пирожок, Курбанов, 1962). Здесь укажем лишь, что тектонические обломки образовывались неоднократно в процессе длительной истории формирования колчеданных руд. Наиболее ранние из них связаны с внутрирудным дроблением,

имевшим место после отложения главной массы пирита, принадлежащего к первой минеральной ассоциации, участвующей в строении сульфидных залежей; самые поздние возникли после завершения процесса формирования сульфидных тел, в связи с подвижками послерудного возраста. Сгустковые стяжения рудного вещества так же неоднородны

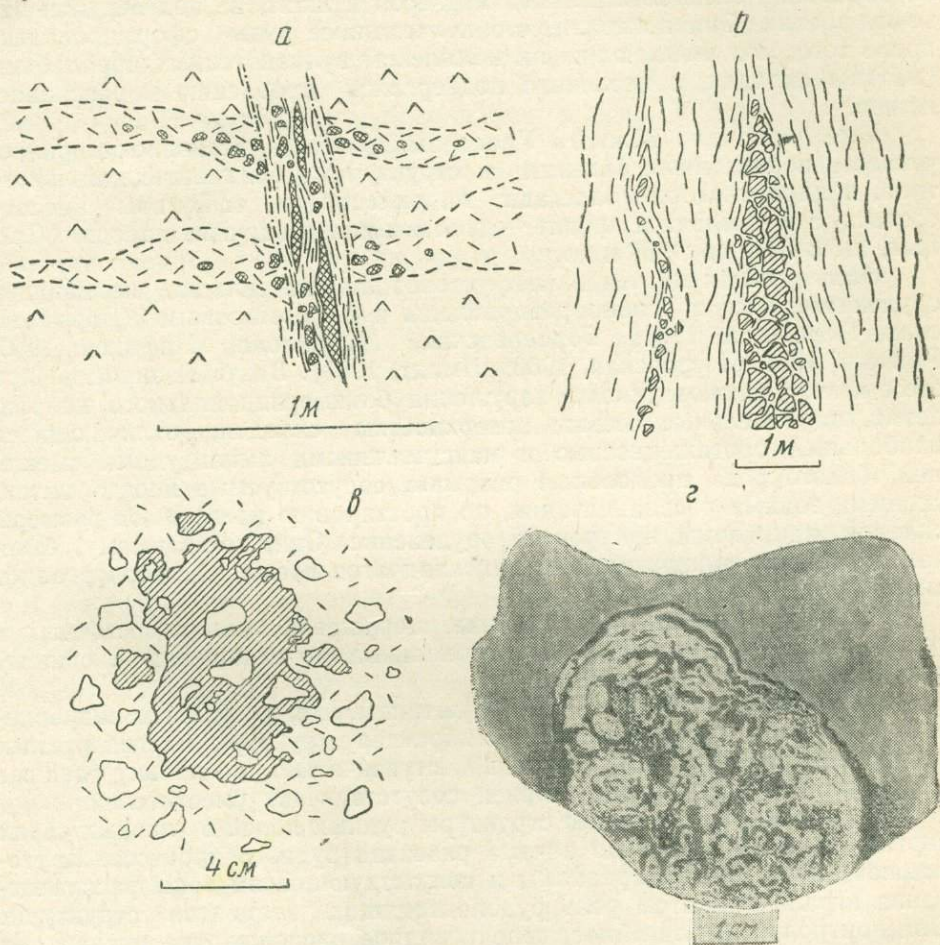


Рис. 1. Характер залегания и особенности строения обломковидных обособлений колчеданной руды (зарисовки забоев и штуфов)

*a* — мелкие жилкообразные тела сульфидных руд и сопутствующие им обломковидные скопления сульфидов приурочены к зоне расланцевания, секущей слоистость вулканогенных пород; *б* — раздробленное жилкообразное тело колчеданной руды; *в* — обособление колчеданной руды (косая штриховка) метасоматического генезиса в туфобрекчиях; *г* — сгусток пирита метаколлоидной структуры в обломочных известняках (черное — пирит, белое — перекристаллизованный карбонат, серое — обломочный известняк)

растны: они образовывались как в стадию отложения существенно пиритовых руд, так и значительно позже, при образовании минералов халькопиритово-пиритово-сфалеритовой ассоциации.

**Структурное положение рудных тел.** Не менее важным для определения возрастных соотношений колчеданного оруденения с вмещающими их комплексами вулканогенных пород является выяснение структурного положения рудных тел. Сторонники «эффузивной» гипотезы рассматривают эти последние как тела, залегающие согласно со слоистостью вмещающих их толщ. При этом породам, представляющим кровлю рудных тел, многие авторы приписывают послерудный возраст

(Ленных, 1959; Скрипиль, 1961). Крутонаклонное залегание рудных тел и покрывающих их пород рассматривается как результат позднейшего складкообразования, в котором участвовали и колчеданные залежи.

Новые данные, полученные при структурном и минералогическом картировании эксплуатационных карьеров и шахт, не подтвердили эту точку зрения. Они показали, что колчеданные руды сформировались после того, как вмещающие их комплексы вулканогенных пород были смяты в складки, а последние подверглись дроблению и рассланцеванию.

Уже давно для Южного Урала эмпирически установлена приуроченность колчеданных залежей к структурам брахиантиклинального типа, в ядрах которых залегают пирокласты и эффузивы кислого состава, а в крыльях и кровле — диабазы или осадочные породы (Ленных, 1959; Иванов, 1959 и др.).

Исследования последних лет установили, что складки, вмещающие оруденение, всегда сильно раздроблены и деформированы (Бородаевская, Перижняк, 1961; Бородаевская, Михайлова, Нафиков, 1960; Ракчеев, 1962; Петровская, 1960; Шмидт, 1963). Ведущее значение при этом имеют дизъюнктивные нарушения близмеридионального направления, параллельные осевым поверхностям складок, отличающиеся наибольшей протяженностью и максимальными амплитудами смещений. Такого рода продольные разрывы, сопутствуемые иногда интенсивными зонами рассланцевания, по простиранию превышают размеры складок, к которым приурочено оруденение. Они, по-видимому, были заложены в доскладчатое или синскладчатое время и подвергались многократному подновлению.

Важное значение имеют также нарушения северо-восточных и северо-западных направлений, диагональных по отношению к общему простиранию складчатых структур.

Совокупность движений по нарушениям всех указанных направлений обусловила типично блоковый характер структуры многих рудных полей. Ограничения блоков нередко ступенчатые, поскольку главные нарушения сопровождаются серией сопутствующих сместителей.

Все указанные элементы структуры рудных полей в главных своих чертах сформировались до начала развития рудного процесса. Крутопадающие продольные разломы и сопутствующие им зоны рассланцевания играли при этом роль рудоподводящих элементов структуры. Они контролируют линейное, цепочковидное расположение рудных тел в пределах рудных полей и линейное и цепочковидное расположение самих рудных полей в пределах отдельных районов.

В ряде случаев нарушения, секущие слоистость вулканогенных толщ, непосредственно вмещают рудные тела и их апофизы.

Особо следует подчеркнуть значение структурных и литологических экранов, ограничивающих или перекрывающих развитие оруденения по вертикали.

Как это давно установлено исследователями уральских месторождений, колчеданные залежи развиваются главным образом среди пирокластических пород кислого состава (иногда содержащих прослойки туфогенно-осадочного или осадочного материала), которые, очевидно, в связи с их высокой пористостью, максимально благоприятны для замещения рудным веществом. Среди пород слабопористых колчеданные руды развиваются редко и только в тех участках, где такие породы в дорудное время были сильно раздроблены и изменены предшествующим оруденению гидротермальным метаморфизмом. При этом в большинстве колчеданных месторождений рудные залежи располагаются на границах, «благоприятных» и «неблагоприятных» пород.

Положение такого рода структурных и литологических экранов в разрезе рудовмещающих толщ обуславливает часто наблюдаемое этажное или многоярусное размещение рудных тел. Рудные залежи, располагающиеся в различных горизонтах разреза вулканогенных пород, неизменно под экранирующими пластами, приурочены к одним и тем же секущим эти пласты дизъюнктивным элементам структуры и связаны друг с другом зонами сульфидной вкрапленности, мелкими рудными жилами и системами сульфидных прожилков.

Затухание оруденения вверх по разрезу происходит обычно на границе кислых эффузивов и пирокластов с мощной толщей перекрывающих их эффузивов основного состава.

Механизм формирования рудных тел также существенным образом зависит от тектонического строения участка и от соотношений физико-механических свойств слагающих пород. Так, при пересечении пологолежащих неоднородных по физико-механическим свойствам пород крутопадающими нарушениями ведущее значение приобретает процесс метасоматического замещения податливых пород рудным веществом, развивающийся в податливых слоях и в зонах межслоевого дробления. В областях развития более крутых складок, при относительно небольших углах встречи между рудоподводящими нарушениями и поверхностями слоистости, существенную роль играет заполнение рудным веществом полостей отслаивания, возникающих при комбинации движений по системе крутых тектонических разрывов и межслоевых скольжений и срывов.

Все сказанное показывает, что в условиях Южного Урала колчеданное оруденение является эпигенетическим по отношению к вмещающим его толщам вулканогенных пород и отделено от их формирования развитием складчатости и интенсивных дизъюнктивных дислокаций. Это предопределяет то весьма важное положение, что районы, принадлежащие к различным структурно-фациальным зонам, характеризуются и различными структурными типами рудных полей. Выделяется четыре типа структур рудных полей:

1. Рудные поля в областях развития пологой складчатости (углы падения слоев от 10 до 20°), пересеченной зонами сближенной трещиноватости (последние вероятно являются отражением более крупных разломов в нижних структурных этажах). Рудовмещающие элементы структур представлены: а) пологими складками преимущественно брахиантисклинального характера; б) древними дислоцированными вулканическими постройками; в) дайками и субвулканическими телами кислого и основного состава, фиксирующими зоны сближенной трещиноватости или разломы<sup>1</sup>.

Рудные залежи имеют, как правило, форму пологолежащих лент и плоских линз (рис. 2, а) и возникают в результате замещения пластов туфов и туфобрекчий кислого или смешанного состава, переслаивающихся с осадочными образованиями, под экранами резко отличающихся по физико-механическим свойствам пластов диабазов, лав кислого состава и чистых кальцитовых известняков. При чередовании в разрезе экранирующих и благоприятных горизонтов возникают многоярусные залежи, обычно небольшого размера, так как интенсивность замещения пород рудным веществом сравнительно быстро падает по мере удаления от рудоподводящих трещин.

2. Рудные поля в областях развития пологой складчатости, осложненной крупными разломами. Рудовмещающими элементами структур являются: а) пологие складки брахиантисклинального типа; б) складки

<sup>1</sup> Последние иногда совпадают с разломами, контролировавшими размещение древних вулканических центров.

горстантиклинального типа и в) древние вулканические постройки. Роль рудоподводящих играют меридиональные нарушения, параллельные осям складок, причем максимальная концентрация рудного вещества наблюдается при пересечении их с диагональными разломами

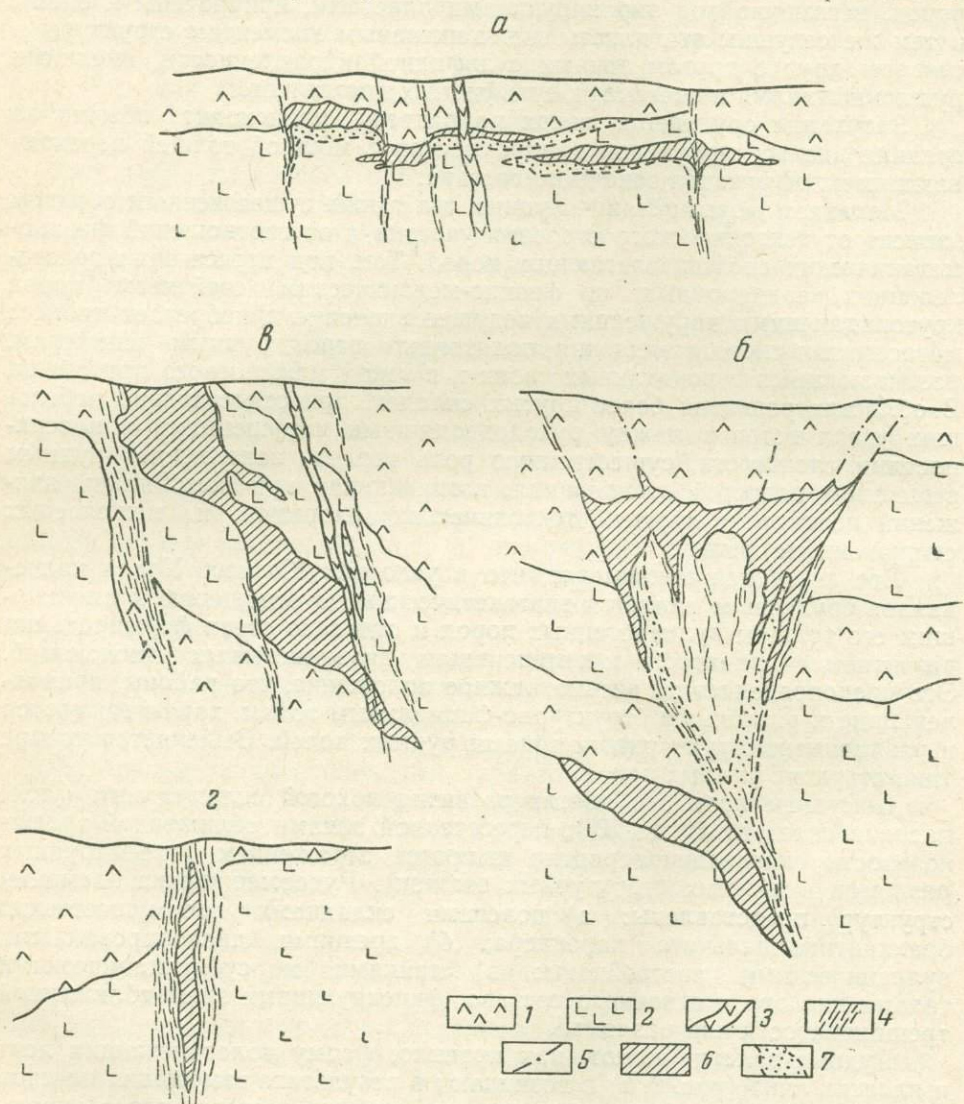


Рис. 2. Формы рудных тел, характерные для месторождений различных структурных типов

1 — диабазы; 2 — туфы и туфобрекчии альбитофиров; 3 — дайки жильных диабазов; 4 — зоны расщепления, 5 — тектонические нарушения; 6 — сплошные сульфидные руды; 7 — вкрапленные руды

северо-восточного и северо-западного направлений. Залежи колчеданных руд размещаются вблизи разломов, оконтуривающих крупные блоки, испытавшие вертикальные перемещения с амплитудами в несколько сотен метров; в участках развития приразломных складок, осложняющих пологие складчатые сооружения; во флексурных перегибах слоев; в зонах расщепления по контактам субвулканических тел и т. д. При этом во всех случаях колчеданные руды располагаются на границах пород, резко отличных по своим физико-механическим свойствам или по химическому составу.

В этих условиях возникают рудные тела разнообразных и сложных форм, часто многоярусные (см. рис. 2, б), предопределяющиеся сочетанием пологих элементов слоистости и крутых зон рассланцевания и разломов.

3. Рудные поля, приуроченные к складкам сундучного типа с крутым падением крыльев, разбитым меридиональными и диагональными разломами. Залежи приурочиваются к полостям отслоения в местах перехода от крыла к замку складки, обычно на границе туфов и туфобрекчий кислого состава с вышележащими диабазами и часто имеют сундучную форму при общем крутом падении с более пологими (согласными со слоистостью) верхними и нижними границами (см. рис. 2, в). Колчеданные руды имеют массивное сложение; вкрапленные руды, в противоположность ранее рассмотренным типам, распространены незначительно.

4. Рудные поля в поясах интенсивного смятия и складчатости с сериями поперечных изгибов. Залежи колчеданных руд локализуются среди интенсивно рассланцованных пород и главным образом на границах толщ различной компетентности. Они имеют плито- и линзообразные формы и располагаются кулисно.

Приведенные данные показывают, что различия в форме колчеданных залежей обусловлены главным образом особенностями предрудных тектонических структур, характерных для полей различных структурных типов.

**Метаморфические преобразования.** Изучение метаморфических преобразований пород, вмещающих колчеданные руды, свидетельствуют о том, что до начала процесса оруденения вулканогенные образования испытали метаморфизм, на проявления которого наложены околорудные гидротермальные изменения.

Толщи вулканогенных пород, вмещающие колчеданные руды, претерпели зеленокаменные изменения, в результате которых первичные компоненты основных лав замещены эпидотом, хлоритом и альбитом, иногда актинолитом.

Проявления гидротермально-метасоматического метаморфизма, сопутствующего оруденению, наложены на эти преобразования, будучи приуроченными к секущим тектоническим зонам. Они выражаются в развитии опала, халцедона, кварца, хлорита и пумпеллиита, возникающих в процессе интенсивного гелевого метасоматоза при широком развитии опережающего выщелачивания. Отчетливо наблюдается замещение опалом и халцедоном актинолита, альбита и хлорита, входивших в состав зеленокаменных пород (Бородаевская, Кривцов, 1963); эпидот при этом становится неустойчивым и оказывается преобразованным в агрегат пумпеллиита. Этот процесс обнаруживает значительное сходство с гидротермальными преобразованиями, наблюдаемыми в областях современного вулканизма. Как показали работы С. И. Набоко и Д. С. Коржинского, он характеризует весьма незначительные глубины, измеряемые первыми сотнями метров. В то же время ассоциации минералов, на фоне которых разыгрываются указанные преобразования, свойственны более глубинным условиям (Набоко, 1962; Коржинский, 1961). Отсюда можно предположить, что между общим зеленокаменным метаморфизмом вмещающих пород и последующими изменениями, связанными с рудным процессом, существовал перерыв, в течение которого изменились условия, определяющие метаморфические преобразования.

**Соотношение с дайками.** Чрезвычайно важным для выяснения положения колчеданного оруденения в общей истории развития магматизма является расшифровка его соотношений с разнообразными дайками жильных пород, в изобилии встречающимися почти во всех руд-

ных полях. Среди них выделяются: 1) жильные альбитофиры; 2) диабазы и различного рода порфириды (плагноклазовые, авгитовые и ближе неопределимые); 3) габбро-диориты, габбро- и диоритовые порфириды, габбро-диабазы.

Исследования последних лет показали, что среди жильных альбитофиров необходимо различать две резко отличающиеся по возрасту группы. 1. Субвулканические тела и дайки, тесно связанные с вулканизмом, создавшим толщи вмещающих их пород и участвующие наряду с последними в складчатости. Вероятно, отчасти они являются корнями вулканических излияний, отчасти же представляют собой экструзивные тела, формирующиеся в заключительные стадии развития соответствующих вулканических циклов. 2. Дайки, прослеживаемые на большие расстояния вверх по стратиграфическому разрезу. Так, известен случай, когда дайки альбитофиров, залегающие среди пород кобленц-эйфельского возраста, пересекают живетские и франские отложения (Шмидт, 1963).

Как видим, дайки обеих групп резко отличаются по возрастному и структурному положению. Химизм и петрографические особенности их, напротив, близки, вероятно, в связи с однотипным характером испытанных ими метаморфических преобразований. По отношению к колчеданному оруденению дайки обеих групп являются дорудными. При этом рудные залежи, расположенные среди эйфельских вулканогенных пород, оказываются более молодыми, чем дайки альбитофиров, прорывающие живетские и франские слои.

Дайки диабазов до недавнего времени рассматривались как корни излияний основных лав, залегающих непосредственно на поверхности рудных залежей (Ленных, 1959; Скрипиль, 1960; Пастухов, 1960 и др.).

Однако такое предположение исключается данными о структурном положении рассматриваемых даек. Последние часто приурочиваются к зонам рассланцевания и нарушениям, секущим и смещающим надрудные толщи на несколько сотен метров. Интрузивные диабазы образуют также многочисленные пластовые тела, приуроченные к зонам межслоевых сколжений, которые имеют особо широкое развитие в областях контактов пирокластических пород с покрывающими их мощными толщами основных эффузивов. Многие из этих пластовых тел непосредственно сочленяются с дайками, фиксирующими секущие зоны рассланцевания и дизъюнктивные нарушения (Бородаевская, Михайлова, Нафиков, 1960; Бородаевская, Перижняк, 1961).

Верхняя возрастная граница формирования даек диабазов пока остается не установленной; однако приведенные данные, как видим, с достоверностью выявляют их эпигенетичность по отношению к толщам основных эффузивов, слагающих кровлю колчеданных залежей.

Морфологические соотношения диабазовых даек и рудных тел весьма сложны. Нередко дайки диабазов залегают согласно с общим падением и простираем колчеданных залежей, располагаясь в висячем или лежащем боку. Иногда такие дайки входят в рудное тело под острым углом, причем в участке пересечения отмечается резкое изменение морфологии рудного тела (уменьшение или увеличение мощности или расщепление с образованием ряда апофиз). Наряду с этим, у даек имеются резкие изгибы по простираению и по падению, причем в этих участках они пересекают рудные залежи. Иногда секущие дайки мощностью всего в 20—30 см прослеживаются от одного контакта рудного тела до другого, причем вблизи контактов залежи наблюдается их постепенное выклинивание. В других случаях эти дайки имеют весьма незначительную протяженность, измеряемую несколькими десятками (а иногда и одним десятком) метров. Характерны резкие коленчатые

изгибы даек, фиксирующие положение трещин отдельности в массивной руде.

Таким образом, морфологические соотношения даек диабазов и рудных тел свидетельствуют о том, что дайки приурочены к трещинам, заложены в различное время; они не позволяют сделать однозначных выводов об относительном возрасте оруденения и даек.

Более определенно об этом свидетельствуют следующие данные.

Во многих дайках диабазов, залегающих внутри рудных тел, наблюдаются ксенолиты сульфидной руды<sup>1</sup>. Размеры ксенолитов, сосредоточенных главным образом в краевых частях даек, колеблются в широких пределах — от крупных глыб диаметром 2—3 м, иногда расчленяемых тонкими апофизами даек на более мелкие блоки, до мелких обломков величиной в 1—2 см.

В большинстве своем эти ксенолиты сложены агрегатами пирита, участвующими в составе наиболее ранней из слагающих рудные тела минеральной ассоциации.

Вместе с тем, в этих же дайках имеются прожилки позднего пирита, галенита и блеклых руд<sup>2</sup>.

Таким образом, имеющиеся материалы свидетельствуют, что внедрение даек произошло после отложения главной массы пирита, слагающего залежи, но до окончания рудного процесса.

Жильные породы полнозернистого строения ряда габбро-порфиритов имеют послепорфировый возраст (Бородаевская и др., 1960; Шмидт, 1963). Как и описанные выше дайки диабазов, они содержат обломки руд, сложенных минералами ранних ассоциаций, и в то же время вмещают прожилки поздних минеральных агрегатов.

Таким образом, изучение соотношений колчеданных руд, залегающих среди верхнесилурийских, нижне- и среднедевонских отложений, с дайками пород различного состава свидетельствуют о том, что оруденение имеет возраст не древнее верхнего девона. К этому же выводу пришел и А. Д. Ракчеев, изучавший колчеданные руды Среднего Урала и установивший, что они моложе серпентинитовых массивов верхнедевонского — нижнекарбонového возраста (Ракчеев, 1962).

**Соотношение с гранитами.** Гранитоидные интрузии верхнекарбонového — пермского возраста, по имеющимся данным, моложе колчеданного оруденения. На это указывают установленные Л. И. Яковлевым и А. Д. Ракчевым факты наложения контактового метаморфизма, сопутствующего этим интрузиям (в том числе скарнов) на колчеданные руды (Яковлев, 1959; Ракчеев, 1956). На Южном Урале замещение пирита колчеданных руд гранатом и магнетитом, связанными со скарновыми преобразованиями, развитыми на контакте с гранитоидным массивом верхнедевонского — нижнекарбонového возраста, описано А. Ш. Шмидтом (Шмидт, 1959).

Вместе с тем ряд данных, полученных в последние годы, свидетельствует о том, что некоторые ассоциации минералов, участвующих в строении колчеданных руд, сформированы значительно позднее образования вмещающих их залежей, очевидно, уже в связи с деятельностью позднегерцинских гранитоидных магм.

**Длительность процесса рудообразования.** Длительность формирования колчеданных руд подчеркивается всеми исследователями Уральских месторождений (Шадлун, 1950; Иванов, 1959; Логинов, 1950 и др.). При этом одни исследователи придают ведущее значение сложным процессам перекристаллизации и перегруппировки рудного вещества, протекающим в условиях регионального метаморфизма (Шадлун,

<sup>1</sup> Впервые этот факт был установлен И. С. Вахромеевым в 1951 г.

<sup>2</sup> Эти разновозрастные пириты, как показала Н. В. Петровская, различаются по спектру элементов-примесей и изотопному составу серы (Петровская, 1960).

1950), другие же высказывают предположение о многостадийности формирования рудных тел, определяющейся последовательным отложением разновременных минеральных агрегатов (Амирасланов, 1937; Захаров, 1938 и др.).

Представление о многостадийном формировании рудных тел в последние годы детально обосновано Н. В. Петровской, показавшей, что в строении колчеданных руд принимают участие следующие главные ассоциации минералов, перечисляемые в порядке возрастной последовательности: 1) ранняя пиритовая ассоциация, к которой относится преобладающая масса пирита, слагающего основную массу колчеданных залежей; 2) халькопиритовая, минералы которой отлагались после дробления и частичной перекристаллизации ранее отложенного рудного вещества; 3) пиритово-сфалеритовая ассоциация, которой так же предшествовало дробление ранее сформированных минеральных агрегатов; 4) поздние «послесфалеритовые» минеральные ассоциации, в образовании которых существенную роль играют процессы метаморфической перегруппировки рудного вещества, выполнение трещин жильными минералами с примесями сульфидов и в заключительные стадии процесса — отложение позднего тонкозернистого пирита (Петровская, 1961 а, б).

В настоящее время появился ряд новых данных, показывающих, что наиболее ранние «послесфалеритовые» стадии минерализации в различных месторождениях характеризуются различным составом, причем минералы этих поздних ассоциаций эпигенетичны по отношению к колчеданным залежам и иногда относятся к иным металлогеническим эпохам.

В составе руд южноуральских колчеданных месторождений можно выделить следующие типы эпигенетических минеральных комплексов:

- 1) скарновый, представленный гранатом, эпидотом, хлоритом, карбонатом (обычно железистым) и магнетитом;
- 2) пирротиново-халькопиритовый;
- 3) кварцево-галенитово-блеклорудный, характеризуемый повышенным содержанием золота; в составе руд этого комплекса участвуют также сфалерит (клеюфан), халькопирит, пирит и ряд других минералов.

Наложение скарновой минерализации на колчеданные руды впервые на Урале стало известным по работам А. И. Шмидта и Л. И. Яковлева. Позднее те же процессы были изучены нами совместно с Н. К. Курбановым и П. И. Пирожком (Бородаевская и др., 1960, 1962) и А. Д. Ракчевым<sup>1</sup>.

В отношении пиритово-халькопиритовой минерализации, обнаруживающейся в составе некоторых колчеданных руд, имеются следующие данные. Л. И. Яковлев констатирует более поздний возраст пирротина по отношению к пириту, слагающему колчеданную залежь и связывает развитие пирротина с тем же процессом контактового метаморфизма, который обусловил и развитие скарнов в известняках, вмещающих рудное тело (Яковлев, 1959). А. Д. Ракчев и И. Я. Широкова пришли к заключению, что возникновение этих минералов связано с ранними этапами гидротермальной деятельности позднегерцинских интрузий гранитоидов.

Н. В. Петровская показала поздний возраст пирротина и ассоциирующего с ним халькопирита по отношению к основным минеральным агрегатам, участвующим в строении колчеданной руды, установила

<sup>1</sup> Скарны по представлениям А. Д. Ракчева в изученном им районе связаны с позднегерцинскими гранитоидами; возраст скарнов, описанных нами, не установлен. Известно лишь, что они наложены на дайки габброидов, прорывающих отложения франского яруса.

тесную связь пирротина с сидеритово-магнетитовой ассоциацией (ранее описанной А. Г. Бетехтиным), также наложенной на колчеданные руды, и пришла к выводу о том, что пирротиново-халькопиритовые агрегаты являются продуктом глубокого перерождения колчеданных руд, вероятно, под воздействием более поздних магматических проявлений (Петровская, 1961а).

Особо интересно положение высокозолотоносного комплекса минералов, представленных кварцем, блеклой рудой, галенитом, сфалеритом и халькопиритом.

Кварцевые, иногда кварцево-баритовые или существенно баритовые жилы, содержащие гнезда халькопирита, блеклой руды, галенита и пирита, встречаются как в породах, вмещающих колчеданные залежи, так и внутри последних. Выделения перечисленных минералов нередко тесно входят в структурную ткань ранее отложенных сульфидных агрегатов, слагающих колчеданные залежи. При этом характерна исключительно резко выраженная неравномерность их распределения, выражающаяся в приуроченности к определенным особо мобильным участкам и зонам внутри рудных тел. Иногда минералы рассматриваемого комплекса обнаруживают тенденцию к обособлению в отдельных мелких залежах и телах.

Существенный разрыв во времени формирования минералов рассматриваемой ассоциации и собственно колчеданных руд впервые был установлен А. Д. Ракчевым (1956). Позднее А. И. Шмидт показал, что золотоносная прожилково-вкрапленная кварцево-сфалеритово-галенитовая минерализация наложена не только на скарны и магнетитовые руды, но и на секущие их послегранитные дайки ряда лампрофиров (Шмидт, 1959, 1961). Таким образом, здесь между формированием колчеданных руд и отложением минералов поздней золотоносной ассоциации произошли такие крупные геологические события, как внедрение гранитов, сопутствующий им контактовый метаморфизм и внедрение даек лампрофиров.

Очень сходная с только что упомянутой ассоциацией поздних золотоносных сульфидов установлена нами совместно с П. И. Пирожком и Н. К. Курбановым в районе выклинивания одной из крупных колчеданных залежей на Южном Урале. Строение этого участка определяется тем, что здесь залежь расщепляется, образуя ряд апофиз, приуроченных к зонам расланцевания, ориентированным под углом к общему меридиональному ее простиранию.

Зоны эти прослеживаются и внутри основного тела залежи по подчеркивающему их линейному расположению минералов, принадлежащих к халькопиритовой и пиритово-сфалеритовой ассоциации. Они фиксируются также дайками габбро-порфиритов, содержащими ксенолиты сульфидной руды. Возобновление движений вдоль контактов этих даек обусловило приуроченность к экзо- и эндоконтактовым их зонам интенсивной хлоритизации пород и руд, перекристаллизации последних с образованием укрупненнозернистых агрегатов пирита и широкого развития магнетитов; последний замещает перекристаллизованный пирит и образует прожилки мощностью в несколько сантиметров. В породах, слагающих дайки, развиваются прожилки и гнезда пород эпидотово-хлоритово-гранатового состава, что сближает описанные преобразования с процессами скарнирования, изученными А. И. Шмидтом, Л. И. Яковлевым и А. Д. Ракчевым на других месторождениях.

Высокозолотоносные прожилки кварцево-галенитового состава, содержащие блеклую руду, клейофан, халькопирит и пирит, секут магнетитовые жилы и дайки, образуя в теле последних грубопетельчатый штокверк. Колчеданные руды, вмещающие дайки, в этом участке имеют характерную брекчиевидно-полосчатую текстуру, обусловленную нали-

нием полосовидно расположенных обломков интенсивно перекристаллизованных сульфидов (пирита, халькопирита и сфалерита), заключенных в баритово-кварцево-галенитово-клеюфановом цементе (рис. 3). Количество галенита в этих участках достигает 40—50% объема руды, а содержание золота — 9—15 г/т.

А. Д. Ракчеев указывает на наличие в среднеуральских колчеданных месторождениях золотосульфидной минерализации, сходной с только что описанным комплексом поздних золотосодержащих сульфидов. Здесь, наряду с теннантитом, галенитом, клеюфаном и самородным золотом существенную роль играет борнит, причем минералы этой ассоциации, по А. Д. Ракчееву, имеют послегранитный возраст.

Развитие минералов, принадлежащих к этой ассоциации, сопровождается переотложением ранее сформированных сульфидов. В частности, в связи с переотложением ранее образованного сфалерита часто возникает клеюфан, как это было показано Т. Н. Шадлун (1950) и позднее Н. В. Петровской (Петровская и Касьянов, 1960). Нам кажется возможным высказать также предположение о том, что борнит, тесно ассоциирующий с теннантитом и галенитом, также возникает в результате взаимодействия ранее сформированных колчеданных руд с более поздними рудными растворами.

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что в пределах одних и тех же рудных тел во многих колчеданных месторождениях

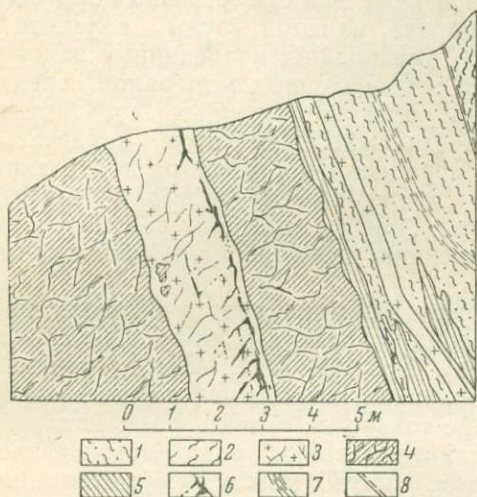


Рис. 3. Соотношения руды и даек. Зарисовка стенки карьера (по П. И. Пирожку)  
1 — кварцево-серпичитовые породы; 2 — серпичитово-хлоритовые породы; 3 — дайки габбро-порфиритов; 4 — халькопиритово-сфалеритово-пиритовые руды брекчиевидной текстуры; 5 — те же руды, обогащенные галенитом и блеклой рудой; 6 — кварцево-галенитовые прожилки в дайке; 7 — зоны рассланцевания; 8 — тектонические нарушения

Урала совмещены минеральные комплексы, возникающие в различные геологические эпохи. Такое совмещение представляется следствием многократного унаследования одних и тех же путей проницаемости, которыми являются долго живущие зоны дизъюнктивных нарушений и рассланцевания. Ряд колчеданных залежей представляет собой, таким образом, сложные образования, в которых совмещены проявления догранитной колчеданной и послегранитной золотополиметаллической минерализации. При этом самостоятельные залежи руд, принадлежащие к золото-полиметаллическому типу, контролируются иногда, как это установлено Н. И. Бородаевским и С. Д. Шером для Мелентьевского рудного поля, разломами, по которым смещены фаунстически охарактеризованные слои визейского возраста.

В заключение суммируем основные выводы, вытекающие из рассмотрения приведенных выше данных.

1. Колчеданные руды южно-уральских месторождений представляют собой образования, эпигенетические по отношению к вмещающим их верхнесилурийским, нижне- и среднедевонским толщам вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Последние в дорудное время были смяты в складки, рассланцованы и пересечены дорудными дайками альбитофиров, прорывающих живетские и франские отложения. В то же время дайки габбро-порфиритов и диоритовых порфиритов

послефранского возраста являются по отношению к колчеданным залежам позднерудными и послерудными.

Позднегерцинские гранитоидные интрузии метаморфизуют колчеданные руды, что определяется наложением процессов сопутствующих этим интрузиям контактовых преобразований и скарнирования на колчеданные залежи. Более точно верхний возрастной предел оруденения пока не установлен, поскольку не установлена и верхняя возрастная граница предрудных, внутрирудных и послерудных даек.

2. В некоторых колчеданных залежах в связи с длительным унаследованием одних и тех же путей проницаемости, совмещены проявления оруденения догранитного и послегранитного металлогенических циклов. К первому относится формирование серноколчеданных и медноколчеданных руд с варьирующим количеством цинка; послегранитная минерализация создала полиметаллические, богатые свинцом и золотом руды. В образовании руд этого комплекса, по-видимому, большую роль играют процессы, переотложения рудного вещества, приводящие к обогащению отдельных участков более древних колчеданных залежей халькопиритом, борнитом и клейофаном.

3. Условия локализации колчеданных залежей, их формы и размеры в большей мере предопределяются литолого-структурными факторами; в связи с этим в районах, принадлежащих к различным типам структурно-фациальных зон, наблюдаются и различные структурно-морфологические типы колчеданных месторождений.

4. Вопрос о месте колчеданного оруденения в общей истории развития магматизма все еще остается недостаточно выясненным. Можно предположить, что дорудные и внутрирудные дайки, несущие признаки формирования в условиях незначительных глубин, принадлежат к телам субэффузивной фации и связаны с проявлением послесреднедевонского (верхнедевонского и нижнекарбонового) магматизма. Поскольку во времени и в пространстве эти породы весьма тесно ассоциируют с колчеданным оруденением, вероятно, что как дайки, так и рудные растворы являются производными единых долгоживущих магматических очагов глубокого заложения. Рудовмещающие толщи вулканогенных пород могли быть созданы на более ранних этапах деятельности этих же длительно эволюционирующих магматических очагов. Таким образом, между рудовмещающими толщами и колчеданным оруденением можно предполагать существование весьма сложных и отдаленных связей, расшифровка которых представляет задачу дальнейших исследований.

М. В. BORODAEVSKAJA

## THE RELATIONSHIP BETWEEN PYRITE METALLIZATION AND MAGMATISM AND SOME PROBLEMS OF GENESIS OF PYRITE ORES (SOUTH URAL TAKEN AS AN EXAMPLE)

(Summary)

In this article we summarise the main conclusions, which follow from consideration of the above data.

1. Sulphide ores of South Ural ore deposits are formation which are epigenetic relative to their Upper Silurian, Middle—and Lower Devonian volcanic and volcanic-sedimentary wall-rocks. These rocks were folded, schistosed and crossed with pre-ore albitophyre dikes, which are cutting Givetian and Frasnian deposits. In the same time gabbro—porphirites and diorite-porphirite dikes of the Post-Frank age are late—and postore with respect to sulphide deposits.

Late-Hercynian granitoid intrusions metamorphose sulphide ores, this may be defined by superposition on sulphide bodies the process of the contact transformations and skarning, which accompany these intrusions. Exactly the age limit has not been

determined yet, Since the upper age limit of pre-ore, intra-ore and post-ore dikes has not been determined either.

2. In some sulphide deposits in connection with a long inheritance of one and the same ways of penetrations ore manifestations of pre-granitic and post-granitic metallogenic circles are combined with. To the former we can attribute the formation of sulphide ores and copper-sulphide ores, with a variable quantity of zinc; post-granitic mineralisation has formed polymetallic ores, rich in lead and gold. In formation of this complex of ores the process of re-deposition of ore substance, which resulted in concentration of some districts of older sulphide deposits with chalcopirite, bornite and cleiothane, probably, are of great importance.

3. The conditions of sulphide deposit localization, their shapes and extension are mostly predetermined by their lithological and structural factors; in connection with this in the areas of different types of structural and facial belts we can easily observe the different structural and morphological types of sulphide deposits.

4. The part, which this sulphide mineralisation plays in general history of magmatic development, is not clear enough.

We can assume, that pre-ore and intra-ore dikes, which have some signs of formation under conditions of small depths, belong to bodies of subeffusive facies, besides they are associated with manifestations of Post-Middle-Devonian (Upper-Devonian and Lower-Devonian) magmatism. Since these rocks are very closely associated with sulphide mineralization, it is likely, that both these dikes and ore-solutions are the result of the same long-live magmatic chambers of deep location.

Series of volcanic rocks, containing ore, were, probably formed at early stages of the same magmatic chambers of long evolution. So we can assume, that there are rather complicated and remote relations between the series containing ore and sulphide mineralization. And this it the task of future.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амирасланов А. А. Минералогическая характеристика колчеданных месторождений Урала и вторичные процессы в них. Тр. ВИМС, вып. 121, 1937.
- Бородаевская М. Б., Михайлова М. С., Нафиков У. С. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Учалинского поля (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1960.
- Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Условия локализации колчеданного оруденения в пределах Сибавского рудного поля (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961.
- Бородаевская М. Б., Перижняк Н. А. Некоторые вопросы структуры Гайского месторождения медноколчеданных руд. «Геология рудных месторождений», 1961, № 2.
- Бородаевская М. Б., Прушинская Э. Я. О генезисе обломковидных сульфидных обособлений в породах месторождения им. XIX Партсъезда (Южный Урал). «Геология рудных месторождений», 1962, № 1.
- Бородаевская М. Б., Петровская Н. В., Нафиков У. С., Пирожок П. И., Курбанов Н. К. К вопросу о генезисе так называемых рудных «галек» из Учалинского месторождения на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып. 48, 1962.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. Некоторые особенности геологического строения Бурибаевского месторождения медноколчеданных руд (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 52, 1962.
- Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 3.
- Заварицкий А. Н. О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного метаморфизма сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1943, № 1.
- Заварицкий В. А. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданные месторождения им. III Интернационала. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
- Захаров Е. Е. Металлогенический очерк Урала. Тр. ГИН АН СССР, № 8, 1938.
- Иванов С. Н. Метаморфизм Уральских колчеданных месторождений. «Советская геология», 1939, № 2.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43, Свердловск, 1959.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулкано-генных формациях. Тр. Лаборат. вулканолог. АН СССР, вып. 19, 1961.
- Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Урала. Изд. АН СССР, 1939.
- Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Южного Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, вып. 43, Свердловск, 1959.

Логинов В. П. Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма. В сб.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.

Набоко С. И. Условия современного гидротермального метаморфизма вулканических пород. «Советская геология», 1962, № 1.

Пастухов И. П. Некоторые особенности колчеданного месторождения им. XIX Партсъезда (Южный Урал). В сб.: «Материалы по геол. цветных, редких и благород. металлов», вып. 5, 1961.

Петровская Н. В. Ассоциации рудообразующих минералов, элементы строения рудных тел и некоторые черты генезиса Сибайского медноколчеданного месторождения (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 40, 1961а.

Петровская Н. В. О минеральных ассоциациях и некоторых условиях формирования колчеданных месторождений Южного Урала. «Геология рудных месторождений», 1961б, № 2.

Петровская Н. В., Касьянов А. В. Некоторые черты минералогии и генезиса Учалинского месторождения на Южном Урале. Тр. ЦНИГРИ, вып. 37, 1960.

Ракчеев А. Д. Метаморфизм пород зеленокаменной полосы и его отношение к колчеданному и медно-цинковому оруденению в районе Южно-Кузнецихинского месторождения на Среднем Урале. «Советская геология», 1956.

Скрипиль В. И. Некоторые вопросы генезиса Гайского медноколчеданного месторождения на Южном Урале. Материалы по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, вып. 2, 1960.

Скрипиль В. И. О строении вулканогенных толщ Гайского рудного поля и размещении в них колчеданного оруденения. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.

Шадлун Т. Н. Особенности минералогического состава структур и текстур руд некоторых месторождений Урала. В кн.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.

Шмидт А. И. К вопросу о возрастных взаимоотношениях жильных пород и скарнов с серноколчеданным оруденением на примере рудопроявлений Южного Курсаана (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 29, 1959.

Шмидт А. И. Возрастные соотношения серноколчеданного и золото-полиметаллического оруденения в Курсанском рудном поле (Южный Урал). «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.

Шмидт А. И. О некоторых случаях структурного контроля над размещением колчеданных рудопроявлений Учалинского района (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 52, 1963.

Яковлев Л. И. О явлениях наложенного контактового метаморфизма в некоторых колчеданных месторождениях Среднего Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 29, 1959.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ  
И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ  
ПРОЦЕССЫ  
В ЭНДОГЕННОМ  
РУДООБРАЗОВАНИИ

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

**ПРОБЛЕМЫ МЕТАМОРФИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ  
В ДОКЕМБРИИ (ПО МАТЕРИАЛАМ УКРАИНСКОГО ЩИТА)**

Щиты и древние платформы занимают более половины поверхности суши земного шара. Они распространены во всех частях света и являются носителями крупнейших месторождений железа, урана, меди, золота, никеля, хрома, кобальта и многих других металлов. Самые лучшие по качеству и с большими запасами месторождения железных руд разрабатываются в Канаде, США, Бразилии, Африке, Индии, Китае, СССР и Швеции. Крупнейшие месторождения урана открыты среди докембрийских образований в Канаде, республике Конго (Леопольдвилль), Южной Австралии и других странах.

Докембрийские щиты и основания древних платформ представляют сложные складчатые области, развившиеся из подвижных зон архейского и протерозойского возраста, и обладают рядом особенностей геологического строения, которые определяют своеобразие истории геологического развития. Главнейшие из них следующие:

1) наличие в субстрате щитов или оснований древних платформ геосинклинальных формаций;

2) накопление в зонах древних геосинклинальных рвов мощных эффузивов, представленных спилито-кератофировыми, спилито-порфировыми, офиолитовыми формациями;

3) образование хемогенных пород джеспилитовой формации;

4) широкое развитие метаморфизма и ультраметаморфизма в средние и завершающие этапы геосинклинального развития подвижных зон;

5) превращение пород осадочных и осадочно-вулканогенных формаций в метаморфические кристаллические сланцы, кварциты, джеспилиты, метапесчаники, metabазиты, ультрабазиты и ультраметаморфические породы — гнейсы, мигматиты, анатектиты и граниты.

На территории щитов выделяются два типа регионов, которые сложены различными типами пород:

**1. Складчатые зоны или области (синклинии), сложенные метаморфическими породами, где продукты гранитизации не получили значительного развития.**

**2. Складчатые области, сложенные преимущественно гранитизированным породами, являющимися продуктами ультраметаморфизма.**

Наибольшее количество месторождений приурочено к складчатым зонам метаморфических пород. По мере развития в них гранитизации рудоносность их снижается и в полях мигматитов, анатектитов и гранитов практически отсутствует.

В пределах складчатых зон щитов распространены метаморфогенные и магматогенные месторождения и рудопроявления.

### Метаморфогенные месторождения

1. Метаморфизованные: а) осадочные метаморфизованные, представленные месторождениями железа, меди, золота, циркония, кварцитов, мраморов и др.; б) вулканогенные метаморфизованные, представленные месторождениями никеля, кобальта и меди.

2. Метаморфические, представленные месторождениями железа, циркония, ванадия и некоторых редких элементов.

3. Ультраметаморфические, представленные пегматитовыми и гидротермальными жилами, рудными скарнами или телами вкрапленных руд меди, свинца, молибдена, титана, железа и других металлов.

### Магматогенные месторождения

1. Магматические хромитовые, титаномагнетитовые и никелевые месторождения.

2. Пегматитовые тантало-ниобатовые рудопроявления.

3. Гидротермальные рудопроявления свинца, цинка, флюорита и редких земель.

Наибольшее промышленное значение в пределах щитов имеют метаморфогенные месторождения железа (СССР, Канада, Бразилия, Индия, Китай), урана (Канада, Южная Африка, Бразилия и др.), меди, золота, платины (Южно-Африканская Республика, Канада) и некоторые другие.

Некоторые геологи пытаются объяснить образование этих месторождений по обычной схеме связи их с интрузивами кислых пород. Однако такие попытки не всегда приводят к убедительным результатам. Гранитные интрузии в пределах складчатых зон докембрия занимают незначительные площади; обычно они связаны с разломами и не контролируют размещения подавляющего большинства месторождений. Интрузивные тела встречаются как среди мигматитов, так и в районах распространения метаморфических пород, но не оказывают влияния на интенсивность развития месторождений или их размещение. Для районов древних щитов нет сколько-нибудь значительных данных, чтобы рассматривать интрузии кислых пород первопричиной метаморфизма, гранитизации и рудообразования.

С другой стороны, металлогения щитов закономерно связана с определенными метаморфизованными породами терригенных, вулканогенных и хемогенных формаций, а также с участками и зонами метаморфизма и ультраметаморфизма. Однако теория метаморфогенного рудообразования до настоящего времени разрабатывалась недостаточно. Учитывая широту всей этой проблемы, настоящий доклад ограничивается рассмотрением только вопроса собственно метаморфического рудообразования.

### Особенности метаморфических месторождений

Нами изучены железорудные месторождения Украинского щита, а также осмотрены аналогичные месторождения Кольского полуострова, Курской магнитной аномалии и других районов СССР и Аньшанского района КНР. Рудные месторождения этих районов близки по составу, минеральным ассоциациям и условиям залегания. Судя по литературным данным и по имеющимся образцам пород и руд, они в известной мере подобны месторождениям Канадского, Африканского, Бразильского и Индийского щитов.

Все эти месторождения настолько своеобразны, что даже при самых смелых сопоставлениях в них нельзя обнаружить сколько-

нибудь характерных признаков магматического, контактово-метасоматического и гидротермального генезиса. К числу главнейших особенностей этих месторождений относятся следующие.

1. Минеральный состав руд в качественном отношении совершенно аналогичен составу вмещающих пород. Среди магнетито-кварцевых роговиков и джеспилитов залегают магнетитовые или гематито-магнетитовые руды, соответственно среди гематито-магнетито-амфиболовых или хлорито-магнетитовых роговиков и сланцев залегают амфиболо-магнетитовые или хлорито-магнетитовые руды.

Главные минеральные ассоциации в породах и рудах разновозрастны и принадлежат одним и тем же минеральным парагенезисам.

Изучение контактов залежей богатых железных руд с вмещающими их железистыми роговиками под микроскопом показало, что кристаллы и сростки магнетита и гематита не меняют своих размеров при переходе из роговиков в руду (табл. 1); они относятся к одному этапу образования и характеризуются одинаковыми парагенетическими ассоциациями.

Таблица 1

Размеры минеральных выделений в породах и рудах Кривого Рога

Минеральные выделения	Размеры минеральных выделений, мм				
	в роговике	в роговике	в роговике, затронутом оруденением	в роговике, сильно измененном оруденением	в плотной богатой руде
Сростки мартита . .	0,25	0,23	0,25	0,24	0,26
Кристаллы мартита .	0,057	0,050	0,050	0,050	0,050
Гематит в мартитовом прослое . . .	0,043	0,041	0,044	0,040	0,045
Гематит в магнетитовом прослое . . .	0,030	0,036	0,042	0,044	0,040
Гематит в красном кварцевом прослое	0,025×0,010	0,030×0,010	0,020×0,005	0,030×0,010	0,025×0,010
Гематит в магнетитовом прослое . . .	0,020×0,005	0,020×0,005	0,025×0,010	0,020×0,003	0,015×0,005

2. Постоянный комплекс элементов в породах и рудах, как это видно из сопоставлений многочисленных химических и спектральных анализов. Общая химическая характеристика железистых пород и руд Криворожского бассейна приведена в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав пород и руд Кривого Рога

Железистые роговики	Богатые железистые руды	Содержание, %
Fe, Si	Fe	Свыше 10
Al	Si, Al	От 1 до 10
Mg, Ca, Na, K,	Mg, Ca, Na, K	От 0,1 до 1
Ti, Mn, P, S, Cr	Ti, Mn, P, S, Cr	От 0,01 до 0,1
V, Ni, Cu	V, Ba	От 0,001 до 0,01
Ag, Co, Ba	Ni, Cu, Ag	Менее 0,001

На графике, представленном на рис. 1, можно наглядно видеть изменение химического состава пород и руд по непрерывной линии проб, отобранных на контакте магнетитовой залежи шахты 5 рудника им. Фрунзе (Белевцев, Бура и др., 1959). При сопоставлении химического состава железистых роговиков и богатых руд обращает на себя

внимание резкое увеличение количества железа и уменьшение кремнезема в руде по сравнению с вмещающими породами. Остальные компоненты сохраняются примерно в таких же количествах, без значительных изменений (см. табл. 2). Из этих же данных видно, что никаких

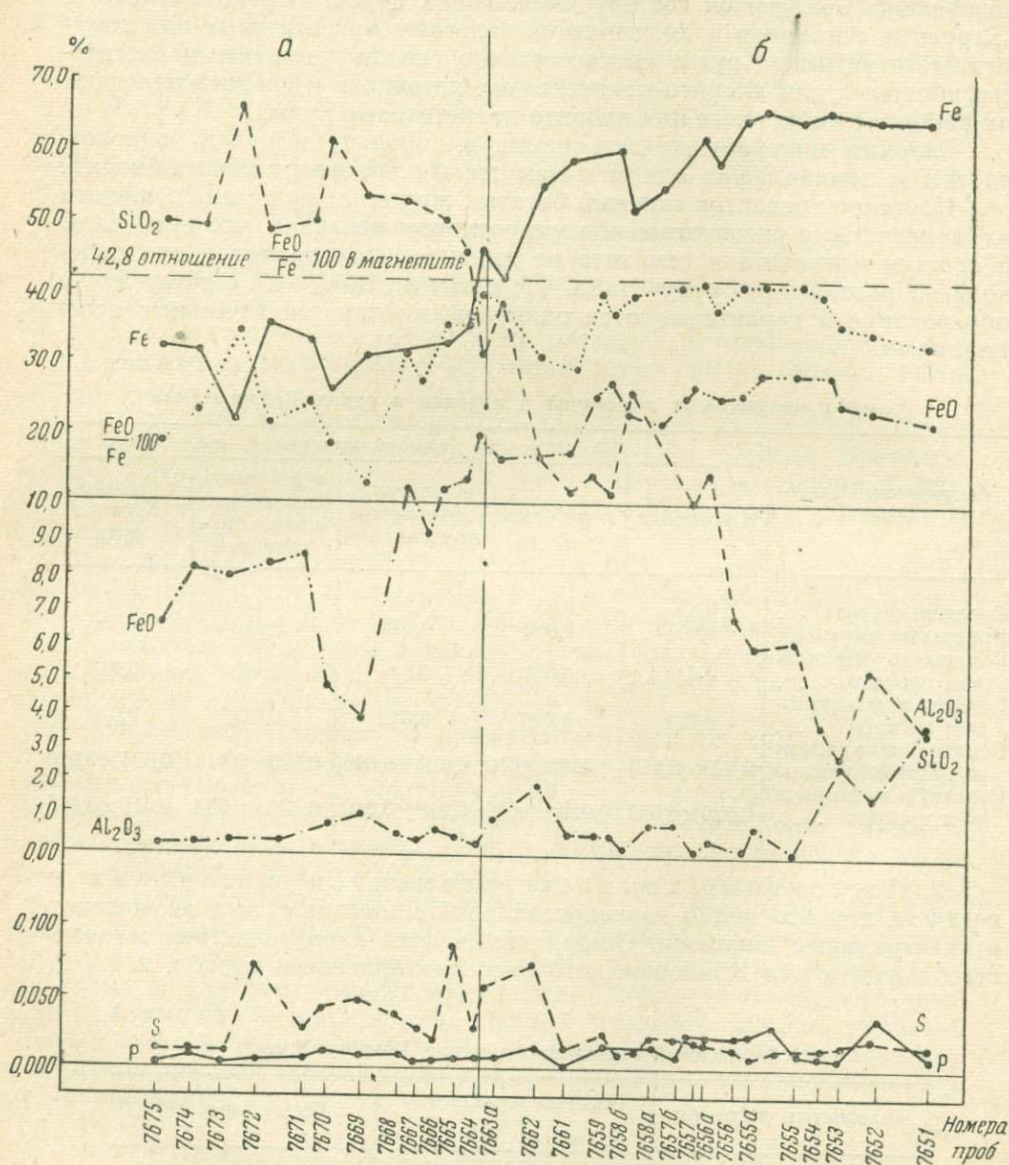


Рис. 1. График изменения химического состава на переходе от железистых роговиков к руде по непрерывной линии проб:  
а — железистые роговики; б — железная руда

новых элементов в руду по сравнению с вмещающими породами при рудообразовании не привнесено.

3. Преобладание структур замещения в рудах, что свидетельствует о преимущественном метасоматическом процессе, господствовавшем при рудообразовании. Залежи метаморфического происхождения в большей своей части образовались за счет замещения вмещающих пород при железистом или железисто-магнезиальном мета-

соматозе. Залежи размещаются в пределах горизонта пород, состав которых аналогичен литологическому составу рудной залежи. Отсутствуют секущие рудные жилы, которые обычно образуются при выполнении открытых полостей рудным материалом.

4. Размещение рудных залежей и месторождений обусловлено складчато-трещинными структурами. Крупные разрывные нарушения и даже трещины отдельностей обычно являются пострудными. Повсеместно наблюдается совпадение конту-

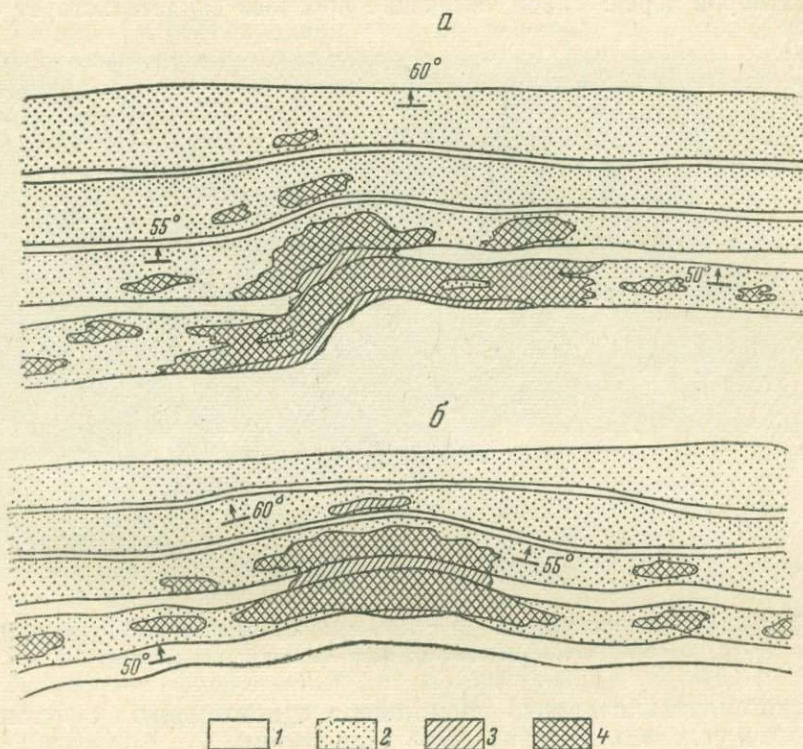


Рис. 2. Схема размещения залежей железных руд в флексурном (а) и пологом (б) изгибах пород

1 — хлоритовые сланцы и роговики; 2 — джеспилиты и железистые роговики; 3 — гематитовые руды; 4 — магнетитовые (мартитовые) руды

ров рудных залежей с зонами складчатых структур или отдельными складками. Так в Криворожском бассейне железорудные залежи приурочены к поперечным изгибам флексурного типа или к пологим поднятиям (рис. 2). В тех же местах, где прослеживается моноклинальное плоскопараллельное залегание пород, рудные залежи отсутствуют.

Сами руды также в большинстве случаев характеризуются специфической мелкой складчатостью или пльчатостью тектонического происхождения. Складчатые структуры железных руд характерны не только для Криворожского бассейна, но и для магнетитовых руд Курской магнитной аномалии, Китая, Бразилии и многих других районов мира.

5. Размещение и морфология рудных залежей находятся в тесной зависимости от складчатых структур, что свидетельствует о сочетании рудообразования с формированием складчатости. Широко известное и описанное в литературе по Кривому Рогу, Бразилии, Индии и другим районам характерное утонение кварцевых прослоев на контакте от железистых роговиков в сторону магнетитовых

железных руд (рис. 3), вызванное выносом кремнезема и тектоническим течением, сопровождалось сближением рудных прослоев и частичным замещением кварца магнетитом. Этот процесс приводил к резкому увеличению содержания железа в породе. Изменение мощности прослоев кварца при переходе из роговика в руду хорошо видно из данных табл. 3.

Повсеместное сокращение мощности прослоев наблюдается вследствие уменьшения числа зерен кварца, слагающих прослой без изменения размеров зерен. Такое изменение прослоев свидетельствует о том,

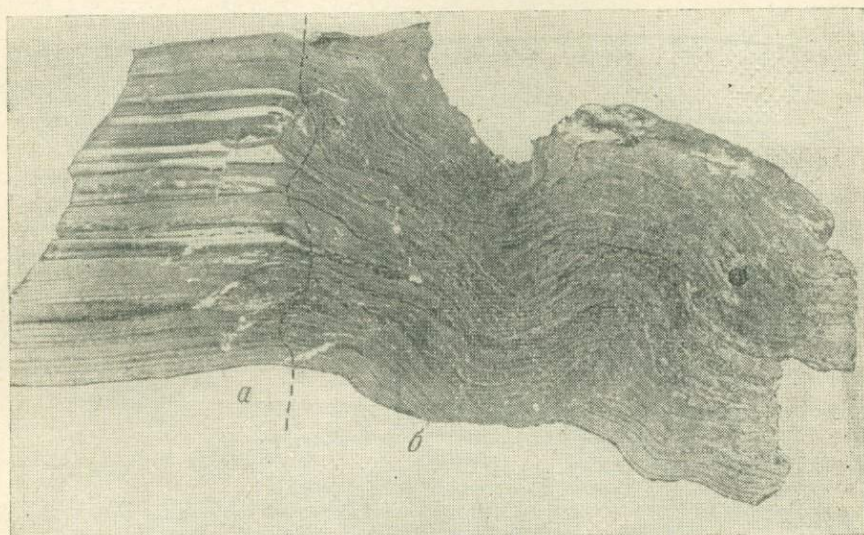


Рис. 3. Контакт джеспилита (а) с магнетитовой (мартитовой) рудой (б)  
Светлое — кварцевые прослой; серое — магнетитовые прослой

что кристаллизация кварца происходила одновременно с утонением прослоев в условиях тектонического напряжения.

Таблица 3

Изменение мощности прослоев кварца при переходе из роговиков в руду

Шлиф	Направлен- ные изме- нения	Расстояние от края шлифа, мм	Мощность прослоя, мм	Число зерен кварца в про- слое	Средний размер кварцевого зерна, мм
33228-в	Роговик ↓ руда	0	2,4	52	0,046
		2	2,2	45	0,043
		4	2,1	43	0,049
		6	1,5	34	0,044
		8	0,9	20	0,045
		10	0,35	8	0,042
33228-к	Роговик ↓ руда	0	2,1	40	0,52
		4	1,7	32	0,053
		6	1,4	26	0,054
		8	1,0	19	0,053
		10	0,8	15	0,053
		12	0,4	8	0,050
		14	0,4	8	0,050

6. Отсутствие пространственной, геохимической или иной связи метаморфических месторождений с интрузиями. Рудные месторождения и залежи размещаются полосами,

узлами, отчетливо контролируются пластами или свитами пластов метаморфических пород и складчатыми структурами; их расположение совершенно не зависит от интрузивов. Нет никакой закономерной связи в составе малых и редких элементов интрузий и руд. В большинстве изученных случаев интрузивные тела в рудных районах имеют пострудный возраст или совсем отсутствуют.

### Образование метаморфических месторождений

Теория рудообразования требует решения ряда проблем, среди которых важнейшими являются: *источники или природа рудоносных растворов, пути и причины движения растворов в породах, источники рудных компонентов, факторы, определяющие осаждение вещества из растворов, и структуры, контролирующие рудоотложение*. Для понимания метаморфического рудообразования необходимо рассмотреть эти проблемы.

#### Природа рудообразующих растворов

Рассмотренные выше особенности метаморфических месторождений требуют учитывать своеобразие рудообразующих растворов. Главнейшие из них следующие: а) состав рудообразующих растворов характеризовался комплексом элементов, близким к составу вмещающих пород; б) рудоносные растворы не меняли или почти не меняли своего состава в ходе рудоотложения, так как в большинстве случаев отсутствует зональность минеральных образований в залежах и окolorудных изменений; в) рудоносные растворы в различных толщах были носителями разных компонентов и именно тех, которыми богаты вмещающие породы.

Эти особенности рудообразующих растворов свидетельствуют о тесной связи их происхождения с метаморфизируемыми рудовмещающими породами. Скорее всего такие рудоносные растворы возникли за счет свободной и связанной воды, находящейся в порах и аутигенных минералах породы, подвергшейся динамотермальному метаморфизму (Каниболоцкий, 1946; Белевцев, 1955, 1959; Домарев, 1954, 1956; Судовиков, 1960 и др.).

Осадочная порода, прошедшая стадию диагенеза, содержит в своем составе очень большое количество воды, которая находится в виде свободной воды — в поровых пространствах и пленках вокруг частиц породы — и связанной воды — в аутигенных гидратных минералах. По данным Н. М. Страхова (1953), пески содержат 20—25% влаги, алевролиты — 30—60%, тонкие пелитовые илы — 60—80%. По подсчетам А. И. Германова (1953), насыщенность водой различных осадочных пород, без содержания ее в макротрещинах, составляет:

песчаников при пористости	12,0 %	119 л/м <sup>3</sup>
известняков " "	7,2 "	78 "
глин " "	36,0 "	360 "
кристаллических сланцев "	1,2 "	12 "

Особенно большое количество воды имеют химические и коллоидные осадки, такие как гидраты кремнезема и гидроокислы железа.

Связанная вода находится в минералах породы также в значительных количествах. Наиболее распространенные в осадках минералы содержат следующие количества воды в процентах: нонтронит, бейделлит и монтмориллонит — 13,64, каолинит — 13,96, гиббсит — 34,65, вермикулит — 19,96.

С повышением температуры и давления в присутствии воды эти минералы переходят в неустойчивое состояние, и на их месте кристал-

лизуются другие, устойчивые для этих условий безводные минералы. Опытные данные подтверждают потерю воды этими минералами при нагревании. Так нонтронит при нагревании до 100° теряет около 70% воды, а монтмориллонит — около 20%. Свободная вода, заполнившая поры и пустоты в породах, покидала их, вероятно, в наиболее ранние периоды метаморфизма в связи с развивающимся односторонним давлением. Затем к ним присоединялись воды, связанные и отжатые из пород. Опытные данные В. Д. Ломтадзе (1954) показали, что с увеличением нагрузки глины теряют воду независимо от количества растворенных в них веществ. Так глина, имеющая около 40% воды, при нагрузке в 5000 атм сохраняет лишь 3—3,5% воды.

В метаморфических породах — кристаллических сланцах, гнейсах, кварцитах, мраморах и роговиках — количество свободной и связанной воды находится в пределах 1—2 и редко достигает 3—4%. Вероятно, огромные массы воды выделялись в процессе обезвоживания и метаморфической перекристаллизации первичноосадочных пород. Кроме того, нельзя отрицать значительной роли глубинной циркуляции подземных вод в формировании метаморфических растворов. Крупные полости, трещины и поры, заполненные подземными водами, составляют целые горизонты, сообщаются и широко распространяются. При динамотермальном метаморфизме пород эти подземные воды смешиваются с водами иного происхождения, подогреваются, минерализуются и могут войти в состав рудообразующих растворов.

При процессах ультраметаморфизма воды покидают область гранитизации и устремляются в зоны расслоенных метаморфических пород, также входя в состав метаморфических рудных растворов.

Таким образом, метаморфические рудообразующие растворы образуются за счет подземных, свободных (капиллярных) и связанных вод осадочных пород под действием факторов динамотермального метаморфизма и гранитизации в зонах складчатых областей.

#### *Пути и причины движения рудообразующих растворов*

Пути движения рудоносных растворов служили складчато-трещинные пористые зоны пород. Расположение рудных залежей метаморфического происхождения, их размеры и ограничения совпадают со складчато-трещинными структурами. Рудная минерализация и образование руд наблюдаются в участках оптимальной пористости и тонкой трещиноватости, которые возникли при формировании складчатых структур. Крупные разрывные нарушения являются пострудными, они расчленяют рудные залежи на отдельные блоки, перемещенные на различные расстояния.

Трещины разрыва и скалывания в основной своей массе также пострудные. Исходя из этого, наиболее благоприятным временем для циркуляции рудных растворов следует считать период наибольшего тектонического напряжения, когда заканчивалась пластическая деформация и наступал период хрупкой деформации пород, отмеченный появлением массы трещинных структур.

Фактические материалы показывают, что тонкая пористость, образованная кливажем, межзерновыми и внутризерновыми пустотами, создает высокую проницаемость пород и является каналами для движения рудоносных растворов. Объемы полостей, образованных крупными разломами или трещинами отдельностей в метаморфических породах, составляют лишь 10—20% от общей пористости, а подавляющая часть пустот относится к порам и тонкой трещиноватости, пронизывающим весь объем породы.

Причины движения метаморфических рудообразующих растворов определялись своеобразием их формирования в метаморфизируемой породе. Растворы не приходили извне в зону метаморфизма по каким-либо подводным каналам, они рождались на месте. По этой причине их активность и перемещение в породе определялись тектоническими напряжениями и температурой, как главными факторами динамотермального метаморфизма.

С позиции тектонофизики все горные породы в земной коре находятся под действием всестороннего, или гидростатического, давления и испытывают состояние временного равновесия. Тектонические силы, вызывающие движение пород, выражаются в наложении на сжатое геологическое тело одного из простых напряжений — одноосного растяжения, сжатия или сдвига; это выводит породу из равновесного состояния, она изгибается, течет или разрушается. Деформация породы естественно вызовет разность напряжений, чередование зон высокого давления и зон со снятыми напряжениями. При этом растворы, насыщающие породы, придут в движение, образуя потоки, которые будут нагнетаться в участки пониженного давления.

Рудообразующие растворы, насыщающие породы, будут перемещаться по пористо-трещинным зонам, подниматься снизу вверх или наоборот опускаться, но всегда из областей высоких давлений в участки с малыми давлениями.

Проницаемые участки обычно возникают в породах благодаря односторонним, периодически возникающим напряжениям, вызывающим непрерывные пульсирующие движения. Изменение условий проницаемости и закупорка пород по пути движения растворов часто определяют направление движения, а также приводят к замедлениям и ускорениям течения растворов. Таким образом, рудные растворы приходят в движение вследствие возникновения различных тектонических полей напряжения, которые в ходе процесса меняют свое положение в пространстве и во времени.

Области выжимания возникают в тех местах, где внешние сжимающие усилия направлены перпендикулярно слоистости. Такие условия создаются при вертикальных напряжениях в ядрах складок или в местах касательных напряжений на крыльях складок.

В областях выжимания господствуют сжимающие односторонние напряжения пород, которые прежде всего будут вызывать отток рудных растворов в сторону меньших давлений.

Области нагнетания возникают в местах с продольными растягивающими усилиями, располагающимися с выпуклой стороны пластов, образующих антиклинали, или при действии внешних сжимающих сил, направленных параллельно слоистости. К этим местам приурочено возникновение межслоевых трещин скальвания и отрыва, которые создают условия ослабленного давления. Особенно характерны зоны ослабленного давления для выпуклых и вогнутых частей складок с оптимальной трещиноватостью скальвания и отрыва. Зоны ослабленного давления являются весьма благоприятными для прохождения и накопления здесь рудных растворов, поступающих из участков выжимания.

В областях поперечного изгиба благодаря снижению всестороннего сжатия возникают зоны повышенной проницаемости, благоприятные для движения растворов. Примером этому может являться закономерное расположение рудных залежей в нескольких горизонтах железистых роговиков Кривого Рога, расположенных в поперечном изгибе (см. рис. 2). Рудный материал, принесенный по пористым зонам, метасоматически замещал нерудные минералы, что привело к образованию рудных столбов, отвечающих по форме и расположению поперечному

изгибу. В центре такого изгиба, охватывая несколько пластов, располагается наибольшая рудная залежь, а в стороне от нее среди экзотических изгибов размещаются мелкие залежи, приуроченные к отдельным пластам железистых роговиков.

Из всего сказанного следует, что главной причиной движения руденосных растворов при метаморфизме является одностороннее тектоническое напряжение, возникающее в породах при складкообразовании.

### Источники рудных компонентов

Выше мы имели случай указать, что метаморфические месторождения, как правило, характеризуются комплексом элементов, близким или совпадающим с составом вмещающих пород. Главные рудные компоненты обычно являются главными или во всяком случае широко распространенными во вмещающих породах. Так, месторождения богатых железных руд располагаются среди железистых роговиков и джеспилитов, содержащих в среднем 34—35% железа. Месторождения меди, урана, никеля, кобальта, циркония и других металлов также располагаются в пределах пород, обогащенных этими элементами. На анализе этих материалов базируется мнение, что никаких новых элементов при метаморфическом рудообразовании, кроме тех, которые распространены в окружающих породах, не привнесено.

Во многих районах щитов или кристаллических оснований платформ зоны метаморфизма находятся в близком соседстве с зонами ультраметаморфизма. Между ними обычно наблюдаются переходные участки, сложенные метаморфическими породами, в различной степени затронутыми процессами гранитизации. По этой причине источниками рудных компонентов во многих случаях следует считать не только метаморфизируемую толщу пород, но и области гранитизации.

Рассмотрим некоторые фактические данные об источниках рудных компонентов. Для осадочно-вулканогенных и хемогенных образований Украинского щита характерны высокие содержания Fe, Ti, Co, Ni, Cr, V и меньше Cu, Au, Pt и других металлов.

Амфиболиты криворожской серии имеют относительно повышенное содержание Ti, V, Co и Cu (табл. 4). При этом Ti и V входят в решетку амфиболов; Co и Cu частично связаны с амфиболами, а частично — с рассеянной сульфидной минерализацией.

Таблица 4  
Содержание некоторых элементов в амфиболитах Кривого Рога, %

Элементы	Геохимический фон в амфиболитах	Максимальное содержание в отдельных пробах	Кларк основных пород	Кларк земной коры
Ti	2	Несколько	0,9	0,6
V	$4 \times 10^{-2}$	$10 \times 10^{-2}$	$1 \times 10^{-2}$	$15 \times 10^{-2}$
Co	$2 \times 10^{-2}$	$10 \times 10^{-2}$	$0,45 \times 10^{-2}$	$0,30 \times 10^{-2}$
Cu	$9 \times 10^{-2}$	До 1	$1,4 \times 10^{-2}$	$1 \times 10^{-2}$

Сланцевые горизонты железорудной свиты в зонах низкого метаморфизма характеризуются повышенным содержанием Ti, V, Co, Cr, Cu, Zr и Ag (табл. 5).

Большая часть Ti связана с амфиболами и частично с биотитом; Cr тяготеет к амфиболам; Co, Cu и Ag связаны преимущественно с рассеянной сульфидной минерализацией и лишь частично входят изо-

Таблица 5

Содержание некоторых элементов в сланцах Кривого Рога, %

Элементы	Геохимический фон в сланцах	Максимальное содержание в отдельных пробах	Средний геохимический фон по району	Кларк земной коры
Ti	2	Несколько	1,15	0,6
V	$3,5 \times 10^{-2}$	$10 \times 10^{-2}$	$2 \times 10^{-2}$	$1,5 \times 10^{-2}$
Co	$16 \times 10^{-3}$	$100 \times 10^{-3}$	$10 \times 10^{-3}$	$3 \times 10^{-3}$
Cr	$3 \times 10^{-2}$	$10 \times 10^{-2}$	$1,8 \times 10^{-2}$	$2 \times 10^{-2}$
Cu	$6 \times 10^{-2}$	$10 \times 10^{-2}$	$3 \times 10^{-2}$	$1 \times 10^{-2}$
Ag	$0,4 \times 10^{-3}$	$1 \times 10^{-3}$	$0,20 \times 10^{-3}$	$0,01 \times 10^{-3}$
Zr	$4 \times 10^{-2}$	$10 \times 10^{-2}$	$2,5 \times 10^{-2}$	$2,5 \times 10^{-2}$

морфно в решетку амфиболов и биотитов; концентрации Zr связаны с цирконом и частично встречены в биотите.

Железистые роговики очень бедны примесями редких и рассеянных элементов. Лишь в роговиках с прослоями, сложенными в значительной части биотитом или амфиболом, появляются рассеянные элементы. Однако в отличие от других пород железистые роговики и джепилиты очень богаты железом, содержание которого меняется от 20—25 до 40—43% (при среднем содержании около 34—35%).

Таким образом, содержание рассеянных элементов в породах находится в зависимости от количества амфибола, биотита и хлорита. По уменьшению количества минералов, содержащих рассеянные элементы, породы щита можно расположить в следующем порядке: амфиболиты, железисто-силикатные сланцы (амфиболовые, биотитовые, хлоритовые), гнейсы амфиболо-биотитовые, гнейсы биотитовые, микросланцы сидеритовые и другие, мигматиты, анатектиты и граниты.

В некоторых случаях наблюдается первичное накопление рассеянных элементов в осадках или эффузивах. Так содержание Ti в слабо-метаморфизованных амфиболитах и сланцах нередко достигает 5—6, Cu — 1%. Отдельные слои, обогащенные Ti, Cu и другими элементами, создают благоприятные условия для промышленных скоплений металлов при метаморфизме породы.

В условиях регионального и динамотермального метаморфизма мобилизация рудного вещества происходит вследствие селективного растворения и перекристаллизации минеральных ассоциаций в процессе преобразования породы.

Селективное растворение. Прежде всего надо представить себе первоначальный материал — осадочную или вулканогенную породу, подвергшуюся метаморфизму. Осадочная порода состояла из кластогенного материала различной окатанности и крупности и совершенно различного вещественного состава. Кварцевые гальки, тонкие илы, мелкий обломочный материал слюд, аутигенные глинистые минералы и коллоидные слабо раскристаллизованные осадки совершенно по-разному отвечали на изменения температуры и давления. Рудные компоненты находились в кластогенных тонких илистых и коллоидных осадках. С химической точки зрения такие гетерогенные осадочные породы представляют собой неравновесную систему, которая будет стремиться при благоприятных условиях превратиться в равновесную. Химическое равновесие в системе наступит тогда, когда будут использованы все возможности химических превращений.

Система состоит из многих минеральных компонентов, и каждый из них имеет свой термодинамический потенциал, который может более

или менее самостоятельно меняться независимо от всей системы. Иначе говоря, каждый компонент породы имеет определенные границы устойчивости и, когда эти границы превзойдены, изменяется. По этой причине в неравновесных гетерогенных породах на ранних этапах метаморфизма будет происходить селективное растворение. Растворы, насыщающие породу, в ходе повышения температуры и давления омывают различные компоненты породы. Те из них, которые в создавшихся условиях оказываются неустойчивыми, частично или полностью растворяются и минерализуют раствор. В дальнейшем растворы с еще более высокой температурой будут растворять все новые и новые участки породы до тех пор, пока на месте растворения не будут образовываться другие минералы, устойчивые в этих термодинамических условиях.

**Перекристаллизация пород.** При повышении температуры будет увеличиваться подвижность химических компонентов породы, многие кристаллические решетки окажутся неустойчивыми и образуются новые решетки, более устойчивые для создавшихся термодинамических условий. В этот период происходят обменные реакции между растворенными веществами и минералами породы. Элементы, не вошедшие в новые решетки минералов, переходят в раствор. Так, если это был глинистый лимонит, то образуются железистые хлориты, а некоторые рудные компоненты (такие как Fe, Ti) могут при этом переходить в раствор. Рудные растворы перемещались в породе или снова вступали в активное с нею взаимодействие с образованием минеральных ассоциаций, характерных для последующих, более высоких ступеней метаморфизма.

Так последовательно из глинистой породы образуются глинистые сланцы, серицитовые или биотитовые микросланцы, слюдястые филлиты, кристаллические сланцы или гнейсы. На каждой ступени метаморфизма в зависимости от первичного состава образуются новые минеральные парагенезисы и сбрасываются элементы, не вошедшие в кристаллические решетки вновь образованных минералов (амфибола, биотита и хлорита).

Еще более наглядно выглядит процесс мобилизации рудного вещества, происходящий в условиях ультраметаморфизма пород. Подсчет баланса вещества при гранитизации амфиболитов Орехово-Павлоградского района (рис. 4) показал привнос K, Na, Al и Si, вынос Ca, Mg, Fe, Ti, S, Cu, Mo, V и других рудных элементов (данные Л. Р. Казакова). При гранитизации амфиболо-магнетитовых роговиков (кварцитов) подсчетом баланса вещества установлен привнос K, Na, Al, Si и Ti и вынос огромных количеств Fe, Mg, Ca, а также рассеянных элементов, которые размещались в амфиболе и биотите.

Очень интересный фактический материал получен в районе р. Ингульца (Стрыгин А. И., 1962 г.; Белевцев, Стрыгин, 1960). Здесь амфиболиты, железистые роговики и парасланцы на значительном пространстве гранитизированы, вследствие чего по этим породам образовались мигматиты. Кроме того, в метаморфических породах на границе с мигматитами образовались метасоматиты амфиболо-биотито-сульфидного состава, железистые руды и эпидозитовые скарны. Состав этих метасоматитов определяется компонентами метаморфических пород, освобожденными при замещении их мигматитами (Fe, Mg, Ca).

Подсчет баланса вещества показал, что при гранитизации метабазитов и железистых роговиков высвобождались Mn, Ni, Co, Ti, V, Cu, Zn, Sr, Sn и др. Большая часть этих элементов фиксировалась в метасоматитах, располагающихся в расслоенных метаморфических породах вблизи зоны мигматитов, где содержание Ni составляло 0,01—0,1%; Cu и Co 0,1, реже до 1%; Ag 0,001—0,01%. В железных рудах отмечены Fe, Ti, Cu, V, Zn, Ag, Sn и P. Из них содержание Ti достигает 1,0—

10%; Со и V 0,01—0,1%. Эти элементы, мобилизованные при гранитизации, вынесены в зону экзоконтакта, где они нередко образуют рудные концентрации в скарнах, кварцево-сульфидных жилах или гематитовых жилах, составляющих метаморфогенные месторождения.

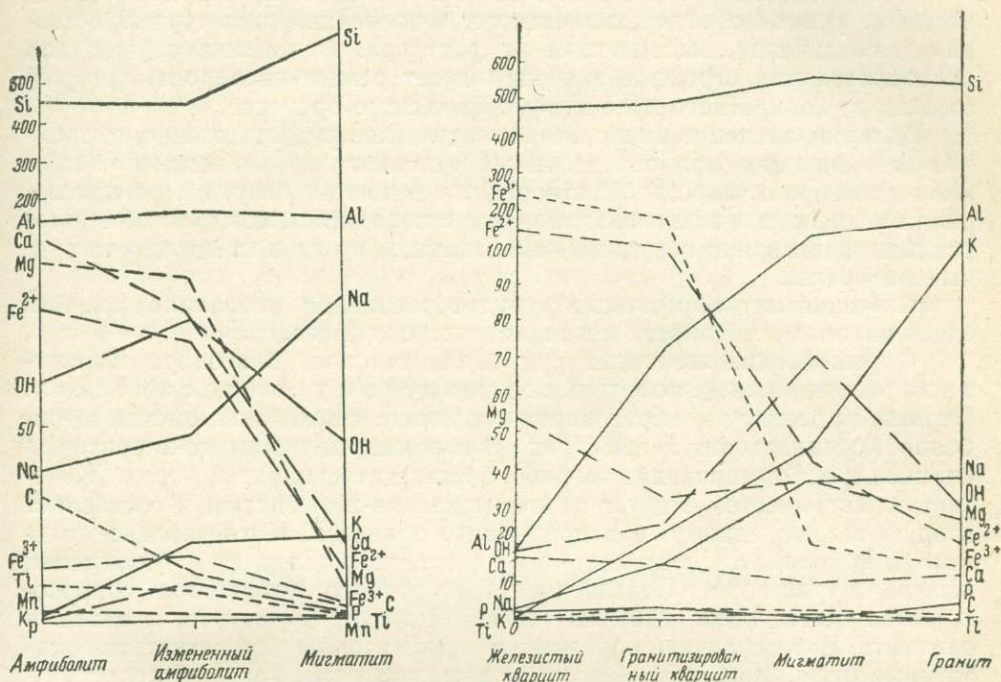


Рис. 4. Графики изменения химического состава пород при гранитизации.

Таким образом, мобилизация рудного вещества идет необычайно активно в зонах гранитизации, откуда оно мигрирует в зоны расслоенных метаморфических пород, где и фиксируется в виде повышенных концентраций или месторождений.

### Причины рудоотложения

Отложение рудного вещества из раствора происходит вследствие изменения физико-химических параметров как в самих растворах, так и в окружающей среде.

Физико-химическими параметрами растворов являются температура, давление, окислительно-восстановительный потенциал, концентрация водородных ионов, а также подвижность растворенных веществ. Изменение этих параметров вызывается изменением давления горных пород, характером приоткрывания полостей, составом пород и приводит к взаимным реакциям пород с веществами, находящимися в растворе.

Химические причины рудоотложения. С точки зрения химии при образовании руд наиболее распространены ионные реакции обменного разложения — нейтрализация и гидролиз (Бетехтин, 1955), вследствие которых образуются трудно растворимые металлические соединения. Эти реакции возникают между различными веществами раствора или между ними и минералами пород. Нерастворимые соединения железа обычно образуются при высшей валентности и представлены окислами и гидроокислами. Переход двухвалентного железа в трехвалентное происходит под влиянием свободного кислорода или

при взаимодействии закисного железа с растворенными веществами или минералами пород, содержащими кислород.

Легкорастворимые соединения шестивалентного урана способны к миграции в водных растворах; однако при встрече такого раствора с минералами, богатыми двухвалентным железом, происходит восстановление урана до четырехвалентного, а последний дает труднорастворимые соединения, выпадающие из раствора. В данном случае для рудообразования огромное значение имеет режим кислорода, который зависит от конкретного хода метаморфического процесса.

Большое значение имело метасоматическое рудоотложение, вызванное возникающим при определенных условиях неравновесным состоянием раствора и породы. Растворенные вещества благодаря инфильтрации и диффузии взаимодействовали с породами, вызывали обменные реакции, растворяли нерудные компоненты, а на их месте отлагали рудные минералы.

Изучение метаморфического рудообразования позволило вскрыть очень важные особенности метасоматического процесса.

Формирование железных руд осуществлялось благодаря магнезиально-железистому и железистому метасоматозу. Первый выразился в образовании магнетита, магний-железистых амфиболов (куммингтонит и грюнерит) при замещении биотито-хлоритовых сланцев и в формировании амфиболо-магнетитовых руд и пород. Железистый метасоматоз следует за магнезиально-железистым и составляет вторую стадию единого и непрерывного процесса. Магнезиально-железистый метасоматоз протекает при недостатке кислорода и накоплении железа в растворе. Повышение кислородного потенциала сопровождается выпадением избытка железа в форме магнетита, а затем и гематита. В этом случае образуются магнетитовые или магнетито-гематитовые руды. Известны многочисленные примеры, когда железистый и магнезиально-железистый метасоматоз проявляется раздельно. В обоих случаях процесс рудообразования сопровождался выносом больших масс кремнезема при относительно небольшом привносе железа.

Рудообразование хорошо сочетается с тектонической усадкой породы особенно при железистом метасоматозе, в этом случае не выдерживается известная закономерность метасоматоза объема за объем. При образовании богатых железных руд, как это показали исследования в Криворожском бассейне, Канаде, Бразилии, Китае и на других шитах, происходил необычайно интенсивный вынос кремнезема из железистых роговиков и джеспилитов. По этой причине проблема рудообразования в значительной степени сводится к проблеме растворения кварца и выноса кремнезема. Исследования Грюнера, Лаверинга, Мори, Ингерсона, а в последние годы Н. И. Хитарова (1956), а также наши экспериментальные работы в Институте геологических наук АН УССР показали, что растворимость кремнистых соединений зависит от минеральной формы, крупности зерна, а также от температуры, давления и концентрации водородных ионов (рН) в растворе.

Работами Н. И. Хитарова установлена прямая зависимость растворения  $\text{SiO}_2$  в парах воды от температуры. Так при температуре  $100^\circ$  растворяется 1 мг/л, а при  $450^\circ$  — 109 мг/л. В несколько раз возрастает растворимость  $\text{SiO}_2$  с добавлением NaOH. Опыты Н. И. Хитарова (1956) по растворимости  $\text{SiO}_2$  при температуре 450, 500 и  $600^\circ$  и давлении до  $2000 \text{ кг/см}^2$  дополнили данные Мори и Хессельгесера. Растворимость кварца при температуре  $600^\circ$  и давлении  $2000 \text{ кг/см}^2$  достигает 7,65 г/л.

Экспериментальные работы, выполненные в Лаборатории рудного процесса Института геологических наук АН УССР показали следующее.

1. Растворимость кварца увеличивается с уменьшением размеров кристаллов; наибольшую растворимость имеют аморфные и скрытокристаллические разновидности.

2. Наиболее интенсивное растворение кварца и вынос кремнезема происходит в интервале рН от 5 до 8.

3. Вынос железа в 600—700 раз меньше, чем кремнезема в одних и тех же условиях.

4. Присутствие магнетита в количестве около 50% от веса навески ускоряет вынос кремнезема в 11—12 раз.

Растворение магнетита и вынос железа, формы его переноса всегда были загадкой для геологов. Проведенные экспериментальные работы в лаборатории рудного процесса ИГН АН УССР показали следующее.

1. Растворение магнетита происходит интенсивно только при рН от 1 до 3, а затем резко падает и измеряется ничтожными величинами.

2. Наиболее интенсивное растворение магнетита и вынос железа идет при указанной концентрации водородных ионов, созданной ортофосфорной и щавелевой кислотами, меньше — серной и еще меньше — соляной и азотной.

3. Вынос железа осуществляется в истинных растворах и лишь в слабокислой и щелочной среде при рН от 5 до 9; в ничтожных количествах появляются коллоиды железа.

Y. N. BELEVTSSEV

## THE PROBLEMS OF METAMORPHIC ORE FORMATION IN THE PRE-CAMBRIAN

(Summary)

The shields and the old platforms occupying more than a half of the Earth's surface are spread over all the parts of the world and are the bearers of the largest deposits of iron, uranium, gold, nickel, chromium, cobalt and many other metals.

The Pre-Cambrian shields and old platform bases are composed of the metamorphic and ultrametamorphic rocks that form the folded zones descending from geosynclinal areas. Ore deposits of the Pre-Cambrian are regularly distributed among the metamorphic rocks according to their composition and the degrees of metamorphism and ultrametamorphism.

The vast majority of the Pre-Cambrian deposits belong to the metamorphogenetic group; among those metamorphosed, metamorphic, and ultrametamorphic are distinguished. Magmatogene deposits form a small group of chromite, titanomagnetite and nickel ones, genetically connected with the basic and ultrabasic intrusions. The granite intrusions have no influence upon the intensity of the development and distribution of the deposits.

Metamorphic deposits studied on the materials of the Pre-Cambrian of the USSR, China, partly India, Canada and Brazil possess a number of important peculiarities to distinguish the metamorphic deposits from those of the magmatogene formation:

- 1) the mineral composition of the ores is completely analogous in the qualitative respect to the composition of the enclosing rocks, and the main mineral associations in the rocks and ores belong to the same mineral parageneses;
- 2) the constant complex of the rock building and metalliferous elements in the rocks and ores;
- 3) the prevalence of the replacement structures testifying to the metasomatic process dominating in the ore formation;
- 4) the distribution and morphology of the ore deposits depend on the folded structures that testify to connection of the ore formation with the folding formation;
- 5) absence of the space, geochemical or any other connection of the deposits with the intrusions.

The formation of the metamorphic deposits took place in the conditions of dynamothermal metamorphism that rocks underwent in the middle stages of the mobile zones development.

The most important problems of the metamorphic ore formation are: sources of the ore solutions; ways and reasons of the solution movement in the rocks; sources of the ore components; factors determining the deposition of the solute matter.

1. The sources of the ore solutions were free and combined waters liberated from the sedimentary and volcanogene rocks at the metamorphism. These waters were characterized by an assemble of elements close to that of enclosing rocks, particularly the components the rock was rich of.

2. The ways of solutions movement were fold-jointy zones in the rocks formed by a thin porosity, cleavage cracks, intergranular and endogranular cavities, that form 80% of all the porosity of the rocks.

3. The movement of the solutions in the rocks is going under the directed tectonical pressure and went from the parts of higher pressure to the low strain places.

4. The sources of the ore components were the metamorphized rocks. As a result of the selective or full dissolution and recrystallization of the heterogene rocks, the ore components that did not enter the crystal frameworks of new minerals successively got off and passed to the solutions.

5. The reasons of the ore depositing were chemical and tectonophysical factors. The chemical factors were the decomposition ionic exchange reactions resulting in the hardly soluble ore compositions.

The tectonophysical factors were temperature, pressure dimension and character of cavities appearing in the rocks. The intensiveness of the ore formation depended on the penetrativity of the rock, size of the directed pressure, the speed of the solution movement and the temperature.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белевцев Я. Н., Бура Г. Г. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд. АН УССР, 1959.
- Белевцев Я. Н. Железные руды Криворожского бассейна. Изд. АН УССР, 1955.
- Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И. Гранитизация пород железорудной формации и рудообразование. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. «Гранито-гнейсы». Изд. АН СССР, 1960.
- Бетехтин А. Г. О причинах движения гидротермальных растворов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Германов А. И. О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 6.
- Домарев В. С. Отличительные черты гидротермальных и метаморфогенных месторождений. Докл. АН СССР, т. ХСVIII, 1954, № 3.
- Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфических рудных месторождений. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 8, 1956.
- Каниболоцкий П. М. Петрогенезис пород и руд Криворожского железорудного бассейна. Изд. АН УССР, 1946.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Кришнан М. С. Железные руды Индии. В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 1. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Ломтадзе В. Д. О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. Докл. АН СССР, т. 98, 1954, № 3.
- Мораиш Л. Д., Дорр Д., Гилд Ф. Железные руды Бразилии. В сб.: «Железорудные месторождения мира», т. 1. Изд-во иностр. лит., 1955.
- Семененко Н. П. Метаморфизм и вопросы глубинности. Геол. журн. АН УССР, 1952, № 3.
- Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. Избран. труды. Изд. АН СССР, 1955.
- Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК, пробл. «Генетические проблемы руд». Госгеолтехиздат, 1960.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Судовиков Н. Г. Рудообразование в докембрии. Тр. II Металлоген. совещ. Изд. АН УССР, 1960.
- Сауков А. А. Несколько замечаний о гидротермальных растворах и гидротермальных месторождениях. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 46, 1960.
- Тугаринов А. И., Змеевикова А. В. Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании. Советская геология, 1960, № 4.

- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. Изд-во иностр. лит., 1951.
- Хитаров Н. И. Четырехсотградусная изотерма  $H_2O-SiO_2$  в пределах давления до  $4000 \text{ кг/см}^2$ . «Геохимия», 1956, № 1.
- Guild Ph. W. Iron deposits of the Congonhas district, Mines Gerais, Brazil. Econ. Geol. vol. 48, N 8, 1953.
- Jams H. L. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of Northern Michigan. Bull. Geol. Soc. America, vol. 66, N 12, 1955.
- Ramberg H. The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ. Chicago Press, 1952.
- Ramdohr P. Uder metamorphose und Secundäre Mobilisierung. Geol. Rundschau, 42, 1953.
- Sakamoto T. The origin of pre-Cambrian banded iron ores. Amer. J. Sci., vol. 248, 1950.
-

О. А. ВОРОБЬЕВА

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ  
МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД**

Образование в земной коре необычных по своему химизму щелочных пород сопровождается и специфической минерализацией, характеризующейся концентрацией некоторых редких элементов в количествах, превышающих в несколько раз кларки всех других групп изверженных горных пород.

Для щелочных массивов, описанных в мировой литературе, известно около 60 минеральных видов с разнообразными редкими и редкоземельными элементами (К. А. Власов, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова, 1959 г.), но главная роль принадлежит цирконию, ниобию и редким землям.

Для геохимической характеристики многих щелочных массивов можно привлечь большее число редких элементов. Однако детальные наблюдения покажут, что характер редкометальной минерализации определяется в основном ниобием, цирконием и редкими землями. Они сопутствуют друг другу, находятся в повышенных количествах и, что очень важно, образуют в щелочных породах свои минералы, которые не встречаются в магматических породах гранитного или габброидного состава. К таким минералам относятся лопарит, пироксид, мурманит, лампрофиллит, рамзаит, ринколит, эвдиалит, эвколит, катаплеит и другие минералы, несущие ниобий, элементы группы редких земель и цирконий. Другие редкие элементы находятся в щелочных породах обычно в рассеянном виде и лишь литий, торий и бериллий могут в определенных генетических условиях входить в самостоятельные минералы.

Редкометальные минералы в одних щелочных массивах являются аксессуарными, в других — второстепенными и в небольшой части — главными породообразующими.

Их количество и состав определяются: а) первичной концентрацией тех или иных редких и редкоземельных элементов в исходных щелочных магмах и степенью дифференцированности последних; б) характером и масштабами развития постмагматических процессов, при которых происходит перераспределение и частичное накопление отдельных редких элементов.

Причины редкометальной минерализации щелочных пород кроются, прежде всего, в их необычном химизме с высоким содержанием щелочей, особенно натрия, при резкой недосыщенности кремнеземом, повышенном количестве глинозема и при обогащении элементами магматических эманаций (хлор, фтор, вода, фосфор). Причем образование самостоятельных минералов ниобия, циркония и редких земель, как и частичное вхождение этих элементов в кристаллические структуры породообразующих минералов, зависит от начального содержания редких элементов в щелочной минералообразующей среде и от их геохимической связи с петрогенными элементами, подчиняющейся законам кристаллохимии.

Петрохимические особенности накладывают свой отпечаток на минерализацию щелочных пород, начиная с магматического этапа. Природа магматического расплава влияет на поведение редких элементов. Так например, агпайтовые<sup>1</sup> щелочные породы несравнимо богаче редкими элементами, чем миаскиты. Достаточно указать, что среднее содержание редкоземельных элементов в миаскитах — 0,016—0,036% — значительно ниже, чем в кольских агпайтовых нефелиновых сиенитах — 0,20% (Балашев, 1962).

Для минерализации щелочных пород характерно и то обстоятельство, что уже на магматическом этапе, с момента внедрения и до завершения кристаллизации подавляющей части объема щелочного расплава, происходит образование целой гаммы минералов с ниобием, цирконием, редкими землями и другими редкими элементами. Они обычно рассеяны в массе щелочных пород, как акцессорная вкрапленность, реже имеет место дифференцированный тип распределения, синхронный с образованием сложно дифференцированных, иногда отчетливо расслоенных интрузий.

Особое генетическое значение в минерализации щелочных массивов приобрели постмагматические процессы, проявлявшиеся, как правило, в зонах контактов или в связи с постинтрузивными тектоническими нарушениями. Обычно они носят преимущественно метасоматический характер и охватывают значительный интервал времени, сменяясь все более и более низкотемпературными стадиями, отвечающими усилению химической активности оснований в направлении  $K \rightarrow Na \rightarrow Ca (Mg, Fe)$ , т. е. от сильного основания к более слабым. Наблюдения в природе показывают, что такой последовательности отвечает и смена главных стадий развития постмагматической деятельности: микроклинизация  $\rightarrow$  альбитизация  $\rightarrow$  кальцитизация (доломитизация, анкеритизация). Постмагматические процессы носят обычно более кислый характер по сравнению с магматическими, которым они сопутствуют. Изменение кислотности постмагматических растворов происходит не только за счет кремнекислоты, но и таких кислых минерализаторов, как фтор и хлор.

На постмагматическом этапе осуществляются глубокие изменения как самих щелочных пород, так и непосредственного их окружения, сопровождающиеся перераспределением редких элементов и локальной концентрацией некоторых из них. Все это придает минерализации щелочных пород иной облик, чем на магматическом этапе. В пределах щелочных интрузивов и особенно в их контактовом ореоле происходит, но не всегда, накопление некоторых редких элементов, чаще всего ниобия, циркония, редких земель, лития. Причем намечается довольно ясная тенденция к раздельному их выделению в зависимости от стадии и масштабов развития метасоматических преобразований. Так, для микроклинитов установлены повышенные количества лития, а в альбититах этого не наблюдается. В то же время для альбититов характерна интенсивная ниобиевая минерализация, не свойственная микроклинитам. При постмагматических процессах возникают новые минеральные виды, часто отсутствующие в магматических породах — бастнезит, паризит и другие.

Генетические особенности минерализации щелочных пород теснейшим образом зависят от направленности и степени развития минералообразующих процессов, в которых участвуют редкие и редкоземельные

<sup>1</sup> Типичные щелочные породы обычно подразделяются на агпайтовые, в которых отношение щелочей к глинозему (коэффициент агпайности) больше или равно единице, и миаскитовые, где величина этого отношения меньше единицы.

элементы, начиная с магматического периода формирования интрузивных тел и кончая низкотемпературными стадиями постмагматической деятельности.

### Магматический этап

Если обратиться к магматическим щелочным породам, не затронутым наложенными процессами, то их специфическая минерализация отвечает «чистой» линии, когда наиболее полно отражается влияние химизма магматических расплавов и исходного содержания в них редких и редкоземельных элементов.

В условиях повышенной щелочности, при преобладании натрия, и значительной концентрации ниобия, циркония, редких земель минерализация наиболее интенсивная. Из таких магматических расплавов, недосыщенных кремнекислотой и нередко обогащенных титаном<sup>1</sup>, на поздней стадии их кристаллизации образуются многочисленные специфические для щелочных пород минералы. Они представлены сложными цирконосиликатами типа эвдиалита — эвколита, ниобо-титанатами типа лопарита, титано-ниобосиликатами типа ломоносовита — мурманита, рамзаита, лампрофиллита и силикатами редких земель с титаном и ниобием типа ринколита, ловчоррита.

При усилении роли калия, что обычно совпадает с общим понижением щелочности магматических расплавов, нарастанием кислотности и относительным накоплением кальция, редкометальная минерализация не столь разнообразна и главное место в ней принадлежит более простым соединениям ниобия, циркония и редких земель типа циркона, пирохлора, сфена, содержащего ниобий и редкоземельные элементы.

Если щелочные интрузивные тела относятся к многофазным образованиям, то их редкометальная минерализация довольно однотипна, но количество минеральных видов изменяется в комагматическом ряду щелочных пород. Справедливость этого положения можно подтвердить особенностями минерализации щелочных пород Центрального Алдана. В табл. 1, по данным С. М. Кравченко и Е. В. Власовой (1962), для Ыллымахского щелочного массива приведены ассоциации акцессорных минералов с цирконием, ниобием, редкими землями и сопутствующих акцессорных минералов титана, характерные для главнейших периодов щелочного магматизма на Центральном Алдане.

Алданская щелочная провинция является калиевой, что отражается и на минерализации всех этапов развития магматизма. Только цирконий имеет самостоятельный минерал. Ниобий и элементы группы редких земель рассеиваются в кристаллических структурах титановых и кальциевых минералов, составляющих сквозную ассоциацию — ильменит, рутил, сфен, меланит, апатит.

Появление акцессорных рамзаита, лампрофиллита и лопарита, по-видимому, обязано локальному повышению химической активности натрия, о чем свидетельствует увеличение нефелина в пегматитовых обособлениях и повышенное содержание эгирина в гранитах (до 11,3 вес. % — среднее значение).

Следует подчеркнуть, что редкометальная минерализация в щелочных породах Алдана, как и Тувы, Енисейского кряжа, Кузнецкого Алатау и некоторых других районов Сибири, характеризуется в основном вхождением редких элементов в акцессорные минералы. Их число увеличивается в тех интрузиях, в составе которых есть нефелиновые сиениты, и уменьшается там, где преобладают щелочные сиениты.

<sup>1</sup> Титан весьма характерный элемент для собственно щелочных магматических расплавов.

Таблица 1

## Ассоциации акцессорных минералов в щелочных породах Ылымахского массива

Главные этапы магматизма	Характерные и наиболее распространенные магматические породы	Ассоциации акцессорных минералов
Эруптивный	Анальцимовые и эпилейцитовые порфиры	Циркон, церуссит, сфен (с Nb), апатит (с Y, La), ильменит, меланит, рутил
Первый интрузивный	Нефелиновые сиениты (существенно калиевые, среднее содержание нефелина 15,09 вес. %)	Циркон, сфен (0,96% TR с цериевым максимумом), ильменит (с Nb), меланит (с Y, La), апатит (с Y, La)
	В пегматитах нефелина больше на несколько процентов, чем в самих нефелиновых сиенитах	Дополнительно образуются рамзаит, лампрофиллит, лопарит
Второй интрузивный	Пуласкиты — более поздняя фаза, существенно калиевые, полевошпатовые породы без нефелина, с небольшим количеством кварца	Циркон, сфен (с Zr, Nb, TR), апатит (с Zr, Y, La), ильменит, меланит, рутил
	Эгириновые граниты, наиболее молодые, входящие в серию поздних даек, наряду с сельсбергитами и тингуаитами	Циркон, апатит, сфен, меланит, рутил, лопарит, лампрофиллит

В областях развития щелочноземельных сиенитов плюмазитовой серии количество акцессорных минералов, содержащих редкие элементы (циркон, сфен, ильменит, апатит, иногда ториацит), весьма незначительно. Примером может служить крупнейший массив такого типа в Киргизии — Сандык, для которого Б. И. Злобиным установлена преимущественно рассеянная форма нахождения редких элементов и преобладание среди них металлов редких щелочей, особенно рубидия и цезия. Почти все редкие элементы (Nb, Zr, TR, Li, Rb, Cs, Tl, Ga) рассеиваются главным образом по структурам порообразующих минералов — биотита, роговых обманок, ортоклаза и нефелина. Самостоятельные минералы в виде ничтожной акцессорной вкрапленности дают цирконий (циркон) и торий (ториацит).

Большой эмпирический материал позволяет признать, что в магматических щелочных породах, как правило, содержание редких элементов выше кларковых. Причем при натриевом характере щелочности магматических расплавов большее значение приобретают ниобий, цирконий, редкие земли, а при высококалиевом типе щелочности — литий, рубидий, цезий, торий, уран. Вторая особенность заключается в том, что в подавляющем большинстве щелочных интрузий редкие элементы на магматическом этапе рассеиваются в процессе кристаллизации по структурам главных, второстепенных и акцессорных минералов; самостоятельные минеральные виды немногочисленны.

На магматическом этапе имеет место вынос редких элементов в зоны контакта, где концентрации обычно нарастают по сравнению с содержанием в самом щелочном интрузиве. Начальный момент их миграции совпадает по времени, скорее всего, с развитием в самих интрузивах аутометасоматоза, обусловленного растворами, отделяемыми кристаллизующейся и охлаждающейся магматической массой. Такие остаточные, возможно, газово-жидкие растворы не отличаются существенно по своему химизму от породивших их магматических рас-

плавов. Поэтому на участках, затронутых автометасоматозом (ранее образование альбита, микроклина, содалита, канкринита, кальцита), сохраняются главные черты минерализации магматического этапа.

Автометасоматоз может захватить весь объем щелочного интрузивного тела, но в слабой степени, и лишь в апикальных частях и вблизи боковых контактов масштабы более значительны. Вероятно, автометасоматозу предшествуют метасоматические преобразования магматической стадии, локализованные в зонах контакта и вызванные воздействием щелочных интрузий на вмещающие породы. Продукты таких преобразований объединяются обычно в единую группу фенитов, а за самим процессом укоренилось общее название «фенитизация».

Фенитизация выражается преимущественно в явлениях сиенитизации и протекает в условиях возрастающей щелочности и повышения миграционной способности некоторых петрогенных (Si, Al, Mg, Ti и др.) и редких элементов (Nb, Zr, TR, Rb, Li и др.). Состав фенитов может варьировать, но остается неизменной их приуроченность к зонам контакта. В фенитах не теряют своего значения главные элементы минерализации магматических щелочных пород — ниобий, цирконий, редкие земли. Наряду с этим фиксируется нередко значительный вынос редких щелочей, в частности лития и рубидия. Например, в фенитах экзоконтакта Ловозерского массива среднее содержание лития в аксессуарных минералах 0,0035% (Тихоненкова, Тихоненков, 1962), а в луввритах эндоконтакта в 2 раза меньше. В экзоконтакте некоторых щелочных интрузий Сибири содержание лития достигает 0,022%, а в эндоконтактных нефелиновых сиенитах лишь 0,005% (Свешникова, 1962).

При фенитизации редкие элементы частично рассеиваются по кристаллическим структурам порообразующих минералов, преимущественно темноцветных, но в большей своей части они входят в состав аксессуарных, как собственных, так и комплексных. Одни из них соответствуют тем же минералам в самих щелочных интрузиях, другие могут отсутствовать в них. Наиболее разнообразна минерализация в фенитовом ореоле нефелин-сиенитовых массивов Кольского полуострова (Тихоненков, Тихоненкова, 1960). Здесь часть аксессуарных редкометалльных минералов отвечает родоначальной интрузии — это эвдиалит, катаплеит; другие — ринколит, астрофиллит, циркон, литиевые слюды, пироклор — встречаются в массиве в ограниченном количестве или совсем отсутствуют. Установлены минералы, свойственные зонам фенитизации, — бастнезит, вёлерит, ортит. Определенная преемственность в минерализации фенитов представляется естественной, так как процесс их образования связан с магматической стадией.

В контактовых зонах щелочных массивов пространственно совмещаются последовательно развивающиеся метасоматические процессы. В ряде случаев непосредственным продолжением, а иногда и завершением фенитизации является более поздняя сиенитизация. Она начинается чаще всего с ранней микроклинизации пород эндо- и экзоконтакта, т. е. происходит по завершении кристаллизации в пределах интрузивных тел и после образования фенитов. Конечная стадия микроклинизации относится уже к типичным постмагматическим процессам.

Позднемагматическая сиенитизация отражается более резко, чем фенитизация, на поведении редких элементов, особенно циркония, ниобия, редких земель. Именно при ранней микроклинизации намечается определенная тенденция к более значительному их накоплению, причем уже раздельно. На графике (рис. 1) распределения редких элементов в микроклинизированных породах Ловозерского щелочного массива (данные Тихоненковой, Тихоненкова, 1962) видно, что с усилением степени микроклинизации происходит увеличение содержаний ниобия, циркония, редких земель, но ведут они себя по-разному. Редкие земли

неизменно нарастают, тогда как в отношении ниобия и циркония картина иная.

Ниобий сопровождается микроклинизацией пород эндоконтакта — люавритов, достигая максимальных значений в микроклинитах. Он входит в состав не только сложных цирконо- и титаносиликатов, но и дает собственный минерал пирохлор, которого больше всего в микроклини-

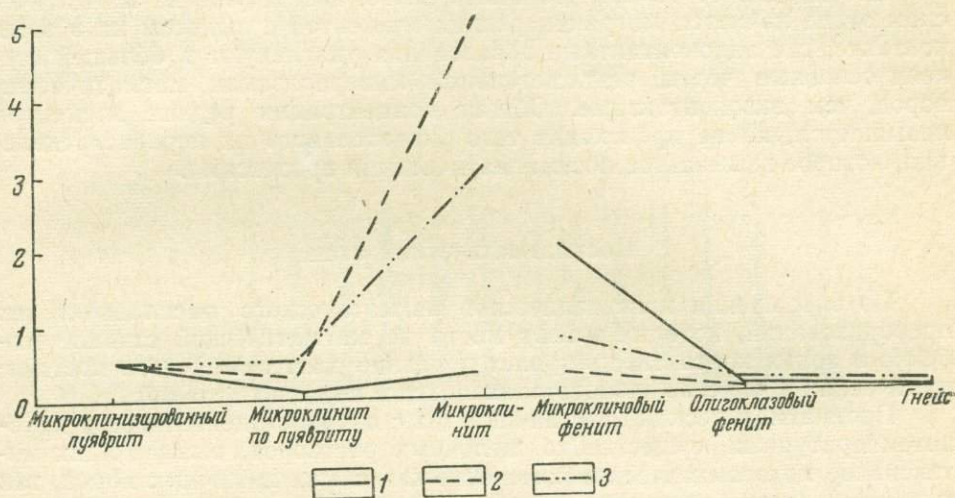


Рис. 1. График распределения редких элементов в зоне контакта Ловозерского щелочного массива

1 — кривая циркония; 2 — кривая ниобия; 3 — кривая редких земель; по вертикали отложено содержание в элементарной ячейке (пересчет по Барту)

тах. Этот минерал является чуждым как неизменным или слабо измененным люавритам эндоконтакта, так и фенитам экзоконтакта.

Цирконий избирательно накапливается в микроклинизированных фенитах, т. е. в породах экзоконтакта, где наиболее широко распространен циркон. Наряду с ним в меньших количествах присутствуют катаплеит и вёлерит, образующиеся при замещении эвдиалита в микроклиновых фенитах.

Редкие земли в фенитах контактового ореола концентрируются в ринколите и рассеиваются в кальциевых цирконо- и титаносиликатах (эвдиалите, сфене, рамзаите и др.). В микроклинизированных фенитах появляются редкоземельные фторкарбонаты и ортит, нарастает количество редкоземельных элементов в цирконе и пирохлоре.

Наряду с ниобием, цирконием, редкими землями в зону контакта рассматриваемого массива заметно выносились бериллий, литий, рубидий. Рубидий благодаря геохимическому родству с калием обогащает микроклинизированные породы.

Следовательно, ранняя микроклинизация пород эндо- и экзоконтакта отражается на характере редкометальной минерализации. В минералообразовании участвуют те же элементы, которые находились в магматических породах массива в содержаниях выше кларковых и которые выносились в повышенных количествах в зоны фенитизации. Однако при более поздней сиенитизации происходит их перераспределение, и появляются новые минеральные виды (циркон, пирохлор, фторкарбонаты редких земель, ортит и др.), не свойственные магматическим породам и фенитам.

Данные по Ловозерскому массиву характеризуют комплексы нефелиновых сиенитов агпаитового типа, но отмеченные генетические осо-

бенности редкометальной минерализации магматического этапа и сопряженных с ним метасоматических преобразований сохраняют свое значение и для других щелочных массивов. Естественно, что в каждом конкретном случае будут накладываться свой отпечаток геологические условия формирования щелочных пород, химизм магматических расплавов, особенно характер их щелочности, и первичные концентрации редких элементов в щелочных магмах.

Независимо от того что отмечено, всегда уже на магматическом этапе начнется миграция редких элементов с выносом их в зоны контакта, где эндоконтактные образования унаследуют в большей степени основные черты редкометальной минерализации магматических пород, чем экзоконтактные. Общая концентрация редких элементов повышается, но не происходит того значительного их перераспределения, которое вызывается постмагматическими процессами.

### Постмагматический этап

По завершении кристаллизации магматического расплава и тех преобразований, которые имеют место на магматической стадии, особенно в зонах контакта, наступает довольно длительный этап постмагматических процессов, осуществляющихся в несколько стадий.

Постмагматический этап начинается с активной деятельности высокотемпературных, существенно щелочных растворов, вызывающих интенсивное метасоматическое изменение как самих щелочных пород, так и вмещающих их толщ. В различных щелочных массивах постмагматические процессы неравноценны по эффективности своего действия и масштабам редкометальной минерализации. Однако эволюция постмагматических растворов по мере падения температуры происходит в определенном направлении в сторону ослабления активности щелочей и усиления роли кальция, и щелочно-силикатный метасоматоз сменяется карбонатным. Подобную эволюцию отражает последовательная смена во времени главнейших стадий: микроклинизация → альбитизация → кальцитизация-карбонатизация.

На постмагматическом этапе на фоне общей повышенной концентрации редких и редкоземельных элементов (главным образом, Nb, Zr, TR, Th) проявляется избирательная приуроченность определенных элементов и несущих их минеральных ассоциаций к тем или иным стадиям. На характере минерализации особенно сказываются альбитизация и кальцитизация-карбонатизация, иногда превращающиеся в рудообразующие процессы.

Наблюдения в природе показывают, что микроклинизация, альбитизация и кальцитизация в начальный момент не вызывают значительной перегруппировки редких элементов, но на главной ступени своего развития, когда образуются большие массы микроклинитов, альбититов и карбонатитов, происходит заметная концентрация одних элементов и вынос других. При этом имеет место наиболее активное проявление отдельных стадий постмагматических процессов в благоприятных структурах (пологие надвиги, экранирующие контакты, зоны дробления, периодически приоткрывающиеся трещины и др.), что приводит к локальному усилению в тех же структурах минералообразования с редкими элементами.

Особенности минерализации предшествующей стадии в известной мере предопределяют избирательное накопление на последующей стадии того или иного элемента. Так, например, при микроклинизации основная роль принадлежит редким щелочам (Rb, Cs, Li) и отчасти цирконию; ниобий обычно выносится и участвует в минералообразова-

нии при последующей альбитизации, являющейся обычно более низкотемпературным процессом, чем микроклинизация.

В пределах отдельных щелочных массивов каждая температурная ступень развития постмагматической деятельности будет сопровождаться своими характерными ассоциациями минералов с ниобием, цирконием, редкими землями, торием и другими редкими элементами, но сохраняется общая эмпирическая закономерность, которая может быть сформулирована следующим образом. Изменение минерализации щелочных пород на постмагматическом этапе соответствует общей направленности процессов, протекающих в условиях различной активности

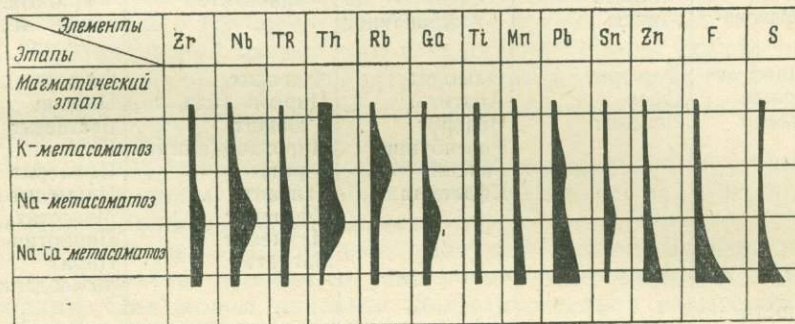
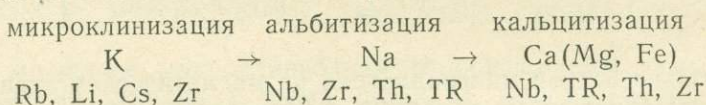


Рис. 2. Особенности распределения редких элементов (в аксессуарах) по главным этапам формирования нефелин-сиенитового массива Енисейского кряжа

оснований, и переход от одной стадии к другой знаменуется последовательной их сменой с параллельным усилением роли определенных редких элементов. В схеме это можно представить следующим образом:



Посмотрим в какой степени сохраняется подобная схема для конкретных примеров минерализации щелочных пород, хотя такие данные очень ограничены. Пока мало исследований, в которых рассматривался бы этот вопрос на основании полноценного материала.

В табл. 2 приводятся данные Е. В. Свешниковой (1962) по нефелиновым сиенитам Енисейского кряжа, основанные на тщательно обработанном фактическом материале, характеризующем ход развития постмагматических процессов. Здесь постмагматическая история кончается на промежуточной стадии натриево-кальциевого метасоматоза, продукты которой представлены кальцито-цеолитовым агрегатом с канкринитом и флюоритом. Образования мономинеральных кальцитовых пород (карбонатитов) не наблюдается и, вероятно, потому, что в постмагматических растворах было мало углекислоты и больше фтора. Флюорит участвует в минеральных парагенезисах и магматического и всех стадий постмагматического этапа.

Если сопоставить данные табл. 2 и рис. 2<sup>1</sup>, то отчетливо видно поведение отдельных элементов при постмагматических процессах и особенности минерализации нефелиновых сиенитов, измененных в различной степени.

<sup>1</sup> На рисунках 2 и 4 содержание каждого элемента дано в относительном масштабе.

Особенности постмагматических процессов в нефелин-сиенитовом комплексе Заангарья

Этапы формирования	Магматический	Постмагматический		
		К-метасоматоз	Na-метасоматоз	Na-Ca-метасоматоз
Исходные породы и характер метасоматического преобразования	Нормальные лейкократовые нефелиновые сиениты	Микроклинизированные нефелиновые сиениты до микроклинов	Альбитизированные нефелиновые сиениты до альбититов	Нефелиновые сиениты с новообразованием канкринита, кальцита и лепидомелана
Ассоциации акцессорных минералов	Флюорит Сфен Ловенит	Флюорит Апатит Вёлерит Розенбушит Галенит Сфалерит	Флюорит Циркон (или эвдиалит) Пирохлор (или торит) Галенит Сфалерит Ильменит Магнетит	Флюорит Циркон Бастнезит Галенит Сфалерит Ильменит Магнетит Пирротин Пирит Молибденит
Особенности химизма:				
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	2,4	2,5—2,7	2,6—2,7	2,8
$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}}$	2,6	1,3	3,0	3,2
$\frac{\text{Ca}^{2+}}{\text{Na}^+ + \text{K}^+}$	0,07	0,06	0,03	0,18

Довольно бедная минерализация на магматическом этапе является следствием пониженных исходных концентраций в нефелин-сиенитовом расплаве. Среди акцессорных минералов присутствует ловенит, содержащий цирконий и торий, а ниобий и редкие земли в небольшом количестве входят в сфен и флюорит.

При микроклинизации накапливаются редкие щелочи, в основном рубидий, который в силу геохимического родства с калием рассеивается в полевых шпатах. В парагенетической ассоциации акцессорных минералов имеются два цирконийсодержащих минерала — розенбушит и вёлерит (последний с ниобием).

В стадию натриевого метасоматоза при альбитизации резко усиливается роль ниобия и тория, в меньшей степени — циркония. В ассоциации акцессорных минералов появляются собственные минералы этих элементов, представленные пирохлором, торитом, цирконом, эвдиалитом.

В минералообразовании на заключительной стадии натриево-кальциевого метасоматоза участвуют бастнезит и циркон, причем первый из них обычно сопровождает карбонатизацию. К концу постмагматического этапа растворы становятся все более кислыми не только за счет изменения отношения  $\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ , но и благодаря присутствию кислотных летучих компонентов, особенно фтора, содержание которого достигает максимума для самой низкотемпературной стадии натриево-кальциевого метасоматоза. Примерно также ведет себя сера, и среди акцес-

сорных минералов данной стадии больше сульфидов (галенит, сфалерит, молибденит, пирротин, пирит). При этом главное место принадлежит галениту и сфалериту, так как содержания свинца и цинка наиболее значительные для постмагматического этапа (см. рис. 2).

Заметим, что низкотемпературная ассоциация флюорита с сульфидами может считаться довольно типичной для конечной стадии постмагматической деятельности. Флюоритовые и флюорит-карбонатные прожилки с сульфидами завершают постмагматические процессы в ряде щелочных массивов Алтае-Туркестанской горной области, Кольского полуострова и других мест.

Последовательность событий на постмагматическом этапе формирования щелочных массивов Енисейского кряжа находится в соответствии с эмпирической схемой как в отношении смены стадий при прогрессивно опускающемся температурном уровне, так и главных черт редкометальной минерализации, подтверждая избирательное накопление отдельных элементов.

Имея в виду генетические особенности минерализации, остановимся немного на основных формах проявления щелочного и сменяющего его во времени кальциевого метасоматоза.

Микроклинизация, как типичный постмагматический процесс, не вызывается какими-то узко специализированными калиевыми растворами. Она может начаться при относительно невысоком содержании калия в обычных щелочных растворах благодаря его значительной химической активности как основания более сильного, чем натрий.

Микроклинизация является наиболее распространенной формой калиевого метасоматоза в щелочных массивах и пространственно связанных с ними интрузиях кислых пород. При наличии в интрузивных комплексах щелочных пород повышенной основности, а в непосредственном окружении — габброидов и ультраосновных пород, калиевый метасоматоз участвует во флогопитизации. В том и другом случае для редкометальной минерализации характерны прежде всего редкие щелочи.

В то же время микроклинизация сопровождается повышенными концентрациями рубидия и реже цезия, а флогопитизация — лития. Однако это не исключает некоторого обогащения микроклинитов литием и наличия в них полилитийонита и других литиевых слюд. В частности, накопление лития отмечено в эндоконтакте Енисейского нефелин-сиенитового массива, где особенно широко развиты явления микроклинизации. В том же массиве, в экзоконтактных образованиях по известнякам и сланцам много флогопита, концентрирующего основную массу лития и относящегося скорее всего к магматической стадии взаимодействия щелочного расплава с вмещающими толщами, т. е. появившегося до микроклинизации (Е. В. Свешникова, 1960 г.).

В отношении флогопитизации нет ясной картины, так как здесь имеют место сложные процессы, вызванные различными причинами.

Микроклинизация, как наиболее высокотемпературная стадия, может приближаться к позднемагматической сиенитизации. Когда эти процессы протекают вне видимой связи, нелегко решить, который из них действительно проявлен. Тут на помощь приходят тонкие особенности минерализации. В отдельных щелочных интрузиях (Ловозерская, Енисейский кряж, некоторые интрузии Тувы) при микроклинизации появляется редкоземельный циркон, в котором преобладает иттриевая группа. При сиенитизации в микроклинизированных породах редкие земли, входящие в состав ортита и фторкарбонатов, принадлежат главным образом цериевой группе, что отвечает редкоземельной минерализации самих щелочных пород. Следовательно, постмагматическая микроклинизация и явления микроклинизации при сиенитизации должны

быть разобщены во времени, хотя протекают они преимущественно в зонах контакта щелочных массивов.

Альбитизация — довольно типичный и закономерный процесс, сопровождающий становление многих щелочных интрузий. В некоторых из них альбитизация осуществляется широким фронтом, как главная, а иногда и заключительная стадия постмагматического этапа. Исключение составляют интрузии центрального типа, сложенные щелочными и ультраосновными породами, где альбитизация играет подчиненную роль или совсем не проявляется, и постмагматический период завершается карбонатизацией.

Стадия альбитизации характеризуется избирательной приуроченностью повышенных концентраций ниобия и циркония. Именно, на данной стадии могут образоваться такие самостоятельные минералы этих элементов, как пирохлор и циркон.

При слабом проявлении альбитизации, на ранней ступени ее развития, щелочные породы изменяются незначительно, и почти полностью унаследуются исходная минерализация. При интенсивном течении процесса в основную его фазу образуются мономинеральные альбититы и происходит вынос одних петрогенных и редких элементов и накопление других. Первоначальный состав щелочных пород влияет на изменение характера минерализации. Это подтверждают нижеприводимые парагенезисы редких и редкоземельных минералов, сопровождающие альбитизацию щелочных пород:

нефелиновых сиенитов агпаитового типа	эвдиалит, астрофиллит, ринколит, оранжевый
нефелиновых сиенитов миаскитового типа	циркон, пирохлор, ниобийсодержащий сфен, торит
щелочных пород повышенной основности (уртит-ниолитовая серия)	циркон, ниобийсодержащий сфен
щелочных пород повышенной кислотности (сиенитовая серия)	циркон, фергусонит

Альбитизация, как и микроклинизация, может тяготеть к зонам контакта щелочных массивов, но в отличие от нее чаще связана с тектоническими нарушениями как в пределах интрузива, так и во вмещающих породах.

На рис. 3 дана схематическая карта Енисейского щелочного массива (Е. В. Свешникова, 1963 г.), которая иллюстрирует не только соотношения сопоставляемых процессов во времени и пространстве, но и геохимические особенности.

Так, микроклинизация почти непрерывно следует вдоль внешних границ массива, локализуясь главным образом в эндоконтакте. Только на некоторых участках частично захвачена и экзоконтактная зона, но на всем ее протяжении имел место привнос лития из эндоконтакта.

Альбитизация наиболее ярко проявилась вдоль тектонических разломов и только частично в контактах, где наложилась на микроклинизацию. Альбитизация линейных зон в массиве и отдельных участках эндоконтакта сопровождается ниобиево-циркониево-редкоземельной минерализацией, тогда как при альбитизации известняков первостепенное значение приобретают редкие земли, за ними следует цирконий и затем только ниобий.

Приведенное сопоставление позволяет говорить о более значительном отрыве альбитизации во времени от магматического этапа, чем микроклинизация, и о более резком изменении характера минерализации.

Кальцитизация знаменует начало развития сложных процессов карбонатизации. По мере падения температуры кальциевый метасо-

матоз сменяется во времени кальциево-магнезиальным (доломитовые карбонатиты) и магнезиально-железистым (анкеритовые и сидеритовые карбонатиты).

Несмотря на все своеобразие карбонатиты в своей генетической истории не отделимы от щелочного магматизма и появляются на конечном этапе эволюции постмагматических растворов<sup>1</sup>.

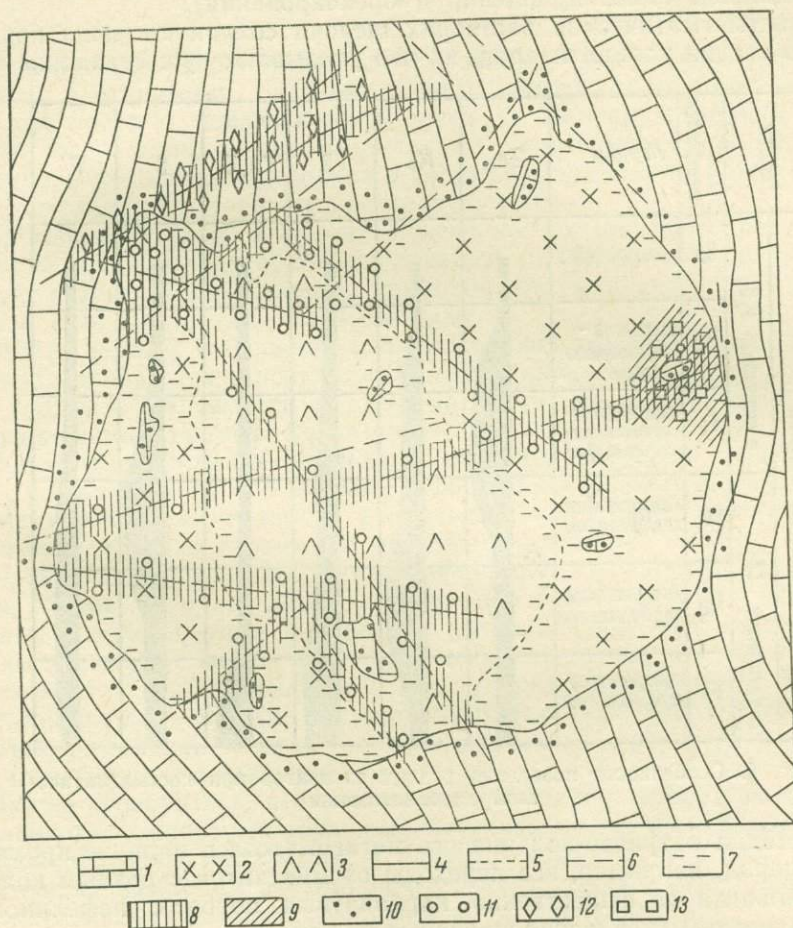


Рис. 3. Схема геологического строения нефелин-сиенитового массива Енисейского края

1 — известняки вмещающей толщи; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — породы состава ийолитов; 4 — границы интрузии; 5 — границы распространения ийолитов; 6 — разломы; 7 — образования стадии калиевого метасоматоза (микроклинизированные нефелиновые сиениты); 8 — образования стадии натриевого метасоматоза (альбитизированные нефелиновые сиениты и альбит-арфведсонитовые породы по известнякам); 9 — образования стадии натриево-кальциевого метасоматоза (по нефелиновым сиенитам); 10 — Li-F; 11 — Nb-Zr-Th-F; 12 — TR-Zr-Nb-Li-P; 13 — Pb-Mo-Tl-F-S

Постмагматические щелочные растворы с самого зарождения несут некоторые количества кальция, концентрация и химическая активность которого нарастает при эволюции растворов. Происходит смена щелоч-

<sup>1</sup> Некоторыми исследователями признается магматическая природа карбонатитов и их интрузивный характер. Автор допускает существование карбонатитов магматического и метасоматического происхождения, но в настоящей статье рассматривает их в эволюционном ряду постмагматических гидротермальных образований (метасоматических или жильных).

ного метасоматоза кальциевым, что, по-видимому, отвечает более резкому изменению температурного режима, чем при переходе от микроклинизации к альбитизации.

Кальцитовая стадия карбонатного процесса накладывается в некоторых щелочных массивах на предварительно альбитизированные породы. Эти два процесса могут быть разделены периодами тектонических подвижек (зоны дробления и брекчирования).

В постмагматических растворах щелочи сохраняют свою подвижность до стадии кальцитизации, на что указывают существование пере-

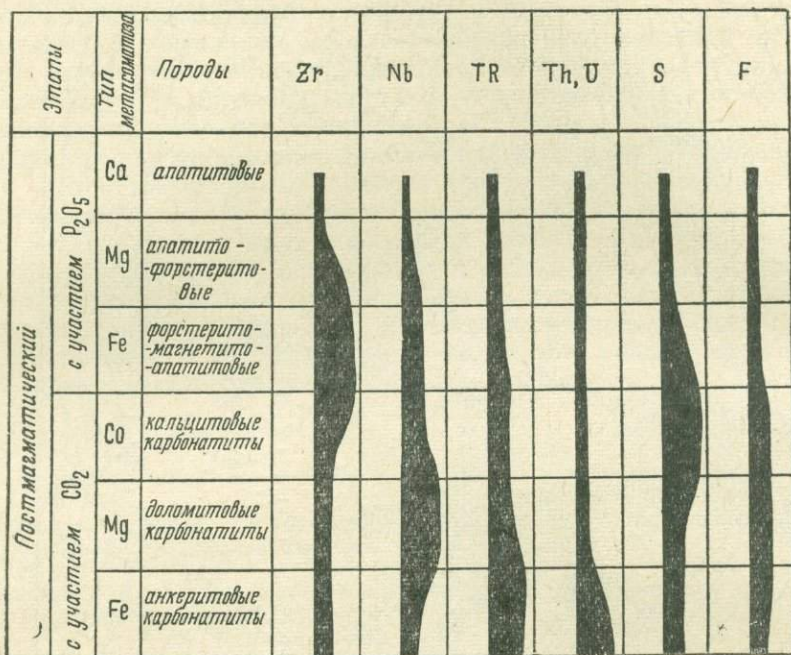


Рис. 4. Особенности поведения редких элементов при постмагматической карбонатизации

ходной стадии натриево-кальциевого метасоматоза и наличие промежуточных пород, например, все переходы от миаскитов с разным количеством кальцита до существенно карбонатных пород с нефелином и полевым шпатом (уральские щелочные массивы).

Для главной фазы развития кальцитизации характерна ниобиевая минерализация, представленная пирохлором в ассоциации с цирконом, ильменитом, сфеном и другими акцессорными минералами. Заключительная фаза процесса карбонатизации сопровождается особой минерализацией, в которой главное место занимают редкоземельные фторкарбонаты (бастнезит, паризит) и редкоземельные фосфаты (монацит), иногда с небольшим количеством минералов тория (торианит).

Карбонатизация довольно сложный процесс, обусловленный дифференциальной подвижностью не только кальция, магния и железа, но и летучих минерализаторов, особенно фосфора. В результате этого пространственно совмещаются близкие по времени образования карбонаты и богатые апатитом породы.

На рис. 4 иллюстрируется последовательная смена кальциевого, магниевое и железистого метасоматоза при участии  $P_2O_5$  и  $CO_2$ . Изменяется при этом и характер минерализации с избирательным накоплением циркония при образовании богатых апатитом пород, ниобия —

при кальцитизации (и доломитизации), а тория и редких земель — в анкеритовых карбонатах.

Особенности минерализации карбонатных пород позволяют говорить об общем источнике редких элементов, переносимых магматическими расплавами и постмагматическими растворами при формировании щелочных массивов.

\*  
\*   \*  
\*

Генетические особенности минерализации щелочных пород рассмотрены в отношении главной группы редких элементов, которые дают, как правило, повышенные (против их кларка в земной коре) средние содержания, а иногда достигают значительных концентраций. Миграция и концентрация редких элементов составляют неотъемлемую часть генетической истории самих щелочных пород.

На магматическом этапе их поведение во многом определяется химизмом щелочных магм. Можно говорить о ведущем положении ниобия для агпайтовых расплавов, циркония для миаскитовых и редких щелочей (Rb, Cs, Li) для плюмазитовых.

Особая роль в отношении редкометальной минерализации щелочных пород принадлежит постмагматическим процессам, развивающимся в ряд стадий в зависимости от химизма, состояния растворов, температурного режима и времени развития.

Постмагматический этап может охватить большой период времени<sup>1</sup>, в течение которого на общем фоне значительного переноса редких элементов осуществляется раздельное накопление некоторых из них на определенных стадиях. В настоящее время для щелочных пород не создана еще обстоятельная классификация постмагматических процессов. Можно говорить лишь об известной схеме, которая отражает основные закономерности в развитии постмагматического процесса по стадиям и главные черты изменения минерализации, что подчеркивается избирательным накоплением при микроклинизации Rb, Li—Zr, альбитизации Zr—Nb, Th, кальцитизации (карбонатизации) Nb, TR—Th. Заключительная стадия постмагматических процессов наиболее резко отличается от начальной.

Нужно оговориться, что одна и та же стадия постмагматической деятельности в некоторых щелочных массивах может быть весьма ограниченной по своим масштабам, а в других является главной. Но во всех случаях эволюция постмагматических растворов будет сопровождаться сходным типом редкометальной минерализации.

O. A. VOROBIEVA

### GENETIC PECULIARITIES OF THE MINERALIZATION OF ALKALI ROCKS

(Summary)

Alkali rocks distinguish from all magmatic formations, participating in the composition of the earth crust by their peculiar chemism and specific mineralization. A great amount of material on the studying of alkali intrusives has shown that the main feature of their mineralization is being determined by the group of rare elements, viz. Niobium, Circonium, rare earths (particularly TR<sub>Ce</sub>) and rare alkalis (Rb, Cs, Li).

The rare elements constitute one essential part of the history of the formation of alkali rocks themselves. The present paper is dedicated to this particular question. The behaviour of rare elements at a magmatic stage depends mainly upon the

<sup>1</sup> По определениям абсолютного возраста, нуждающимся в уточнении, для кольских интрузий центрального типа от 5 млн. до 100 млн. лет (А. А. Кухаренко и В. А. Кононова), а время альбитизации в щелочном массиве Енисейского кряжа оторвано от магматического этапа на 300 млн. лет (Е. В. Свешникова).

chemistry of alkali magmas. One can speak about the leading part of Niobium for the apatitic alkali melts, and that of Zirconium for the miaskite melts and that at rare alkalis for the plumbite melts. In typical alkalis ( $Na > K$ ) the mineralization is the most intensive and represented by complex zirconium silicates, niobium-titanates, niobium-titano-silicates, silicates of rare earths and by other specific minerals. For areas of the development of alkali magmatism dispersed order of occurrence is being established.

An important feature of endogenic mineralization of alkali rocks is shown by the fact that as early as at the magmatic stage there is beginning migration of rare elements with their issue into the zone of contact (with fenitization and a late magmatic syenitization). In paragenetic associations there appear new mineral species with rare elements, usually absent in strictly magmatic rocks.

A special part is played by postmagmatic processes, when on a general background of a considerable transportation of rare elements a separate accumulation of some of them is being realized. The transition from one stage of development of postmagmatic activity to another one is reflected on the rare metal mineralization.

In the evolutionary order of postmagmatic transformations one must distinguish the following: the microclinalisation leading to a selective accumulation of Rb, Li, Zr, essentially within the zones of contacts of alkali intrusives; the albitization with the introduction of Zr—Nb, TR and chiefly by the development of tectonic disturbances, the calcitization, marking the initial phase of processes of carbonitization, during which an intensified concentration of Nb, TR—Th in certain carbonate rocks is taking place.

The mineralization of alkali rocks at the postmagmatic stage is accompanied by its associations of minerals with rare elements, in which the principal place belongs to zirconium, pyrochlore rare earth fluorine carbonates and to rare earth phosphates.

The suggested events in the form of a general scheme allow us to recognise that in all cases the analogous types of a rare metal mineralization will answer fully definite moments of the development of the genetic history of alkali rocks themselves.

#### ЛИТЕРАТУРА

Балашов Ю. А. Эволюция состава и содержания редкоземельных элементов в интрузивных фазах Ловозерского щелочного массива. «Геохимия», 1962, № 3.

Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 14, 1962.

Свешникова Е. В. Закономерности поведения некоторых групп химических элементов при формировании нефелиновых сиенитов Енисейского кряжа. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 76, 1962.

Тихоненков И. П., Тихоненкова Р. П. Контактные породы Ловозерского массива и закономерности распределения в них редкометалльных минералов. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 4, 1960.

Тихоненкова Р. П., Тихоненков И. П. Закономерности распределения редких элементов в контактных породах Ловозерского массива. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 9, 1962.

В. С. ТРОФИМОВ

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОВ В КИМБЕРЛИТАХ

Алмазы благодаря своим исключительным свойствам еще с древнейших времен привлекали внимание человечества. До конца XIX века они добывались исключительно из россыпей, их коренной источник оставался неизвестным.

В это время господствовали гипотезы о происхождении алмазов при низкой температуре и небольшом давлении. Так Гопперт (Göppert) и д'Орбиньи (d'Orbigny) считали алмазы продуктом разложения первобытных растений. Вильсон (Wilson) утверждал, что алмазы образуются при процессах обугливания растительного материала. Шанкуртуа (Chancourtois) полагал, что алмазы возникают из углеводородных эмманаций и сравнивал их образование с процессами возникновения самородной серы в сольфатарах. Открытие в 1870 г. в Южной Африке алмазоносных кимберлитов привело к возникновению новых гипотез, приписывающих основную роль в образовании алмазов высоким температурам и большим давлениям.

Вслед за обнаружением алмазов в кимберлитах появились сообщения о находках их в абиссальных ультраосновных породах — перидотитах р. Туламин в Британской Колумбии (Camsell C.), перидотитах Южного Квебека и округа Рем в Онтарио (Dresser), углеродистых перидотитах Восточных Саян (Трофимов В. С. и Шестопалов М. Ф.) и др., — в основных породах — амигдалоидных лавах р. Вааль (Harger H.), вулканических бомбах вулкана Гуонг-Руанг на архипелаге Сангир в Восточной Индии (Gisolf W. E.), авгитовых диабазах Нового Южного Уэльса в Австралии (David V. E.) и др., в кислых породах — эпидотизированном пегматите в Мадрасе в Индии (Charier M.) и т. д.

Проверка достоверности этих находок не подтвердила присутствия алмазов в вышеупомянутых породах и показала, что в одних случаях вследствие микроскопической величины обнаруженных кристаллов их определение было неточным и за алмазы были приняты бесцветные периклазы (Квебек), карбиды (Восточные Саяны) и т. д. В других случаях алмазы были подброшены в пробы со злым умыслом (пегматиты Мадраса) и, наконец, в третьих случаях дополнительное опробование в крупном масштабе предполагаемых алмазоносных пород новых находок алмазов не дало, а поэтому вопрос об алмазоносности этих пород остался открытым (Новый Южный Уэльс, Южная Африка и др.).

Таким образом, в настоящее время единственной достоверной коренной алмазоносной породой следует считать кимберлиты. Однако, автор допускает, что в исключительно редких случаях алмазы могут быть встречены и в абиссальных ультраосновных породах, но благодаря особенностям физико-химической обстановки образования этих пород будут микроскопическими и могут в лучшем случае представлять минералогический интерес. Исключительная приуроченность промыш-

ленных алмазов к кимберлитам подтверждается и тем, что в настоящее время осталось незначительное количество алмазоносных провинций (Гана, Берег Слоновой Кости, Урал и др.), где кимберлиты не обнаружены, однако их присутствие весьма вероятно. В большинстве же мировых алмазоносных провинций связь алмазов с кимберлитами устанавливается достаточно отчетливо (Сьерра-Леоне, Сибирская платформа и др.).

### Гипотезы образования алмазов в кимберлитах

Для объяснения нахождения алмазов в кимберлитах было предложено большое количество самых разнообразных гипотез, которые могут быть объединены в три группы.

Первая группа гипотез (Hudleston, Voit, Schwarz и др.). Приверженцы этих гипотез считают, что кристаллизация алмазов происходила на месте современного их нахождения в трубках, дайках и жилах кимберлита и отрицают какой бы то ни было перенос алмазов. Существенными возражениями против положений этой группы гипотез являются следующие факты:

1. Почти полное отсутствие в трубках, дайках и жилах кимберлита контактовых явлений, что указывает на весьма низкую температуру магмы в момент заполнения трубок, явно недостаточную для кристаллизации пиропов и алмазов.

2. Существование в трубках кимберлита явных признаков транспортировки алмазов. Так, в начале XX века на руднике Де-Бирс в Южной Африке на далеко отстоящих друг от друга участках были обнаружены два куска алмаза, которые, будучи сложены, составили один кристалл. Транспортировка материала вдоль трубок доказывается и тем, что ксенолиты поверхностных пород встречаются в трубках на больших глубинах, а ксенолиты глубинных пород вблизи поверхности и т. д.

Вторая группа гипотез (Crookes, Bonney, Daubree и др.). Последователи этой группы гипотез рассматривали кимберлитовую магму как продукт частичного расплавления глубинных пород, а родственные включения и отдельные зерна оливина, пироба, ильменита, алмаза и т. д. как ксенокристаллы — нерасплавленные реликты этих пород, подвергшиеся дроблению в процессе формирования кимберлитовых тел. Таким образом, последователи этих гипотез считают, что в магматическом очаге происходила не кристаллизация алмазов, а лишь их резорбция.

О природе материнской алмазоносной породы единого мнения нет. Крукс (Crookes) полагал, что первичной породой являлся расплав железа, очаги которого, по его мнению, существовали в земной коре. Бонни и Добре (Bonney and Daubree), основываясь на находках алмазов в ксенолитах эклогита, считали материнской породой алмазов Южной Африки эклогитовый пояс земной коры. Н. Н. Сарсадских считает первичной породой алмазов Сибирской платформы пиропоносные перидотиты, ксенолиты которых встречаются в кимберлитовых трубках этой алмазоносной провинции и т. д.

Эта группа гипотез не в состоянии объяснить следующие факты:

1. Отсутствие находок алмазов в известных выходах эклогитов, пиропоносных перидотитов и др. Кроме того, известен ряд алмазоносных трубок кимберлита, в которых ксенолиты эклогита, пиропоносного перидотита и других подобных пород отсутствуют.

2. Нахождение в качестве включений в алмазе оливина, пироба, алмаза и др. Если бы материнской породой алмазов были эклогиты, то непонятно как образовались в алмазах включения оливина и хромшпинелидов, отсутствующих в эклогитах.

3. Присутствие в кимберлитах алмазов, различных по величине, форме, качеству, цвету и т. д. Если бы алмазы кристаллизовались на глубине в однородной дифференцированной магме постоянного состава, то они должны быть более или менее однородными.

Третья группа гипотез (Wagner, Williams, Holmes, Du-Toit, Бобривич А. П., Соболев В. С. и др.). Последователи этих гипотез рассматривают алмазы, округлые и неправильной формы зерна оливина, пироба, ильменита и т. д. как протовыделения исходного магматического расплава в каком-то глубинном очаге, а кимберлитовую магму, цементирующую обломочный материал, как остаточный расплав.

Все указанные выше исследователи соглашались с тем, что кристаллизация алмазов в глубинных очагах происходила до начала извержения, но расходятся во мнениях о механизме образования трубок, характере изверженной деятельности и происхождении самой кимберлитовой магмы.

А. Вильямс (Williams, 1932) считал, что поднятие магмы было медленным без каких-либо взрывов и происходило под очень большим давлением в полости, ранее заполненные брекчированным материалом.

П. Вагнер (Wagner, 1909) указывал, что глубинная кимберлитовая магма при движении кверху использовала существовавшую в земной коре трещиноватость и поднималась по ней примерно до уровня на 1,2—1,5 км ниже существовавшей поверхности земли, т. е. до того горизонта, на котором давление вышележащих пород не превышало интрузивной силы поднимающейся магмы. На этом горизонте происходил взрыв, брекчирование окружающих пород и заполнение возникших при взрыве полостей поднимающейся магмой.

В. С. Соболев и вслед за ним А. П. Бобривич (1960) рассматривали трубки как результат прорыва земной оболочки магмой, находившейся под большим давлением. По мнению этих исследователей, движение магмы сначала происходило по вертикальным трещинам, местами содержащим брекчированный материал. Вблизи поверхности отдельные струи магмы пробивали вышележащую крышку и фонтаном вырывались наружу, отчасти всасываясь затем в образованную воронку. При этом трубки либо полностью заполнялись одним брекчированным материалом, либо последний цементировался продолжающей поступать снизу магмой.

А. Дю Тойт (Du-Toit) полагал, что основная масса алмазов кристаллизовалась в глубинном очаге до начала извержения, а меньшая— в поднимающемся столбе этой магмы. При этом ранее образованные кристаллы алмаза и других минералов захватывались поднимающейся магмой и выносились в места современного местонахождения, при этом происходило некоторое их оплавление. Дю Тойт допускал, что часть алмазов попадала в движущуюся магму в результате раздробления каких-то глубинных пород типа эклогитов.

Существенными возражениями против изложенных положений являются:

1. Невозможность транспортировки магмой кристаллов алмаза и других минералов, а также ксенолитов родственных включений и эклогита по узким трещинам с глубины в сотни километров. Некоторые исследователи, исходя из предположения, что давление на глубине определяется лишь нагрузкой вышележащих пород, считают глубину залегания магматических очагов, в которых кристаллизовались алмазы, в 384 км (около 100 000 атм).

2. Отсутствие находок алмаза и пироба в меймечитах и дифференцированных интрузивах центрального типа, образующихся в тех же глубинных магматических очагах, что и кимберлиты.

3. Невозможность сохранения алмазов без следов оплавления в абиссальных условиях вследствие высокой температуры поднимающейся с больших глубин ультраосновной магмы.

4. Невозможность объяснения причин исключительного разнообразия алмазов в кимберлитах и самих кимберлитов при условии, если они образовались из однородной магмы, находящейся на больших глубинах и т. д. (Трофимов, 1940).

Из краткого обзора существующих гипотез о происхождении алмазов в кимберлитах видно, что все они трактуют кристаллизацию и образование алмазов на глубине многих десятков километров от существовавшей поверхности земли и что ни одна из гипотез не в состоянии полностью объяснить все явления и процессы, происходящие в алмазных кимберлитах.

В процессе изучения алмазоносности Урала и Сибирской платформы и детального ознакомления с имеющейся литературой по другим алмазным провинциям мира, автор пришел к несколько иным представлениям о происхождении кимберлитов и находящихся в них алмазов.

### О промежуточных очагах

В настоящее время, как это правильно отмечает В. С. Соболев (1960), можно считать установленными связь кимберлитов с ультраосновными магмами и положение о самостоятельности этой магмы на древних платформах и щитах.

Анализ распространенности пород кимберлитовой формации определенно указывает на их преимущественную приуроченность к древним платформам, щитам и другим слабо нарушенным структурам. В геосинклинальных областях и в пределах молодых платформ кимберлитовые породы встречаются как исключение (Калимантан, Новый Южный Уэльс и др.).

По всей вероятности, в природе существует единая ультраосновная магма с щелочным уклоном, являющаяся продуктом плавления перидотитового пояса земной коры (Шейнманн, 1961 и др.). Эта магма в геосинклинальных областях, молодых платформах и в пределах глубинных разломов, сообщающихся с дневной поверхностью, теряет часть своих газообразных компонентов и в их числе щелочи, благодаря повышенной проницаемости пород в подобных областях.

Полагают (Кухаренко, 1962 и др.), что глубинные разломы, возникшие в результате растяжения земной коры, достигнув перидотитового слоя вызывают в его пределах резкое падение давления. В результате этого близлежащие участки перидотитового пояса начинают плавиться. С течением времени процессы растяжения земной коры сменяются процессами сжатия, под влиянием которых расплавленные порции перидотитового слоя начинают выжиматься кверху по каналам в пределах ранее возникших глубинных разломов. Растяжение и сжатие земной коры, по-видимому, имеют пульсационный характер, т. е. процессы растяжения сменяются во времени процессами сжатия, в течение которых все новые и новые порции расплавляются и выжимаются по ранее образованным каналам.

В тех случаях, когда выжимаемые подобным образом порции расплавленной ультраосновной магмы достигают земной поверхности, возникают жилы и покровы эффузивных пород типа меймечитов, в которых в стекловатой основной массе присутствуют многочисленные вкрапленники оливина и микролиты пироксена. Ни пиропов, ни алмазов в меймечитах не обнаружено. Признаки дифференциации магмы также отсутствуют.

Когда выжимаемые порции ультраосновной магмы застывают, не достигнув поверхности, в них наблюдаются резко выраженные процессы дифференциации первичной ультраосновной магмы с щелочным уклоном на ультраосновной и щелочной ряды с образованием в первом случае полнокристаллических пород типа дунитов, перидотитов, пироксенитов и т. д., а во втором случае — щелочных пород типа шонкинитов, ийолитов, мельтейгитов и т. д.

Кимберлиты занимают промежуточное положение между названными выше породами и, по всей вероятности, возникают в том случае, когда выжимаемые порции ультраосновной магмы при своем движении кверху встречают на пути препятствие в виде непроницаемой осадочно-вулканогенной покрышки («слепые» глубинные разломы, по А. В. Пейве), останавливаются и образуют временные промежуточные очаги. Такие очаги чаще всего возникают, судя по ксенолитам глубинных пород, в кимберлитах, на границе осадочно-вулканогенного чехла платформ с кристаллическими породами фундамента на глубине до 3—4 км от существовавшей поверхности земли. Подобное явление в природе наблюдается относительно редко, что и обуславливает редкость возникновения на платформах кимберлитов.

Промежуточное положение кимберлитов между глубинными ультраосновными породами и меймечитами доказывается существованием в промежуточных очагах явлений дифференциации магмы, что приводит к образованию в верхних наиболее холодных частях очага полнокристаллических пород типа дунитов, перидотитов и т. д., обломки которых встречаются в трубках кимберлита в форме родственных включений. Щелочные дифференциаты при этом отжимаются и в дальнейшем образуют жилы и трубчатые тела альонитов, мелилитовых базальтов и других подобных пород, обычно сопровождающих кимберлиты в Южной Африке и на Сибирской платформе.

Формирование временных промежуточных очагов происходило в несколько приемов. Первые порции выжимаемой снизу ультраосновной магмы, достигнув непроницаемой осадочной покрышки, заполняли имевшуюся в ней трещиноватость, образуя жилы и дайки кимберлита. Поскольку давление на первых этапах формирования очагов было сравнительно невысоким, то образовавшиеся в этом периоде жилы и дайки кимберлита обычно не содержат ни алмазов, ни пиропов. Последующие порции выжимаемой с глубины первичной магмы обуславливали постепенное нарастание давления в промежуточном очаге до предела, при котором происходил взрыв, разрушение лежащего над очагом комплекса пород и образование трещин и трубчатых полостей.

Признаки существования в природе промежуточных очагов ультраосновной магмы недавно были обнаружены И. А. Ефимовым (1961) в Центральном Казахстане в Кокчетавском массиве в районе оз. Кумдыкуль. В пределах этого массива среди неправильных выделений эклогитов, залегающих в гнейсах, был обнаружен шток пироповых серпентинитов трубчатой формы, причем пиропы почти идентичны пиропам из кимберлитов. Ортогнейсы на контакте с эклогитами обогащены биотитом, кианитом и гранатом. Эклогиты, вмещающие серпентиниты, по-видимому, были образованы в результате взаимодействия ортогнейсов и ультраосновной магмы, давшей серпентиниты.

Во временных промежуточных очагах ультраосновной магмы имели место следующие процессы. Каждое новое поступление в промежуточный очаг дополнительных порций первичной магмы сопровождалось образованием комплексов вкрапленников оливина, пироксенов, граната, алмаза и др., в результате чего в каждом очаге формировалось по несколько генераций перечисленных минералов. С другой стороны, наличие нескольких генераций минералов обусловило возникновение

включений ранних минералов в более поздних (оливина, пироксена, граната в алмазе и т. д.). Количество генераций алмаза и пирропа обычно меньше количества генераций оливина, пироксенов и других минералов, поскольку алмазы и пирропы возникают лишь на последних стадиях, когда в промежуточном очаге давление достигнет предела, необходимого для их кристаллизации.

Кроме того, каждое новое поступление ультраосновной магмы в промежуточный очаг нарушало установившееся в этом очаге равновесие. В результате местами происходило оплавление ранее выделившихся минералов и имеющих в очаге ксенолитов различных пород, приводившее к возникновению округлых форм. Интенсивность подобного процесса была прямо пропорциональна глубине и поэтому в наиболее глубоких и нагретых частях промежуточных очагов возможно имело место полное растворение ранее образованных минералов и в том числе алмаза.

Поступающие в промежуточный очаг под давлением новые порции магмы обуславливали отжимание кверху уже образованных вкрапленников, где они слипаясь давали родственные включения сегрегационного типа.

Кристаллизация слюд и ильменита, вероятнее всего, происходила на самых последних этапах формирования промежуточных очагов, т. к. включений этих минералов в алмазах до настоящего времени не обнаружено.

В периоды растяжения земной коры происходило образование трещиноватости в уже застывших частях промежуточного очага, сопровождавшееся брекчированием и возникновением ксенолитов вмещающих пород и пород кровли очага, в том числе полнокристаллических пород типа дунита, перидотита и др. Последние образовывали родственные включения дифференциационного типа.

Большинство исследователей (А. Н. Заварицкий, Ю. М. Шейнманн и др.) считают, что процессы ассимиляции при движении ультраосновной магмы из глубинных очагов к местам современного ее нахождения происходят в очень незначительном масштабе и слабо изменяют состав первичной магмы. Иное явление должно иметь место в промежуточных очагах, где эта магма довольно продолжительное время находится под большим давлением. Динамическое и в меньшей степени термальное воздействие ультраосновной магмы на боковые породы и их ксенолиты в случае гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев сказывается на изменении ассоциации гиперстен+анортит на ассоциацию пироп+омфацит (хромдиопсид) с образованием эклогитов и эклогитоподобных пород, в случае амфиболитов, гнейсов и других подобных пород — в их гранатизации и т. д. При этом первоначальная магма обогащалась  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и щелочами и приобретала черты гибридности.

Существование процессов ассимиляции в промежуточных очагах доказывается и составом элементов-примесей в алмазах, среди которых наряду с Si, Ca, Mg, Al, Fe, Ti, Cu, Ni, свойственными ультраосновным магмам, присутствуют также Ag, Pb, Sr и Ba, которые свойственны кислым магмам и могли быть извлечены лишь из боковых пород или их ксенолитов. В первичной ультраосновной магме должно быть постоянное отношение K к Na, между тем в кимберлитах различных трубок и районов наблюдаются различные соотношения между этими элементами, что может быть лишь в том случае, если щелочи заимствовались при процессах ассимиляции посторонних пород. Гибридный характер кимберлитовой магмы во вторичных промежуточных очагах доказывается масштабом колебаний отдельных окислов в кимберлитах, который превышает пределы колебаний окислов для отдельных петрографических групп пород. Это хорошо иллюстрируется табл. 1.

Таблица 1

Оксиды	Южная Африка (по Дели)		Сибирская платформа*	
	пределы колебаний	масштаб колебаний	пределы колебаний	масштаб колебаний
SiO <sub>2</sub>	29,56—46,83	17,27	22,99—35,99	13,00
TiO <sub>2</sub>	0,00— 2,34	2,34	0,34— 4,24	3,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69— 6,16	5,47	1,64—10,70	9,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,18—27,00	23,22	2,72—12,24	9,52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет данных		0,00— 1,16	1,16
FeO	2,21— 4,34	2,63	0,79— 7,62	7,03
MnO	0,00— 0,01	0,01	0,00— 0,34	0,34
NiO	Нет данных		0,00— 0,37	0,37
MgO	10,80—39,70	28,90	14,51—34,05	19,54
CaO	2,42—10,40	7,98	2,55—22,52	19,97
Na <sub>2</sub> O	0,11— 2,55	2,44	0,00— 1,66	1,66
K <sub>2</sub> O	0,26— 4,32	4,08	0,00— 2,89	2,89
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41— 2,15	1,74	0,12— 2,18	2,06
CO <sub>2</sub>	0,20— 7,65	7,45	0,12—22,52	22,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4,82—11,19	6,37	4,34—24,84	20,50
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25— 7,95	7,70	0,23— 3,43	3,20

\* В подсчет не вошли анализы кимберлитов с содержанием менее 20% SiO<sub>2</sub> как сильно измененные процессами метасоматоза и свыше 50% SiO<sub>2</sub> вследствие большого содержания в них микроскопических включений посторонних пород, богатых кремнеземом (алданские кимберлиты).

Гибридный характер кимберлитовой магмы подтверждается также сравнением среднего химического состава кимберлитов различных алмазоносных провинций (табл. 2). Содержание SiO<sub>2</sub> в них изменяется от 30,7 до 38,8%, MgO — от 15,5 до 29,9% и т. д., что не является характерным для определенных петрографических групп пород.

В ряде случаев на химический состав кимберлитов существенное влияние оказывают интенсивные процессы постмагматических изменений, иногда превращающие их в типичные метасоматиты.

Как указывалось выше, когда в промежуточном очаге давление достигает критического предела, происходит взрыв и образование трещиноватости и полостей, заполненных брекчированным материалом. Кроме того, предшествующие взрыву напряжения нередко сказываются в образовании над очагами куполовидных структур и в активизации имевшейся в осадочной крышке трещиноватости, которая в дальнейшем использовалась поднимающейся из промежуточного очага магмой. В результате этого, в ряде случаев кимберлитовые тела ориентированы в ином направлении, чем подводящие глубинные разломы. Наиболее благоприятными структурами для проникновения кимберлитовой магмы из промежуточных очагов на поверхность являлись места пересечения нескольких направлений трещиноватости, перегибы флексур, разломы, окаймляющие грабены и т. д. Как правило, вмещающие породы на контакте с трубками кимберлита задраны вверх под углом до 90°. Исключительно редко наблюдается загиб пластов во внутрь трубок.

Взрывом обычно захватывались и верхние застывшие части промежуточных очагов, что обуславливает наличие в трубках ксенолитов кимберлита более ранних генераций и полнокристаллических ультраосновных пород. В некоторых случаях взрывом увлекалась и некоторая часть еще не успевшего затвердеть кимберлита, что доказывается существованием в некоторых трубках (Легкая, Зарница и др.) горошчатых структур.

Средний химический состав кимберлитов отдельных алмазоносных провинций

Химический состав	Танганьика	Сибирская платформа	Конго, Бакванга	Катанга	Сьерра-Леоне	ЮАР	Индия	Калимантан	Сев. Америка, Арканзас	Кимберлит (по Дели)	Базальтовый кимберлит (по Ноккольду)	Слюдяной кимберлит (по Ноккольду)
SiO <sub>2</sub>	30,46	30,72	31,70	32,84	33,25	35,17	37,49	38,30	38,78	34,73	35,02	36,33
TiO <sub>2</sub>	3,39	1,75	0,62	2,80	2,08	1,48	6,47	0,17	0,89	1,62	1,22	1,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,98	4,83	4,04	6,02	1,75	4,97	5,21	6,09	6,85	2,88	3,90	5,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,59	5,87	4,64	9,84	7,99	9,98	5,09	6,01	8,83	6,10	5,15	7,43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,13	—	—	0,23	0,05	0,07	0,56	—	—	—	—
FeO	3,97	2,78	2,25	4,93	2,95	2,26	5,40	4,47	1,99	3,13	4,14	3,40
MnO	0,21	0,16	—	—	0,16	0,13	0,26	0,09	—	—	0,03	0,10
NiO	—	0,09	—	—	0,18	0,02	0,15	0,13	—	—	—	—
MgO	25,70	22,41	16,63	29,94	31,40	26,45	15,54	22,56	26,34	31,41	31,29	26,63
CaO	9,90	12,42	18,83	12,04	5,22	5,83	6,89	10,83	3,38	5,79	6,80	6,78
Na <sub>2</sub> O	0,17	0,56	0,10	0,80	0,10	0,41	0,17	0,25	0,78	0,33	0,34	0,37
K <sub>2</sub> O	1,75	1,17	сл.	0,38	0,88	1,30	0,21	—	2,56	1,17	1,05	2,43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,09	0,50	—	0,46	0,53	0,53	1,04	0,04	—	1,06	0,87	0,66
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,29	1,25	—	—	0,63	2,48	4,23	1,42	1,95	9,20	7,43	7,25
П.п.п.	12,50	15,26	20,80	—	12,48	8,54	9,85	9,13	7,99	2,58	2,76	1,64
Сумма	100,00	99,90	99,61	100,05	99,83	99,60	98,07	100,05	100,34	100,00	100,00	100,00

После взрыва кимберлитовая магма, находящаяся в промежуточном очаге, лишенная большей части летучих компонентов и в достаточной степени переохлажденная, была не в состоянии самостоятельно двигаться кверху в образованные взрывом полости. Заполнение их магмой происходило путем ее выжимания при последующем очередном сжатии земной коры.

Подобная переохлажденная, выдавливаемая кверху магма выталкивала вверх брекчированный материал, заполнявший полости взрыва, и частично проникала в него, цементируя его и образуя текстуры обтекания вокруг крупных обломков. Процессы перемешивания в подобной магме были весьма слабыми и поэтому распределение отдельных вкрапленников в кимберлитовых телах напоминало их распределение в промежуточных очагах до взрыва. Если содержание алмазов в промежуточных очагах вследствие процессов его растворения уменьшалось с глубиной, то такое же положение сохранялось и в трубках кимберлита, заполненных кимберлитовой магмой.

Таким образом, в одном и том же кимберлитовом теле имеются участки, представленные и эруптивной брекчией и кластической.

После того как содержимое промежуточных очагов было выдавлено в образованные полости и затвердело в них в форме кимберлитов, над бывшим очагом вновь возникает достаточно замкнутая система и тем самым создаются условия для возникновения новых промежуточных очагов. Последующее разрушение взрывом этих очагов создает в уже образованных трубках кимберлита столбы кимберлита (в некоторых трубках их насчитывается до 3—5). Интересно отметить, что новые промежуточные очаги возникали на разных гипсометрических уровнях; так, в трубке Кимберлей в Южной Африке западный столб кимберлита возник на глубине 1600 м, а главный на глубине свыше 2000 м от существовавшей в момент взрыва поверхности земли.

Протяженность кимберлитовых тел на глубину или точнее глубина заложения промежуточных очагов, как указывалось выше, достигает 3—4 км. Она зависит в первую очередь от величины максимального давления в промежуточных очагах, толщины и физического состояния осадочной покрывки над очагами и от ряда других причин и различна для отдельных трубок или их групп. Так, трубка Де-Бирс в Южной Африке возникла на глубине около 1800 м, трубка Мир на Сибирской платформе на глубине порядка 2500—3000 м. Раздувы трубчатой формы на дайках и жилах кимберлита, как правило, имеют меньшую протяженность на глубину по сравнению с типичными трубками. Так, трубка-раздув Св. Августина в Южной Африке выклинилась на глубине 240 м от поверхности земли, трубка-раздув Робертс-Виктор — на глубине 120 м и т. д.

### Разновидности кимберлитов

Исходя из вышеизложенного, можно выделить следующие разновидности кимберлитовых пород.

1. Собственно кимберлиты представляют собой гибридную порфировидную ультраосновную породу, стоящую на грани между эффузивными и интрузивными породами, заполняющую в основном жилы и дайки и реже кимберлитовые трубки. Она сложена несколькими генерациями вкрапленников оливина, пироксенов, пироба, ильменита, слюды и других минералов в мелкозернистой сильно измененной постмагматическими процессами основной массе, иногда содержащей микролиты пироксена и монтichelлита и реже флогопита. В собственно кимберлитах присутствуют также родственные включения сегрегационного и дифференциационного рядов и сильно измененные ксенолиты глубинных

пород типа эклогитов, амфиболитов и т. д., в той или иной степени гранатизированных. В собственно кимберлитах алмазы присутствуют в форме одиночных кристаллов-вкрапленников различной величины и реже — в виде сростков нескольких индивидумов. Реже алмазы встречаются в ксенолитах эклогитов и эклогитоподобных пород.

2. Кимберлитовые туфобрекчии представляют собой кластические породы, сложенные обломками вмещающих пород с некоторым количеством туфового материала, представленного обломками кимберлита более ранних генераций и слагающих его минералов, сцементированные собственно кимберлитом или без него. Исходя из этого, среди кимберлитовых туфобрекчий можно выделить кимберлитовые туфобрекчии с изверженным цементом (эруптивные туфобрекчии) и кимберлитовые туфобрекчии с кластическим цементом (кластические туфобрекчии). Вследствие интенсивного изменения туфобрекчий постмагматическими процессами в подавляющем большинстве случаев не представляется возможным отделить одну разность туфобрекчий от другой. Некоторые исследователи вообще отрицают существование кимберлитовых туфобрекчий с кластическим цементом (кимберлитовые туфы). Кимберлитовые туфобрекчии чаще всего заполняют трубки взрыва и реже дайки и жилы. Алмазы заключены или в обломках кимберлита более ранних генераций или встречаются в виде ксенокристаллов, а в туфобрекчиях с изверженным цементом — и в цементе. Наблюдается большое количество обломков кристаллов алмаза и других минералов.

Вследствие того, что алмазы кристаллизуются в промежуточных очагах в различное время, а также вследствие гибридного характера кимберлитовой магмы, различной в отдельных столбах одной трубки и в отдельных трубках, районах и провинциях, в кимберлитах наблюдается исключительно большое количество алмазов, отличающихся друг от друга по величине, кристаллографическим формам, цвету, качеству, включениями и т. д. Количество сортов в отдельных трубках достигает нескольких сотен, так в трубке Премьер в Южной Африке известно свыше 400 сортов алмазов.

В природе имеется большое количество кимберлитовых тел, не содержащих алмазы. Так в Южной Африке из 250 известных трубок кимберлита только около 10% в то или иное время подвергались эксплуатации. Из них семь трубок — Де-Бирс, Бултфонтейн, Дютуйтспен, Вессельтон, Ягерсфонтейн, Кимберлей и Премьер — представляют собой крупные промышленные месторождения, из которых уже извлечены десятки миллионов карат алмазов.

Весьма важным является вопрос о причинах безрудности большинства кимберлитовых тел. По мнению автора, это является следствием следующих причин.

1. Образование значительного количества жил и даек кимберлита на первых этапах становления промежуточных очагов, когда в этих очагах давление было недостаточным для кристаллизации алмазов. Эти жилы и дайки кимберлита были приурочены к имевшейся в кровле очага трещиноватости.

2. Общая недостаточность давления в промежуточных очагах для кристаллизации алмазов. Взрыв благодаря малой мощности осадочного чехла происходил раньше достижения в очаге давлений, необходимых для образования алмазов.

3. Сильная эродированность выходящих на поверхность кимберлитовых тел. Как указывалось выше, в промежуточных очагах с увеличением глубины происходило оплавление ранее выделившихся кристаллов алмаза и на некоторой глубине вследствие высокой температуры алмазы целиком растворялись. Поскольку в трубках и дайках

кимберлита сохраняются те же взаимоотношения между отдельными минералами, что и в промежуточном очаге, то наиболее глубокие горизонты трубок поэтому оказываются лишенными алмазов.

4. Специфическая химическая обстановка в кимберлитовой магме, находящейся в промежуточном очаге (недостаточность углеродсодержащих соединений, повышенная щелочность и т. д.) и др.

#### Источник углерода

О природе соединений углерода, за счет которых происходила кристаллизация алмазов в промежуточных очагах, единого мнения нет.

На первых этапах изучения алмазов полагали, что они возникают за счет углерода растительного происхождения (Göppert, d'Orbigny, Wilson и др.). Однако в связи с открытием алмазов в кимберлитах вероятность этих предположений, как указывалось выше, стала сомнительной. Тем не менее, за последнее время идеи об органическом происхождении углерода алмазов вновь получили некоторое распространение. Обнаружение в некоторых кимберлитовых трубках Сибирской платформы капельно-жидкой нефти, битумов и углеродсодержащих газов дало основание В. Г. Васильеву, В. В. Ковальскому и Н. В. Черскому (1961) полагать, что алмазы в кимберлитовых трубках Сибирской платформы происходят за счет органического углерода газово-нефтяного происхождения. По мнению этих исследователей, при накоплении вулканических газов в локальных очагах, куда одновременно поступали углеводороды из вмещающих пород, под влиянием высокой температуры происходила диссоциация углеводородов на водород и углерод. Свободный водород, взаимодействуя с выделяющимися из магмы ювенильными газами ( $O_2$ ,  $CO$  и  $CO_2$ ), а также с кислородом, углеродом и газами из вмещающих пород, образовывал взрывчатые смеси.

В результате многократно повторяющихся взрывов происходила концентрация углерода. Температура и давление этих взрывов превышали критические значения этих параметров, необходимые для образования алмазов, в результате чего и происходила их интенсивная кристаллизация.

Подобное происхождение алмазов мало вероятно, так как известно большое количество кимберлитовых тел, залегающих среди изверженных пород (Танганьика, Южная Родезия, Индия и др.), в которых какие-либо признаки нефтегазосности отсутствуют.

Другую мало вероятную гипотезу происхождения алмазов за счет углерода известняков предложил В. С. Петров (1959). По его мнению, восстановление углерода известняков происходит при низкой температуре и невысоком давлении под влиянием двухвалентного железа, находящегося в магнезиальных оливинах и ильмените кимберлитов. Несостоятельность этой гипотезы очевидна, так как в настоящее время можно считать доказанным образование алмазов при высоких температурах и больших давлениях и, кроме того, во многих алмазоносных провинциях известняки отсутствуют среди вмещающих кимберлитовые трубки пород.

Автор вслед за В. С. Соболевым считает, что источником углерода алмазов являются ювенильная уголекислота и свободный углерод, всегда присутствующие в тех или иных количествах в ультраосновных магмах. Так, А. П. Лебедев (1957) указывает, что содержание свободного углерода в ультраосновных магмах достигает 0,06—0,10%. Присутствие свободного углерода в перидотитах (до 0,38%) подтверждено работами автора (1940) в Ветреном поясе на Балтийско-Беломорском водоразделе. Свободный углерод в количестве 0,09—0,14% был обна-

ружен также в перидотитах Крака на Южном Урале. Исходя из этого, вряд ли целесообразно искать источник углерода алмазов за пределами кимберлитовой магмы.

Находки алмазодержащих ксенолитов эклогитоподобных пород в трубках Мир и Нью-Ленд совместно с графитом, вероятно, указывают на возможность кристаллизации некоторой части алмазов за счет графита вмещающих пород.

\*  
\* \*

В заключение необходимо указать, что кристаллизация алмазов и пиропов во временных промежуточных очагах ультраосновной магмы под большим давлением и при высокой температуре хорошо согласуется с данными получения искусственных алмазов. В ряде стран (США, СССР, Голландия, Южно-Африканская республика и др.) искусственные алмазы были получены при давлении порядка 70—100 тыс. атм и при температуре около 2500° (Немилова, 1960). Однако условия образования естественных алмазов в кимберлитах, по-видимому, несколько отличаются от условий их синтеза. Во включениях в искусственных алмазах был встречен коэзит (Milledge, 1961), кривая образования которого на диаграммах располагается левее кривой образования алмаза, т. е. по диаграмме коэзит должен был образовываться при меньших температуре и давлении, чем алмаз. Однако, несмотря на тщательные поиски, коэзит в кимберлитах не найден. Исходя из этого, можно полагать, что кривая образования естественных алмазов располагается левее кривой кристаллизации коэзита, а следовательно, необходимо допустить, что естественные алмазы образуются при меньших температурах и давлениях, чем искусственные и коэзит.

V. S. TROFIMOV

### THE GEOLOGICAL CONDITIONS OF THE ORIGIN OF DIAMONDS IN KIMBERLITES

(Summary)

The kimberlites are determined as the only industrial primary deposits of diamonds. They represent the derivatives of the ultra-basic magma with alkaline inclination distributed within the ancient platform, being the product of the partial melting of the peridotite belt of the Earth crust.

The manifestations of this magma are adapted to deep faults not affecting the wholeness of the sedimentary cover of platforms. In its vertical movement this peridotite magma makes use of the individual canals within the faults. When the magma reached the impermeable sedimentary cover she form the temporary intermediate centres of the peridotite magma at the depth up to 3—4 km. from the existing surface of the Earth. The periodic entrance of some portions of melt magma into intermediate centers determines the growth of pressure within them, it also regulates the sequence of the formation of separate minerals, such as diamonds and pyropes. Further in intermediate centres partial processes of the magma differentiation into ultra-basic and alkaline melts take place; as well as the processes of the assimilation of wall rocks and their xenoliths by the magma, the latter being enriched by the SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and alkalines. As a result the primary peridotite magma acquires a hybrid character.

When the critical pressures being attained in intermediate centres, the explosion takes place, the formation of jointing and cavities filled up the brecciated material and the cementation of this material by the magma squeezed from the intermediate centre—occur. As a result there come into being veins, dykes and pipes filled up by kimberlites themselves or by kimberlite tuff-breccia with igneous or clastic cement.

The diamonds are present in kimberlite rocks as phenocrysts xenocrysts and enclosed into xenoliths of eclogite-like rocks. The distribution of diamonds in kimberlites is rather irregular, the diamond content tends to diminish with the depth. There exists a number of completely barren kimberlites. This is accounted by:

a) the pressure in the intermediate center insufficient for the crystallization of carbon into diamond;

- b) the specific features of the chemical composition of individual centres;  
 c) deep erosive section of the kimberlite bodies exposing their barren sections, etc.  
 The diamonds in kimberlites originate on account of the juvenile carbon dioxide and on a less scale on account of the graphite of the xenoliths of the crystalline schists. The conditions of the formation of natural diamonds are very close to the conditions of their synthesis.  
 However natural diamonds probably originate under conditions of lower pressure and temperature as compared with synthetic ones.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бобрневич А. П., Соболев В. С. Эклогитизация пироксеновых кристаллических сланцев архейского комплекса. Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, ч. 86, вып. 1, 1957.  
 Васильев А. В., Ковальский В. В., Черский Н. В. Проблема происхождения алмазов. Якутск, 1961.  
 Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ НКТП, 1936.  
 Ефимов И. А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских породах Кокчетавского массива (Центральный Казахстан). Тр. КазИМС, вып. 5, 1961.  
 Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультраосновных пород. Уч. зап. Лен. ун-та, № 312, сер. геол. наук, вып. 13, 1962.  
 Лебедев А. П. Некоторые проблемы петрологии коренных алмазоносных пород в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 11.  
 Немилова А. В. О синтезе алмазов. Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, ч. 89, вып. 4, 1960.  
 Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1 и 3.  
 Петров В. С. Генетическая связь алмазов с карбонатами кимберлитов. Вест. МГУ, сер. геол., 1959, № 2.  
 Соболев В. С. Условия образования месторождений алмазов. «Геология и геофизика», 1960, № 1.  
 Трофимов В. С. Современные представления о генезисе алмаза. «Советская геология», 1940, № 4.  
 Трофимов В. С. Углеродсодержащие перидотиты района села Калгачиха Архангельской области. Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, вып. 6.  
 Шейнманн Ю. М. Формация ультраосновных щелочных пород. В сб.: «Геология месторождений редких элементов», вып. 12—13, 1961.  
 Milledge H. J. Coesite as an inclusion in G. E. C. synthetic diamonds. Natur. No. 190, 1961.  
 Du-Toit A. L. The geology of South Africa. London, 1954.  
 Wagner P. A. Die diamantfuhrenden gesteine Sud Africas. Berlin, 1909.  
 Williams A. F. Genesis of diamond. Vol. 2, London, 1932.

И. Я. НЕКРАСОВ

**ЗАВИСИМОСТЬ ТИПА ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОТ УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР)**

Во многих классических работах, посвященных рассмотрению условий образования эндогенных месторождений, изменение минерального состава рудных тел объясняется главным образом постепенным снижением температуры рудоносных растворов при взаимодействии с вмещающими породами (Эммонс, 1937; Lindgren, 1933 и др.). В классификации Линдгрена и уточненных схемах других авторов (Грейтон, 1937; Niggli, 1941; Татаринов и Бетехтин, 1946 и др.) приведены подразделения месторождений на три или четыре разнотемпературные группы; фактору глубинности обычно уделяется мало внимания.

М. А. Усов (1933), а позднее П. Ниггли (1941), Г. Шнейдерхён (1958), П. М. Татаринов (1955) и другие пытались расчленить гидротермальные месторождения в зависимости от глубины залегания источника рудоносных растворов. При этом очевидным считалось существование генетической связи с теми гранитоидными интрузивами, которые вскрыты современной поверхностью. Так, М. А. Усовым первоначально были выделены в зависимости от связи с магматическими источниками месторождения трех фаций глубинности: абиссальной, гипабиссальной и эффузивной. Затем он пришел к выводу о существовании месторождений только двух последних фаций. В абиссальных условиях, по представлениям М. А. Усова, формирование гидротермальных месторождений не происходит, а образуются гранитные магмы.

Изучение гидротермальных месторождений на северо-востоке Якутии в сравнительно молодой (мезозойской) Верхояно-Чукотской складчатой области показало, что характер их связи с гранитоидами сложнее, чем представлялось ранее. Чаще всего эндогенные месторождения генетически не связаны с интрузивами гранитоидов, выходящих на современную поверхность в пределах или вблизи рудных полей. Другими словами, источник рудоносных растворов располагается в этих случаях на тех же глубинах, что и первичные магматические очаги. Поэтому для понимания зависимости типа оруденения от глубины отложения руд необходимо уточнить наши представления о способе и месте отделения рудоносных растворов и механизме насыщения их металлами.

На Северо-Востоке СССР по способу отложения минеральных ассоциаций выделяются пегматитовые, скарновые, грейзеновые и жильные оловорудные месторождения. Оловоносные пегматиты развиты незначительно и локализованы в пределах тех же рудных полей, где широко распространены касситерито-кварцевые жилы и грейзены; последние на некоторых оловорудных месторождениях (Одинокое, Кестерское) образуют самостоятельный тип оловянного оруденения. Оловоносные

сульфидные тела в известковых и магнезиальных скарнах также имеют подчиненное значение. Преобладающее развитие получили жильные месторождения, среди которых по минеральному составу различаются касситерито-кварцевая и касситерито-сульфидная формации.

Геологическое положение, минеральный состав и строение рудных тел оловорудных месторождений Северо-Востока СССР с достаточной полнотой освещены в литературе С. С. Смирновым (1941, 1945), В. Т. Матвеевко (1960а, 1960б), Б. Л. Флеровым (1960), В. В. Еловских (1956, 1961) и др. Все исследователи отмечают, что оловорудные месторождения пегматитового, грейзенового и скарнового типов, а также касситерито-кварцевой формации генетически связаны с верхнеюрскими — нижнемеловыми нормальными гранитами и аляскитами батолитоподобных интрузивов, сформированных на глубинах 2—5 км. Касситерито-сульфидные месторождения связываются обычно с предположительно верхнемеловыми гранитоидами повышенной основности (Смирнов, 1941) или с их конечными дифференциатами — аляскитами и андезиновыми гранитами. Во многих случаях в непосредственной близости от рудных полей интрузивы гранитоидов вообще отсутствуют, но широко распространены дайки диорит-порфириров и лампрофириров, которые часто взаимно пересекаются с касситерито-сульфидными рудными телами. Лабораторные определения указывают на близость абсолютного возраста сульфидного оруденения и пород дайковой формации.

До 1961 г. автор придерживался тех же взглядов по вопросу генетической связи оловянного оруденения с магматическими породами, что и указанные выше исследователи (Некрасов, 1959; 1960; 1961). В 1961 г., анализируя новые данные о взаимоотношении оловянного оруденения с магматическими породами, автором было высказано положение о парагенетической связи касситерито-кварцевых месторождений с интрузивами гранитоидов, а касситерито-сульфидных — с дайками диорит-порфирировой — лампрофирировой серии (Некрасов, 1963б). В настоящей работе предпринята попытка дальнейшего развития этой идеи, не претендующая на исчерпывающее решение вопроса.

#### О глубине и месте отделения рудоносных растворов и источнике олова в них

Не затрагивая дискуссионного вопроса о механизме рождения гранитных магм, мы ограничимся ссылкой на известное положение, что в складчатых областях они могут возникать палингенным путем, т. е. за счет переплавления осадочного материала на сравнительно небольших глубинах (порядка 10—15 км) в зонах долгоживущих глубинных разломов (Люстих, 1961; Шахов, 1956 и др.). Возникшая в глубинных участках зон разломов магма в последующие периоды тектонической деятельности может неоднократно перемещаться в верхние горизонты земной коры, где образуются локальные очаги и происходит кристаллизация расплава (Шахов, 1962; Кузнецов, 1962 и др.).

Трудность решения вопроса о связи оруденения с магматическими породами состоит в определении места отделения рудоносных растворов и условий, при которых они могут обогащаться металлами. Иными словами, важным является решение проблемы — выделены рудоносные растворы и металлы из глубинного очага или отщеплены от магмы локальных очагов, а металлы извлечены из расплава или уже раскристаллизованных гранитоидов, как это отмечалось В. Л. Барсуковым (1957), И. Я. Некрасовым (1961, 1962) и др.

Процесс формирования глубинных магматических очагов сопровождается длительным выделением летучих компонентов, которые

содержались в исходных осадочных и метаморфических породах, подвергшихся палингенезу. При продвижении в верхние горизонты они смешиваются с инфильтрационными вадозными водами и проходят через гранитную магму локальных очагов. Магма этих очагов, подобно расплавленному металлу, длительный период могла служить хорошим проводником для проникновения летучих компонентов, вместе с которыми поступает и часть металлов, в том числе олово. Однако количество металлов, перемещаемых из глубинных очагов вместе с другими летучими компонентами, незначительно по сравнению с количеством, которое содержит родоначальная гранитная магма. На основании экспериментальных данных Л. Н. Овчинников (1959) и ряд других исследователей отмечают, что из расплавов в газовой-жидкие растворы может поступать лишь небольшая часть металлов, содержащихся в магме в виде атомов. Металлы, находящиеся в магме в виде ионов, рассеиваются в кристаллизующихся породах, т. е. входят в виде элементов-примесей в кристаллическую решетку породообразующих минералов.

Таблица 1

Средние содержания олова в мезозойских гранитоидах и неизмененных осадочных породах северо-восточной Якутии

Порода	Количество анализов	Средние содержания олова, г/т
Кварцевые биотит-роговообманково-пироксеновые диориты . . . . .	12	9
Роговообманково-биотитовые гранодиориты . . . . .	27	6
Биотитовые адамеллиты . . . . .	7	5
Среднезернистые порфиroidные биотитовые граниты . . . . .	214	3
Мелкозернистые биотитовые граниты . . . . .	43	4
Аляскитовые двуслюдяные граниты и аляскиты . . . . .	32	8
Биотитовые гранит-порфиры . . . . .	16	4
Кварцевые порфиры краевых частей гранитных интрузивов . . . . .	9	2,3
Аплиты . . . . .	37	11
Алевролиты . . . . .	12	4
Глинистые сланцы . . . . .	7	4,5
Известняки и доломиты . . . . .	17	Не обнар.

Примечание. Анализу подверглись гранитоиды главнейших интрузивов из хребтов Полоусного, Улахан-Сис, Тас-Хаяхта и Селенняхского кряжа (коллекция автора), хр. Черского и междуручья рек Яны и Адычи (коллекция Г. Г. Кухтинского). Анализы выполнялись в лаборатории геохимии Якутского филиала СО АН СССР Л. С. Сукневой.

Остывание и кристаллизация гранитной магмы в локальных очагах протекают довольно длительный период. Потоки газовой-жидких растворов, типа сквозьмагматических в понимании Д. С. Коржинского (1952), проходящие через гранитоиды краевых частей еще не остывших интрузивов, способны выщелачивать металлы из решеток первичных минералов при их замещении вторичными. Изучение особенностей распределения олова в различных интрузивах, выполненное нами для обширной территории северо-восточной Якутии, показало, что все гранитоиды являются потенциально оловоносными. Содержание олова

в гранитоидах, не подвергшихся постмагматическому изменению, колеблется в сравнительно небольших пределах от 2 до 5 г/т (табл. 1). Отчетливой зависимости содержания олова от химического состава пород, в частности от содержания в них таких компонентов, как  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O+K_2O$ ,  $SiO_2$  и т. д., не устанавливается, хотя для других районов это отмечается С. Д. Поповым (для Забайкалья и др.), В. Л. Барсуковым (для Калбинского района), М. Г. Руб (для Приханкайского района Приморья) и т. д. В гибридных гранитоидах, возникающих в результате частичной ассимиляции сланцево-песчаниковых пород, содержание олова обычно резко возрастает (в 2—5 раз) и составляет 10—15 г/т. При магматическом замещении карбонатных пород (известняков и доломитов) содержание олова в щелочных гранитоидах снижается (менее 0,0002%).

Таблица 2

Зависимость содержания олова в биотитах из гранитоидов от их общей железистости

№ образца	Порода	Содержание, г/т	f, %
112	Адамеллит	24	58,3
312	Аляскитовый гранит	48	58,4
107	Гранодиорит	28	59,1
16	Среднезернистый гранит	43	59,7
52	"	52	61,3
12	Аплитовидный двуслюдяной гранит	110	62,6
017	Среднезернистый гранит	160	65,0
5	Мелкозернистый гранит	220	66,4
318	Среднезернистый гранит	230	67,5
014	"	280	68,8
24	Гранодиорит	340	72,0

Примечание. Образцы гранитоидов взяты с хр. Полоусного (северо-восточная Якутия) из интрузивов: 107 и 112—Илин-Эмнекенского, 24—Бакынского, 52,5 и 12—Омчикандинского, 318 и 312—Такалканского, 16—Кере-Юряхского, 014 и 017—Восточно-Полоусненского. Определения олова выполнены в лаборатории геохимии Якутского филиала СО АН СССР Л. С. Сукневой.

Основным минералом-концентратором олова в гранитоидах является биотит (табл. 2), в котором содержание олова колеблется от 25 до 350 г/т. Преобладают биотиты с содержанием олова от 30 до 80 г/т. В ряде советских и зарубежных работ показано, что Sn в биотите изоморфно замещает  $Fe^{3+}$  (Щербина, 1947; Барсуков, 1957; Borchert und Durbek, 1960 и др.). Поэтому содержание олова в неизменных биотитах возрастает пропорционально увеличению их общей железистости. Вопрос о зависимости (f) содержания олова от общей железистости биотитов уже частично рассматривался нами (Некрасов, 1961) на примере гранитоидов наиболее типовых интрузивов различных районов Верхояно-Чукотской складчатой области.

Наибольшее количество олова в гибридных гранитоидах заключено в роговых обманках (от 8 до 15 г/т) и пироксенах (10—15 г/т), содержание которых обычно небольшое.

Под воздействием сквозьмагматических растворов граниты на обширных площадях, особенно в куполовидных выступах, подвергаются постмагматическому замещению. При этом калишпат замещается сначала альбитом и кварцем, а затем серицитом, а биотит хлоритизируется или мусковитизируется. Замещение первичных минералов

вторичными связано с высвобождением изоморфно входящих в них элементов-примесей и выносом их из породы щелочными растворами. Мусковитизированные биотиты обычно содержат незначительное количество олова, кобальта и других металлов (Некрасов, 1961; Некрасов и Гамянин, 1962; Барсуков, 1957 и др.), а мусковиты из гранитов, как правило, стерильны в отношении олова.

Мощность зоны выщелоченных двуслюдяных или альбито-мусковитовых гранитов, залегающих под оловоносными грейзенами или непосредственно под роговиками, достигает в ряде интрузивов Верхояно-Чукотской складчатой области 150 м (100 м по данным бурения в Депутатском и 150 м в Такалканском интрузивах), а их объем измеряется десятками и сотнями миллиардов тонн. Простые расчеты баланса олова, содержащегося в неизмененных гранитах и в месторождениях грейзенового типа и касситерито-кварцевой формации, показывают, что источником олова могут служить уже раскристаллизованные, но еще не остывшие интрузивы, сформированные на средних глубинах. Определенное количество олова, безусловно, привнесется в месторождения из более глубоких горизонтов, но учесть соотношение выщелоченного из гранитов и привнесенного металла трудно.

Извлечение большого количества олова и других металлов из гранитоидов может происходить только в условиях длительного остывания интрузивов, через которые перемещаются сквозьмагматические поровые растворы. Это имеет место на средних глубинах (2—5 км), где значение градиента давления длительный период сохраняется небольшим. Обмен компонентами между гранитоидами краевых частей интрузивов и сквозьмагматическими поровыми растворами, а также перемещение последних осуществляется в этих условиях главным образом посредством диффузии. Как известно, в случае диффузного перемещения компонентов, выщелачивание металлов из пород происходит при условии непрерывного понижения их концентрации в поровых растворах, поэтому мощность зоны выщелачивания прямо пропорциональна длительности периода циркуляции сквозьмагматических растворов, которая в свою очередь, зависит от глубины остывания интрузива.

Точно такая же зависимость существует между мощностью рудоносной зоны, т. е. зоны распространения кварцевых жил, околожильных или площадных грейзенов и пегматитов с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, бериллом, амблигонитом и другими минералами и глубиной становления интрузива. Этот фактор, вероятно, является определяющим при формировании рудных тел (жил и грейзенов) с устойчивым минеральным составом на значительных отрезках по вертикали. В условиях средних глубин обычно образуются грейзеновые и жильные (касситерито-кварцевой формации) оловорудные месторождения, локализованные в краевых частях гранитных интрузивов или в роговиках экзоконтактной зоны.

На месторождениях, в пределах которых магматический цикл завершается формированием гранитов и аляскитов, состав рудных тел существенно касситерито-кварцевый (в гранитоидах) или касситерит-турмалиново-кварцевый (в сланцево-песчаниковой толще над куполами гранитных интрузивов). На тех месторождениях, в пределах или вблизи которых, кроме гранитов, широко развиты более поздние магматические породы дайковой формации диорит-порфиритового — лампрофирового состава, на касситерито-кварцевые руды наложены касситеритосульфидные (пирротиновые, арсенопиритовые или галенит-сфалеритовые). В ряде оловорудных месторождений минеральные ассоциации касситерито-кварцевой стадии вообще отсутствуют (Курбанское, Укачилканское и др.), и рудные тела сложены в основном сульфидами (пирротин, сфалерит, галенит и т. д.) и карбонатами.

В пределах этих рудных полей или в непосредственной близости от них, как правило, отсутствуют выходы гранитов. Между дайками и рудными телами в касситерито-сульфидных месторождениях существует тесная пространственная связь и случаи их взаимопересечения обычны. Они описаны нами для Такалканского, Депутатского и Курбанского (хр. Полоусный) месторождений, Н. И. Ненашевым, Б. Л. Флеровым для Илин-Тасского, Бургачанского и др. (бассейн р. Яны) и Л. Н. Индолевым для ряда объектов Восточного Верхоянья.

Формирование даек диоритовых порфиритов — лампрофиров и рудных тел касситерито-сульфидного состава по времени значительно более позднее, чем образование касситерито-кварцевых жил, связанных с кристаллизацией гранитного расплава (на 30—50 млн. лет). Дайки и касситерито-сульфидные зоны дробления и жилы располагаются исключительно в поперечных по отношению к мезозойским складкам зонах долгоживущих разломов, в которых касситерито-кварцевые месторождения и интрузивы гранитов проявлены весьма слабо. Многие дайки проникали в верхние горизонты разрывных зон настолько высоко, что в ряде случаев могли достигать поверхности, поэтому облик пород в них нередко эффузивный. Проникновение диоритового расплава на столь высокие уровни зон дробления предопределило условия образования близповерхностных месторождений.

Касситерито-сульфидные месторождения образуются в зонах глубоких разломов на позднем этапе магматического цикла, когда вследствие интенсивного трещинообразования рудоносные растворы могут перемещаться главным образом путем инфильтрации. Отделение ювенильных растворов от магмы глубинного очага, вероятно, чередовалось с отщеплением небольших порций расплава повышенной основности, так как в долгоживущих зонах разломов периоды растяжения неоднократно сменялись периодами сжатия. Образование значительного числа даек (иногда десятки метров общей мощности на 100 м зоны разлома) способствовало проникновению растворов в верхние горизонты. Дайки нередко длительный период служили структурными проводниками растворов, поэтому на оловорудных месторождениях рудные тела часто следуют вдоль контактов диорит-порфиритов и лампрофиров.

На путях своего движения в верхние горизонты ювенильные растворы смешивались с вадозными водами, постоянно содержащимися в осадочных и магматических породах (Van-Hise, 1904; Набоко С. И., 1962 г.; Толстихин, 1962 и др.) на различных глубинах до 10 км. Большие объемы смешанных вадозных и ювенильных растворов, перемещаясь путем инфильтрации по ослабленным зонам, выщелачивали из вмещающих пород олово и другие металлы. Выщелачиванию подвергались в основном осадочные породы и дайки диоритовых порфиритов и лампрофиров. В некоторых разрывных зонах часть олова, вероятно, извлекалась из гранитоидов повышенной основности, имеющих здесь незначительное развитие. Анализы осадочных пород показывают, что содержание олова в них (см. табл. 1) не ниже, чем в гранитоидах (4—4,5 г/т). В неизмененных диоритовых порфиритах и лампрофирах содержание олова колеблется от 8 до 20 г/т, т. е. значительно выше, чем в гранитах. Эти же породы характеризуются высокой концентрацией железа и других компонентов, характерных для касситерито-сульфидных руд.

Таким образом, родоначальная гранитная магма, возникшая палингенным путем, была потенциально рудоносной в отношении олова и других металлов на обширных участках земной коры, характеризующихся общностью развития в пределах рассматриваемой складчатой области. Основной предпосылкой для образования гидротермальных месторождений олова и других металлов определенного генетического

типа является глубина и место отделения рудоносных растворов из магмы и способ перемещения рудных компонентов.

Предполагается, что на ранних стадиях магматической деятельности в зонах долгоживущих глубинных разломов (т. е. в период становления интрузивов) сквозьмагматические поровые растворы длительный период циркулировали через магму локальных очагов, извлекая металлы из гранитоидов раскристаллизованных краевых частей интрузивов. Обмен компонентами между гранитоидами и поровыми растворами осуществлялся в основном посредством диффузии. В этих условиях формировались месторождения грейзенового типа и касситерито-кварцевой малосульфидной формации.

На поздних стадиях эволюции глубинных магматических очагов, когда внедрения значительных масс гранитной магмы не происходило, а трещинообразование в зонах долгоживущих разломов многократно возобновлялось, рудоносные растворы могли отделяться непосредственно от магм глубинных очагов. В это время перемещение растворов и рудных компонентов происходило скорее всего путем инфильтрации. Источником олова, железа и других металлов являлись в основном вмещающие осадочно-метаморфические породы и отчасти дайки диорит-порфириново-лампрофировой серии.

#### Зависимость строения и состава рудных тел от глубины их формирования

Важность определения глубины формирования эндогенных месторождений отмечалась С. С. Смирновым (1946 г.), М. А. Усовым (1933), Г. Шнейдерхеном (1958), Е. Садецким-Кардошем (Szadeczky-Kardoss, 1957) и др. Для этого чаще всего используются стратиграфо-тектонические построения, позволяющие реставрировать поверхность земли в период рудообразования. Использование этого метода затруднительно в плохобнаженных рудных районах и на месторождениях со сложным тектоническим строением. Поэтому естественно стремление многих исследователей выработать косвенные критерии определения глубины формирования месторождений, в частности, по степени кристалличности магматических пород, вмещающих рудные тела, по интенсивности метаморфического изменения осадочных пород, по типу оруденения (пегматиты, например, принимаются как критерий больших, а скарны—средних глубин), по минералам-термометрам и т. д. Перспективным для этих целей представляется использование достижений геохимии, рассмотренное Е. Садецким-Кардошем (1957), А. Г. Бетехтиным (1955), Д. С. Коржинским (1955) и другими советскими и зарубежными (Бартон, 1962; Мезон, 1950) учеными.

Глубина образования хорошо эродированных или в достаточной степени вскрытых горными выработками месторождений олова и сопутствующих металлов Северо-Востока СССР (Депутатского, Полярного, Такалканского и др.) определялась нами на основании стратиграфо-тектонических построений с точностью  $\pm 100$  м. На различных месторождениях она варьирует от 0,6 до 3,5 км. Наибольшая глубина образования характерна для месторождений, располагающихся в небольших куполовидных выступах гранитных интрузивов, развитых в пределах окраинных горст-антиклинорий Колымского срединного массива (Матвеевко, 1960б). Минимальная глубина формирования рудных тел устанавливается на месторождениях, локализованных в поперечных ослабленных зонах, т. е. в участках интенсивного проникновения даек и малых интрузивов гранитоидов повышенной основности (Курбанское, Укачилканское и другие месторождения).

В отдельных оловорудных месторождениях вертикальный диапазон формирования рудных тел достигает 0,9 км (Депутатское, Лазо и др.), что позволяет проследить изменения морфологии и состава рудных тел с глубиной. Разница в глубине образования рудных тел в некоторых рудных узлах составляет иногда 2—2,5 км (Омчикандинский рудный узел с Полярным, Одиноким и Сантоонским месторождениями).

В среднеглубинных оловорудных месторождениях (2,5—3,5 км), парагенетически связанных с гранитными интрузивами, преобладающим типом оруденения являются кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, арсенопиритом и другими минералами, располагающиеся в контракционных трещинах куполовидных выступов гранитных интрузивов или в трещинах скола в метаморфизованной сланцево-песчаниковой толще вблизи (0,1—1 км) выходов гранитоидов. Кроме кварцевых жил, в сланцах и песчаниках или в гранодиоритах краевых частей интрузивов широко развиты касситерито-кварцево-турмалиновые жилы.

Жилы, залегающие в гранитах и аляскитах, обычно сопровождаются околожилными слюдяно-кварцево-топазовыми оловоносными грейзенами, которые являются составной частью мощных (до 10 м) рудных тел. В околожилных грейзенах ярко выражена инфильтрационная зональность, описанная во многих советских и зарубежных работах. Площадные оловоносные грейзены возникают только в тех куполовидных выступах гранитных интрузивов, которые проникают высоко во вмещающую толщу, т. е. в штоках гранит-порфиров и кварцевых порфиров, кристаллизующихся в близповерхностных условиях при быстром падении давлений, но постепенном снижении температуры.

Оловоносные пегматиты с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, монацитом, амблигонитом и другими рудными минералами имеют на Северо-Востоке СССР крайне подчиненное развитие. Они располагаются в апикальных частях гранитных интрузий на тех же глубинах, что и касситерито-кварцевые жилы. Пегматиты слагают линзовидные и шширообразные тела небольших размеров. Во многих интрузивах вместо пегматитов широко распространены миароловые пустоты, содержащие те же рудные минералы, что и пегматиты или кварцевые жилы. Гипсометрически граниты с миароловыми пустотами располагаются выше гранитов с пегматитами, т. е. эти образования характерны для месторождений меньших глубин, чем те, в которых развиты кварцевые жилы и околожилные оловоносные грейзены.

Характерными особенностями рудных тел и руд среднеглубинных оловорудных месторождений являются следующие: жильная форма рудных тел, массивные текстуры руд, крупные кристаллы рудных минералов (касситерит часто до 5 см, вольфрамит до 25 см, арсенопирит до 7 см) и, наконец, постоянство минерального состава на значительном интервале по вертикали. На многих месторождениях отчетливо проявлена зональность отложения в течение одной стадии минерализации. Переход от одной зоны к другой постепенный, изменения в минеральном составе рудных тел устанавливаются лишь при детальном минералогическом изучении.

Для близповерхностных оловорудных месторождений (0,6—2,0 км) характерны сложные, длительно формирующиеся минерализованные зоны дробления с брекчиевыми и друзовыми текстурами руд. В незначительной степени по гранит-порфирам и кварцевым порфирам, слагающим небольшие штоки и дайки, развиты оловоносные площадные грейзены, возникающие в условиях быстрого охлаждения пород еще до образования в них контракционных трещин. На близповерхностных месторождениях широко распространены телескопированные рудные тела, образующиеся в условиях резкого падения давления при незна-

чительном постепенном снижении температуры. Этой же причиной вызвано образование колломорфных и криптокристаллических структур (касситерита, кварца, флюорита, иногда метельчатого и радиально-лучистого топаза и других минералов).

Как характерный признак отложения руд в близповерхностных условиях наблюдается широкое развитие структур разведания и замещения, что отмечалось Р. Ниггли (Niggli, 1929), Ф. Н. Шаховым (1962) и др. Для оловорудных месторождений Северо-Востока СССР такие структуры описаны автором (Некрасов, 1960, 1961), В. В. Ивановым (1961 г.) и другими исследователями. Наиболее часто в оловянных рудах устанавливаются случаи гипогенного замещения карбонатов сфалеритом, станнином, буланжеритом и франкеитом. Обычны случаи разведания ранних устойчивых минералов (кварца, турмалина и касситерита) сульфидами, сульфосолями и хлоритом, что происходит, вероятнее всего, в момент распада щелочных комплексов тяжелых металлов в условиях резкого снижения их растворимости и устойчивости в растворах в результате резкого падения давления. Не случайным является широкое развитие в месторождениях малых глубин тонкоиглольчатого касситерита, часть которого образуется вблизи поверхности путем разложения сульфостаннатов, в частности тиллита (Радкевич, 1959) и станнина (Некрасов, 1960), под воздействием кислорода вадозных вод, смешивающихся в трещиноватых зонах с более глубинными рудоносными растворами.

Минеральный состав руд этих месторождений обычно весьма пестрый. В пределах сравнительно небольших отрезков рудных тел (в плане и разрезе) можно встретить ассоциации таких разнотемпературных минералов, как магнетит и сульфосоли свинца, сурьмы, висмута и серебра или сульфостаннаты (джемсонит, валлериит, тиллит, франкеит и др.), пирротин, касситерит и галенит и т. д.

На близповерхностных оловорудных месторождениях Северо-Востока СССР, Приморья и Приамурья хорошо проявлена пульсационная зональность рудных полей и рудных тел, на что впервые обратил внимание С. С. Смирнов (1937 г., 1941). Наиболее отчетливо выражена прямая горизонтальная зональность рудных полей, когда в центре располагаются рудные тела с минеральными ассоциациями ранних стадий (касситерит-кварцево-турмалиновые), а на периферии — тела с минеральными ассоциациями поздних стадий (кварц-карбонатно-сульфидные). Причины возникновения пульсационной зональности рудных полей и рудных тел были рассмотрены С. С. Смирновым (1937 г.), В. И. Смирновым (1957) и др.

Приведенные выше различия в строении и составе рудных тел среднеглубинных и близповерхностных оловорудных месторождений, естественно, не являются исчерпывающими и должны пополняться по мере изучения данного вопроса.

I. Ya. NEKRASOV

DEPENDENCE OF TYPE OF TIN MINERALISATION ON CONDITIONS  
OF FORMATION OF MAGMATIC ROCKS  
(AS EVIDENCED BY TIN DEPOSITS OF THE NORTH-EAST OF THE USSR)

(Summary)

Tin deposits, granitoid intrusives and numerous dikes of diorite-lamprophyric series in the North-East of the USSR and other ore-petrographic provinces of the Pacific Belt are localized in the zones of regional permanent fractures. The latter reach basements of folded structures where, as it is known, granitic magmas may originate due to palingenesis (at the depth of 10—15 km). Within great areas of folding original magma of deep-seated foci is potentially metal-bearing for certain elements. In subse-

quent periods of tectonic activity plingenic metal-bearing magma from deep-seated foci may move into upper levels (3—5 km) of folded structures where local foci (intrusives proper) arise. The formation of deep-seated and local magmatic foci is accompanied by the isolation of volatile components with which metals are transported. Volatile components and metals can be isolated directly from deep-seated and local foci.

The study of tin deposits of the North-East of the USSR demonstrated that the type of mineralization depends on the depth and place of isolation of ore-bearing solutions and the mode of their saturation with metals.

The majority of metals is preserved in the magma and dispersed in rock-forming minerals. A minor part of metals may be isolated directly from deep-seated foci with other volatile components. The enrichment of volatile components with metals takes place on their way to upper levels.

At an early stage of the evolution of deep-seated magmatic foci, that is during the formation of intrusives, the flows of volatile components pass through the magma of the local foci. For a long time the magma of the local foci serves as a good conductor for volatile components belonging to the type of transmagnetic pore solutions (according to D. S. Korzhinsky, 1952).

The favourable course of the process of the circulation of transmagnetic solutions through the magma of the local foci and the process of the extraction of tin and other metals from the granitoids of the marginal parts of the intrusives is possible with low pressure gradient, that is when fractures in the zone of middle depths (3—5 km) are weakly developed.

The principal mineral in which tin is concentrated is biotite containing from 20 up to 340 grams per ton. Not quite saturated with metals (tin and others) transmagnetic solutions are enriched with them in the process of interaction with the granitoids of the marginal parts of the intrusives (the replacement of biotite with muscovite, etc.). For example, tin content in unchanged biotite granites of the Verkhoyano-Chukotsky area of folding is 2—5 grams per ton, but in muscovitized varieties tin has not been revealed by analyses. Simple calculations show that when biotite is replaced with muscovite and chlorite the quantity of tin extracted by alkaline pore solutions is quite sufficient to form deposits. With a low pressure gradient the transportation of tin and other metals in transmagnetic pore solutions is performed mostly by means of diffusion.

When there are no big tectonic fractures in the zones of cooling of local foci, ore deposition usually occurs in contraction fractures. Cassiterite-quartz middle-deep deposits belonging to pegmatite, greisen and vein types are formed under such conditions. Tin deposits of middle depths are characterized by: vein-shaped ore bodies; massive structures of ores; big crystals of ore minerals growing under the conditions of the slow circulation of unsaturated solutions; constancy of mineral composition for big distances down the dip and zoning of deposition.

At a later stage of the evolution of magmatic foci there occurs no emplacement of big masses of granitic magmas. The formation of dikes and cassiterite-sulphide bodies which took place during this period happened much later (30—50 million years) than the emplacement of granitoid intrusives. As a result of numerous tectonic shifts in the zones of deep fractures of considerably consolidated areas of folding periods of dilatation are replaced by periods of contraction. This causes the alternation of the emplacement of diorite-lamprophyre fusion and of the isolation of ore-bearing solutions.

The isolation of ore-bearing solutions takes place directly from deep-seated foci. For a considerable period dikes are their structural conductors. On the way to the upper levels of the areas of folding juvenile waters get mixed with subsurface waters. Big volumes of these mixed hot solutions can leach tin and other metals (particularly iron) from sedimentary rocks and lamprophyres. Tin content in unchanged slate and sandstones of the Verkhoyano-Chukotsky area of folding is 4—4.5 grams per ton, and in the dike rocks it is 10—15 grams per ton. The transportation of ore components in solutions in this case is performed by means of infiltration along the system of numerous fractures.

The deposition of minerals from ore-bearing solutions takes place in the zones of intensive jointing at small depths (0.6—2.5 km). Cassiterite-sulphide deposits localized at small depths are characterized by complex mineralized zones of crushing with breccia or druse structures, colloform and cryptocrystalline textures of ores which arise with a sharp drop of pressure. Textures of corrosion and replacement of some minerals by others are common. Such resistant minerals as quartz, tourmaline and others are replaced by sulphides, sulphosalts and chlorite. Many ore bodies are telescoped, their mineral composition is rather complicated changing with small intervals. Horizontal pulsation zoning is clearly apparent.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.

- Бартон П. Б. Химическая обстановка рудоотложения и проблема переноса рудообразующих элементов при низкой температуре. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1962.
- Барсуков В. Л. К геохимии олова. «Геохимия», 1957, № 1.
- Грейтон Л. С. Гидротермальные глубинные зоны. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США», Изд. ОНТИ, 1937.
- Еловских В. В. Геология и полезные ископаемые Дербек-Нельгехинской рудной зоны. Тр. ЯФАН СССР, сер. геол., 1956, № 3.
- Еловских В. В. Условия образования месторождений Бургавли-Чалбынской оловорудной зоны. Материалы по геол. и полез. ископ. ЯАССР, вып. VIII, 1961.
- Коржинский Д. С. Гранитизация как магматическое замещение. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 2.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд. АН СССР, 1955.
- Кузнецов Ю. А. Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон. «Геология и геофизика», 1962, № 10.
- Люстих Е. Н. Гипотеза дифференциации земной оболочки и геотектонические обобщения. «Советская геология», 1961, № 6.
- Матвеевко В. Т. Основные черты эндогенной металлогении Магаданской области. Тр. ВНИИ-1, Геология, вып. 61. Магадан, 1960а.
- Матвеевко В. Т. Очерк эндогенной металлогении Северо-Востока СССР. Тр. ВНИИ-1, Геология, вып. 64. Магадан, 1960б.
- Мезон Б. Окисление и восстановление в геохимии. В сб.: «Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии». Изд-во иностр. лит., 1950.
- Некрасов И. Я. Генетические типы оловорудных месторождений хребта Полоусного и Селенняхского кряжа. «Геология рудных месторождений», 1959, № 1.
- Некрасов И. Я. Об олово-вольфрамовом оруденении в Полоусненском рудном районе. Тр. ЯФАН СССР, вып. 7. Якутск, 1960.
- Некрасов И. Я. Об условиях образования некоторых оловорудных месторождений северо-восточной Якутии. «Геология рудных месторождений», 1961, № 3.
- Некрасов И. Я. Первичная зональность в рудных месторождениях северо-восточной Якутии. В сб., посвящ. памяти О. Д. Левицкого. Госгеолтехиздат, 1963а.
- Некрасов И. Я. О причине возникновения пульсационной зональности на оловорудных месторождениях северо-восточной Якутии. В сб.: «Проблемы постмагматического рудообразования». Прага, 1963б.
- Некрасов И. Я., Гамянин Г. Н. О минеральных ассоциациях и условиях образования кобальтовых месторождений северо-восточной Якутии. «Геология рудных месторождений», 1962, № 6.
- Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматического рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 4.
- Радкевич Е. А. О сульфостаннатах в касситеритово-сульфидном Синангинском месторождении. Тр. ИГН АН СССР, вып. 18, 1959.
- Смирнов С. С. Об оловянно-вольфрамовом оруденении Востока СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 6.
- Смирнов С. С. Систематика магматогенных рудных месторождений. П. Ниггли (рецензия). Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.
- Смирнов С. С., Дубовик М. М. и др. Минералогический очерк Яно-Адычанского района. Тр. ИГН АН СССР, вып. 46, мин.-геохим. сер., № 9, 1941.
- Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 3.
- Татаринов П. М. Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.
- Татаринов П. М., Бетехтин А. Г. и др. Курс месторождений полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1946.
- Толстихин О. Н. Некоторые вопросы формирования ювенильных вод складчатых областей. Материалы по геол. и полез. ископ. ЯАССР, вып. X. Якутск, 1962.
- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Томск, 1933.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Флеров Б. Л. Особенности структуры, магматизма и минерализации Куйгинской зоны разлома. Тр. ЯФАН СССР, вып. 7. Якутск, 1960.
- Шахов Ф. Н. К вопросу о происхождении гранитных магм. Минералог. сб. Львовск. геол. о-ва, № 10, 1956.
- Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Шахов Ф. Н. Генезис месторождений ферберитовых руд района В. Рачи (Закавказье). Изв. Томск. индустр. ин-та, т. 62, вып. 1, 1961.
- Шахов Ф. Н. Принципы систематики эндогенных рудных месторождений. «Геология и геофизика», 1962, № 10.
- Щербина В. В. Геохимия олова. В кн.: «Геология олова». Тр. ИГН АН СССР, вып. 82, сер. рудн. месторожд., 1947.

Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США». Изд. ОНТИ, М., 1937.

Borchert H. und Dybek J. Geochemie des Zinns. Chemie der Erde, 3 Heft, Jena, 1960.

Lindgren W. Mineral Deposits. N. Y., 1933.

Niggli P. Ore Deposits of Magmatic Origin their Genesis and Natural Classification. London, 1929.

Niggli P. Die Sistematik der magmatischen Erzlagerstätten. Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., vol. 21, 1941.

Van-Hise C. R. A Treatise on Metamorphism. U. S. Geol. Survey. Monogr., vol. XLVII, 1904.

Szadeczky-Kardoss E. On the determination of the depth of crystallization of igneous rocks and magmatic ore deposits. Acta geol. Acad. hung., No. 3—4, 1957.

---

Ф. В. ЧУХРОВ, Л. П. ЕРМИЛОВА

## О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНОВОЙ И ВОЛЬФРАМОВОЙ ФОРМАЦИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Центральный Казахстан представляет обширную территорию, на которой имеются многочисленные месторождения полезных ископаемых, в значительной части генетически связанные с магмой. В большой группе магматогенных месторождений видное место занимают месторождения молибдена и вольфрама, приуроченные к эндо- и экзоконтактным зонам палеозойских (преимущественно герцинских) гранитных массивов. Для этих месторождений характерны выдержанные протяженные жилы или штокверки; в некоторых месторождениях представлены те и другие. Месторождения эндоконтактных зон приурочены к краевым или верхним частям гранитных массивов.

### Локализация и возрастное соотношение месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций

В Центральном Казахстане жилы и прожилки молибденовой и вольфрамовой формаций часто наблюдаются в пределах одного и того же месторождения или рудного поля. В некоторых месторождениях жилы обеих формаций залегают в гранитном массиве (Восточно-Коунрадское месторождение) и не выходят за его пределы — в экзоконтактную зону. В ряде месторождений жилы и прожилки молибденовой формации залегают в гранитном массиве, а жилы и прожилки вольфрамовой формации — в породах экзоконтактной зоны (Узун-Булак) или, наоборот (Кара-Оба). Наблюдаются также переходы жил из гранитов в породы экзоконтакта (Акчатау). Пространственное разобщение молибденово- и вольфрамоворудных тел наблюдается и в других районах СССР, например, в Джидинском рудном поле в Забайкалье.

Причиной различий в локализации рудных тел молибденовой и вольфрамовой формаций следует считать особенности истории трещинообразования в различных частях месторождений или рудных полей.

В тех случаях, когда жилы или прожилки молибденовой и вольфрамовой формаций находятся в одних и тех же участках, несомненным является более ранний возраст жил и прожилков молибденовой формации. Это отчетливо устанавливается по пересечению жил, которое, например, наблюдалось в месторождениях Шеелитовом (Бедров, 1961), Караобинском, Коктынкуль (рис. 1) и др. Такие же соотношения между жилами молибденовой и вольфрамовой формаций отмечены в литературе для Юго-Коневского месторождения на Урале (Бонштедт-Куплетская, 1943), для известного месторождения Клаймакс в США (Vanderwilt, King, 1955) и др.

Разновременность образования рудных жил и прожилков молибденовой и вольфрамовой формаций отражает закономерное различие в составе выделяемых из магмы рудоносных растворов в разные стадии магматического процесса.

### Рудные жилы и дайки изверженных пород

В Восточно-Коунрадском месторождении рудные жилы образовались позже даек изверженных пород. В Караобинском месторождении отчетливо устанавливается пересечение жил молибденовой формации дайками аплита и гранит-порфира, которые являются более ранними, чем жилы и прожилки вольфрамовой формации. В месторождении Коктынкуль установлено пересечение дайками диоритового порфирита кварцевых прожилков вольфрамовой формации (рис. 2). Для ряда месторождений Центрального Казахстана данные о взаимоотношении даек и рудных жил приведены в работе Г. Н. Щербы (1960). Образование даек изверженных пород после рудных жил, залегающих в гранитных интрузивах или их экзоконтактных зонах, является, прежде всего, ярким доказательством генетической связи ору-

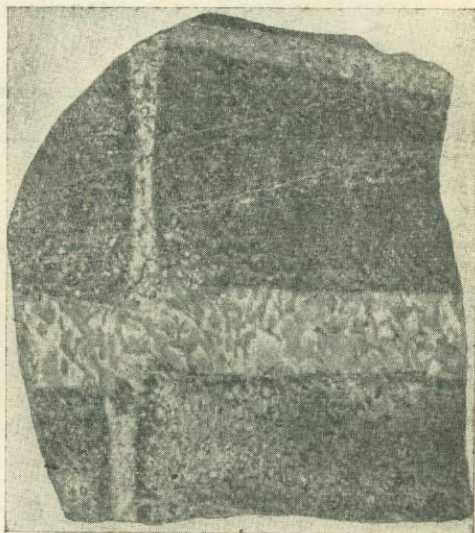


Рис. 1. Пересечение полевошпато-кварцевого прожилка молибденовой формации более мощным кварцевым прожилком вольфрамовой формации. Месторождение Коктынкуль. Natur. вел.

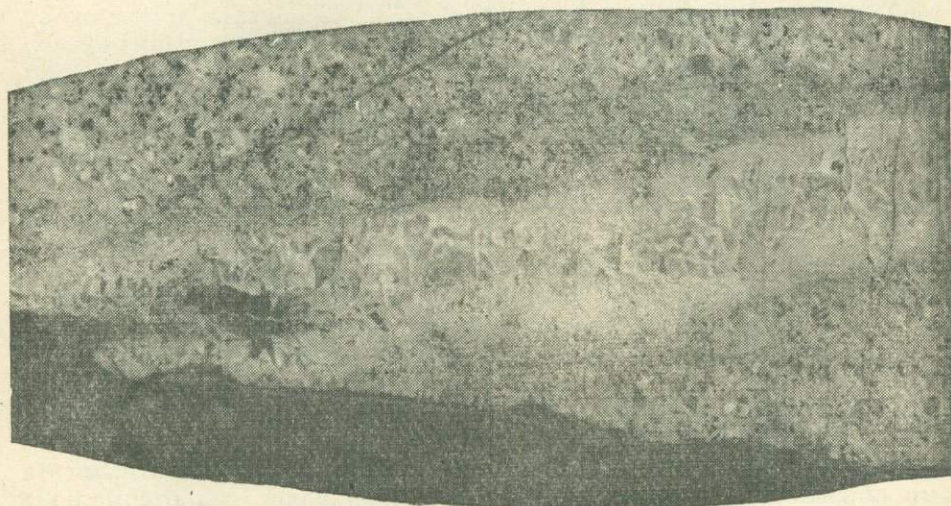


Рис. 2. Пересечение жилкой диоритового порфирита (черное) кварцевого прожилка вольфрамовой формации. Месторождение Коктынкуль

денения с формированием интрузивов; как рудоносные растворы, так и магму, давшую граниты, можно считать происходящими из одной и той же родоначальной магматической массы более глубоких частей земной коры.

### О пульсационном характере формирования месторождений

Формирование многих месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций в Центральном Казахстане носило пульсационный характер и может быть разделено на ряд этапов (табл. 1).

Таблица 1

Последовательность формирования месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана

Восточно-Коунрадское рудное поле	Караобинское рудное поле	Месторождение Коктынкуль	Месторождение Акмая
Жилы массивного кварца с молибденитом	Обособления магнетита с хлоритом	Прожилки и линзы кварца с биотитом, хлоритом и рутилом	Кварцевые жилы с вольфрамитом
Полосчатые кварцевые прожилки и жилы, местами с молибденитом или вольфрамитом	Жилы массивного кварца с молибденитом	Полевошпатовые прожилки	Халькопиритопирротиновые прожилки
Жилы массивного кварца с вольфрамитом	Жилы массивного кварца с вольфрамитом	Кварцевые прожилки с молибденитом	Существенно хлоритовые прожилки
Прожилки белого друзового кварца	Полосчатые кварцевые жилы с вольфрамитом	Полевошпатовые прожилки с кварцем и апатитом	Безрудные кварцевые прожилки
Прожилки цеолитов и кальцита	Прожилки калиевого полевого шпата	Кварцевые и кварцево-полевошпатовые прожилки с молибденитом	Прожилки цеолитов, апофиллита, таумасита, кальцита
	Флюоритовые жилы	Кварцевые прожилки с вольфрамитом	
	Прожилки гребенчатого кварца	Кварцевые прожилки с пиритом, халькопиритом	
	Прожилки роговикового кварца		
	Прожилки цеолитов и кальцита	Прожилки полосчатого кварца с вольфрамитом	
		Прожилки анкерита и барита с сульфидами	
		Прожилки гребенчатого кварца с хлоритом	
		Прожилки цеолитов, кальцита, ангидрита	

Многоэтапность формирования, обусловленная многократными этапами образования трещин, в которые проникали гидротермальные растворы, характерна для многих жильных и штокверковых месторождений Центрального Казахстана. Имеются также месторождения и рудные тела, формирование которых происходило в один этап, после чего поступление магматогенных растворов прекратилось. Типичные представители рудных тел, сформированных практически в один этап, имеются в Северо-Коунрадском месторождении (вольфрамовая формация) и на Молибденовом участке Караобинского месторождения

(молибденовая формация). Причиной отсутствия более поздней минерализации следует считать прекращение тектонических проявлений и, как следствие этого, отсутствие путей для поступления новых порций растворов в рудные тела.

Сопоставление данных об этапах формирования отдельных месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана позволяет сделать вывод, что в тех месторождениях, где несомненно проявление ряда этапов минерализации, устанавливается повторение основного этапа с некоторым изменением вещественного состава руд, в частности, в сторону усиления роли сульфидов, но, как правило, с резким уменьшением интенсивности проявления минерализации. Гипогенные минералы разных этапов, характерные для жильного выполнения некоторых типичных молибденовых и вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана, перечислены в табл. 2.

Рудные жилы и прожилки молибденовой и вольфрамовой формаций, залегающие в гранитах, обычно сопровождаются грейзенами, преимущественно слюдисто-кварцевыми (жилы и прожилки вольфрамовой формации) или кварцевыми (жилы и прожилки молибденовой формации). Этапы формирования месторождений объединяются в дорудные, рудные и послерудные.

### Дорудные этапы минерализации

В некоторых гранитных массивах с месторождениями молибдена и вольфрама весьма интенсивно проявились постмагматические процессы альбитизации гранитов (Коунрадский и Караобинский массивы). Возникшие таким путем альбитовые или альбито-кварцевые породы обычно не содержат промышленно ценных минералов.

В отдельных месторождениях рассматриваемых формаций отчетливо выражена дорудная минерализация в контактовом ореоле гранитных интрузий. Одним из дорудных процессов является образование скарнов. В месторождении Акмая скарны пересекаются жилами и прожилками вольфрамовой формации. В некоторых штокверковых вольфрамо-молибденовых месторождениях Центрального Казахстана рудным этапам минерализации предшествовало образование безрудных кварцевых выделений. Например, в месторождении Коктынкуль, где имеется штокверк среди измененных под действием гранитной интрузии осадочных и эффузивных пород, безрудные прожилки и линзовидные обособления кварца с биотитом, хлоритом и рутилом образовались раньше даек гранит-порфира, тогда как прожилки молибденовой формации являются более поздними.

Образование дорудных жил и прожилков может быть связано с процессами метаморфических изменений, протекающих в метаморфических ореолах магматических тел, возможно, при участии как воды, выделенной из магмы, так и горячих вадозовых растворов.

### Некоторые особенности минерализации основных рудных этапов

Специфические особенности месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций определяются проявлением самых ранних этапов рудной минерализации. В жильных месторождениях с наиболее ранним этапом обычно связано образование самых мощных рудоносных жил, особенно важных в промышленном отношении. В штокверковых месторождениях, многие из которых формировались в тектонически менее спокойной обстановке, основные этапы выделяются столь же четко.

Главным рудным минералом жильного выполнения рудных тел молибденовой формации Центрального Казахстана является

Таблица 2

Минералы некоторых молибденовых и вольфрамовых месторождений  
Центрального Казахстана

Восточно-Коунрад- ское (Мо)	Караобинское (W, Мо)	Акмая (W)	Коктынкуль (Мо, W)
	(Самородный висмут)	(Самородный вис- мут)	(Самородный вис- мут)
(Сфалерит)	(Сфалерит)	(Сфалерит)	(Сфалерит)
(Галенит)	(Галенит)	(Галенит)	(Галенит)
Молибденит	(Пирротин)	Пирротин	(Пирротин)
Пирит	Молибденит	Молибденит	Молибденит
(Висмутин)	Пирит	Пирит	Пирит
	Висмутин	Висмутин	(Висмутин)
	(Арсенопирит)		
	(Марказит)		
Халькопирит	Халькопирит	Халькопирит	Халькопирит
(Блеклая руда)	(Блеклая руда)		(Блеклая руда)
	Козалит		
(Эмплектит)			
(Селлаит)			
Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит
Кварц	Кварц	Кварц	Кварц
(Рутил)	(Рутил)		(Рутил)
Магнетит	(Магнетит)		Магнетит
Ильменорутил			
	Касситерит	(Касситерит)	
Гематит	(Ильменит)		
	(Диаспор)		
(Кальцит)	(Кальцит)		Кальцит
			(Анкерит)
(Доломит)			
	(Сидерит)		(Сидерит)
	(Стронцианит)		
(Родохрозит)	(Родохрозит)		
(Апатит)	(Апатит)		(Апатит)
(Монацит)*	(Монацит)*		
(Барит)			(Барит)
(Вольфрамит)	Вольфрамит	Вольфрамит	Вольфрамит
	(Шеелит)	Шеелит	(Шеелит)
(Гранаты — андрадит, спессартин)		Гранат	
(Топаз)	Топаз	Топаз	
		(Таумасит)	
		Апофиллит	
		Эпидот	
(Берилл)*	(Берилл)*	(Берилл)*	(Берилл)*
(Берtrandит)*	(Берtrandит)*		(Берtrandит)*
Мусковит	Мусковит	Мусковит	Мусковит
	(Биотит)		(Биотит)
(Флогопит)			
(Хлориты — дафнит, пеннин)		Хлориты — диа- бантин, афроси- дерит, дафнит	(Хлорит — афроси- дерит)
(Диккит)	(Диккит)		
Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат	Калиевый полевой шпат
(Альбит)	(Альбит)	Альбит	
(Гельвин)*	(Гельвин)*	(Гельвин)*	
(Цеолиты — стильбит, гейландит, ломон- тит)	(Стильбит)	Цеолиты — ломон- тит	Цеолиты — ломон- тит, стильбит, гейландит, ша- базит

Примечания: 1. В скобки заключены названия малораспространенных и редких минералов.

2. Минералы, отмеченные звездочками, являются аксессуарными.

молибденит. Пирит в повышенных количествах наблюдается в Восточно-Коунрадском месторождении; в других месторождениях его содержание в рудах весьма незначительно, иногда он практически отсутствует. Характерно наличие очень небольших количеств ильменорутила или ильменита; вольфрамит встречается преимущественно в виде незначительных выделений или отсутствует; в штокверковых месторождениях (Коктынкуль и др.) встречается шеелит, содержащий молибден; касситерит не обнаружен, минералы висмута и топаз крайне редки. Местами в повышенных количествах наблюдается калиевый полевой шпат.

Для сравнительной характеристики молибденитов интересны данные о содержании в них рения. Среднее содержание рения в молибденитах из жил и прожилков некоторых месторождений молибденовой формации Центрального Казахстана, а также данные о содержании рения в молибдените из рудных тел Северо-Коунрадского вольфрамового месторождения и медных месторождений Бошекуль и Коунрад (Бадалов, Баситова, Годунова, 1962; Жиров и Иванова, 1959) приведены в таблице 3.

Таблица 3

Содержание рения в некоторых молибденитах из месторождений Центрального Казахстана

Формация	Месторождения	Содержание Re, $10^{-4}$ %
Молибденовая	Акчатау	1,2
	Караобинское, Молибденовый участок	2,6
	Аиршоку	3
	Восточно-Коунрадское	25
	Шалгия	32
	Жанет	66
	Коктынкуль	71
Вольфрамовая	Северо-Коунрадское	109
Медные месторождения	Коунрад	150
	Бошекуль	1000

Необходимо подчеркнуть, что содержание рения в молибдените одного и того же месторождения не является постоянным. Например, в молибдените из Восточно-Коунрадского месторождения оно составляет от  $18 \times 10^{-4}$  до  $31 \times 10^{-4}$ %, в молибдените из месторождения Коктынкуль — от  $54 \times 10^{-4}$  до  $100 \times 10^{-4}$ %.

Колебания содержания рения в молибденитах из месторождений молибденовой формации можно объяснить различием в содержании рения как в исходной магме, так и в растворах, отщепляющихся от нее в отдельные этапы. В пользу первого предположения говорит неодинаковое содержание рения в молибденитах однотипных месторождений Центрального Казахстана. Второе предположение подтверждается существенным различием в содержании рения в молибдените из Северо-Коунрадского и Восточно-Коунрадского месторождений, расположенных в непосредственном соседстве в пределах одного и того же гранитного массива. Весьма высокие содержания рения в молибдените из относительно низкотемпературных медных месторождений Бошекуль и Коунрад, по-видимому, следует также связать с различным содержанием рения в рудоносных отщеплениях магмы. Это подтверждается и данными по медным месторождениям Армении (от 160 до  $780 \times 10^{-4}$ % рения в молибдените по данным К. К. Жирова и Г. Ф. Ивановой, 1959 г.).

Особо следует остановиться на ильменорутиле, который прежде в месторождениях подобного типа в СССР не отмечался. Он встречается в кварцевых грейзенах и в жильном кварце. Характерно, что в Восточно-Коунрадском месторождении этот минерал в жильном кварце иногда наблюдается в виде цепочек тесно сближенных зерен, образующих подобие пластинок. Такие выделения очень напоминают выделения ильменита в жилах молибденовой формации Караобинского месторождения, что позволяет считать вероятным образование ильменорутила по ильмениту. Образование ильменорутила путем замещения ильменита описано в литературе, например, для Лемхи Каунти в штате Айдахо (Anderson, 1960).

Состав ильменорутила в пределах Восточно-Коунрадского месторождения является непостоянным (2,45—12,65%  $Nb_2O_5$ , 0,21—0,36  $Ta_2O_5$ , 2,85—6,11  $Fe_2O_3$ ). Окраска его меняется от черной до черновато-бурой. В некоторых рудных телах молибденовой формации Восточно-Коунрадского месторождения встречается красноватый ниобистый рутил, содержащий около 1,4%  $Nb_2O_5$  и около 0,5  $Ta_2O_5$ . Следует отметить, что ильменорутил встречен и в молибденовурудных месторождениях других регионов СССР, например, в Удино-Витимской тектонической зоне в Забайкалье (Зилов, Покалов, 1962). Ранее аналогичный минерал, содержащий 5,2% ниобия и 6% железа, был обнаружен в рудах известного молибденового месторождения Клаймакс в США (Vanderwilt, King, 1955). Это позволяет рассматривать ильменорутил как характерный минерал ряда месторождений молибденовой формации.

К мало известным минералам жил молибденовой формации принадлежит селлаит, который обнаружен в Восточно-Коунрадском месторождении в виде идиоморфных выделений среди раннего жильного кварца. В более поздние этапы минерализации он подвергся замещению флогопитом и флюоритом. Впервые селлаит как минерал высокотемпературных месторождений был обнаружен в Забайкалье (С. С. Смирнов, 1955 г.).

Калиевый полевой шпат разных генераций в ряде месторождений представлен микроклином со степенью триклинности от 0,63 до 1. В месторождении Коктынкуль калиевый полевой шпат в прожилках разного относительного возраста представлен ортоклазом со степенью триклинности около нуля. Характерно, что в изученных гранитных массивах степень триклинности калиевых полевых шпатов в гранитах и секущих их жилах и прожилках разного возраста существенно не отличается и меняется в тех же пределах (массивы Коунрадский, Караобинский и др.).

В рудных телах вольфрамовой формации наряду с главными минералами — вольфрамитом и пиритом — в жильном кварце обычны мусковит, флюорит, минералы висмута (преимущественно висмутин, реже козалит и самородный висмут); встречаются молибденит, касситерит, калиевый полевой шпат, местами в повышенных количествах наблюдается топаз; ильменорутил и ильменит не обнаружены. Шеелит обычно является продуктом изменения вольфрамита.

Изучение вольфрамитов из месторождений Коунрадского гранитного массива показало, что молекулярное отношение  $\frac{\text{гюбнерит}}{\text{ферберит}} = H:F$  в вольфрамитах высокотемпературных жил колеблется в широких пределах. Это иллюстрируется значениями отношения H:F по следующим месторождениям:

	От	До	Среднее
Восточно-Коунрадское . . . . .	10,4	1,2	1,5
Северо-Коунрадское . . . . .	6,4	1,3	2,9
Вольфрамовые сопки . . . . .	19,4	2,7	5,0

Значительные пределы колебания отношения Н:Ф в месторождениях сходного генетического типа не позволяют считать это отношение пригодным для разграничения высокотемпературных жильных месторождений и пегматитов.

Многочисленные анализы вольфрамитов из рудных тел молибденовой и вольфрамовой формаций показывают, что в вольфрамите одной и той же генерации строго закономерные изменения соотношения между гюбнеритовой и ферберитовой молекулами с глубиной отсутствуют. Это иллюстрируется данными по Северо-Коунрадскому (табл. 4) и Караобинскому (рис. 3) месторождениям.

Таблица 4

Соотношение между содержанием гюбнеритовой и ферберитовой молекул (Н:Ф) в Северо-Коунрадском месторождении

Глубина, м	Н:Ф	
	жила № 1	жила № 12
13,5	1,99	—
29,6	3,22	—
45	4,20	2,65
50	2,69	1,57
60	—	1,80—4,15
65	—	—
96	3,09	—
152	3,83	—
160	—	3,22
215	—	3,28

В пределах одного и того же горизонта состав вольфрамитов также меняется в значительных пределах. Например, в Караобинском месторождении в главной жиле на глубине около 200 м отношение Н:Ф

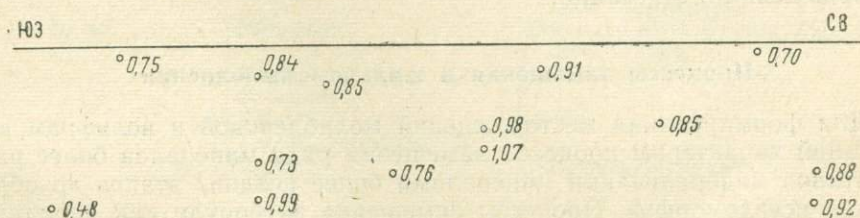


Рис. 3. Изменение отношения Н:Ф в разных частях жилы № 1 Караобинского месторождения

в образцах вольфрамита из средней, юго-западной и северо-восточной частей жилы соответственно составляет 0,76; 0,48; 0,88. В Северо-Коунрадском месторождении на горизонте 50 м на интервале около 100 м по штреку отношение Н:Ф закономерно меняется в пределах от 1,72 до 2,43.

В месторождениях, где имеется большое число жил и прожилков, а не выдержанные протяженные жилы, состав вольфрамита с глубиной также подвержен значительным колебаниям.

Сопоставление данных об изменении состава вольфрамита с глубиной в месторождениях вольфрамовой и молибденовой формаций Центрального Казахстана приводит к выводу, что представление о за-

кономерном возрастании с глубиной содержания ферберитовой (Хесс Ф. Л., 1937 г.) или гюбнеритовой (Хасин, 1949) молекул не может быть признано правильным; это представление было основано на допущениях и недостаточных фактических данных.

Различия в содержании гюбнеритовой и ферберитовой молекул в разновозрастных вольфрамитах даже в пределах одного и того же горизонта следует объяснить прежде всего некоторым различием в составе соответствующих растворов. Кроме того, имеет значение относительное развитие отдельных зон монокристаллов, так как такие зоны могут заметно отличаться по составу; это доказано В. С. Чуриковым (1959) на примере вольфрамитов из Северо-Коунрадского месторождения. То или иное влияние на состав вольфрамитов может оказывать также воздействие более поздних гидротермальных растворов.

К характерным примесям вольфрамитов принадлежат скандий, ниобий, иттрий и молибден. По данным спектральных определений можно указать пределы колебаний содержания этих элементов в вольфрамитах ранней генерации из месторождений Центрального Казахстана (табл. 5).

Таблица 5

## Содержание примесей в вольфрамитах, %

Месторождение	Sc	Nb	Mo
Восточно-Коунрадское . . . . .	0,000—0,2	0,01—1,55	0,000п—0,08
Вольфрамовые сопки . . . . .	0,008	0,0п	0,00—0,12
Северо-Коунрадское . . . . .	0,004—0,010	0,06—0,65	0,015—0,п
Караобинское . . . . .	0,01—0,02	0,0п	—

Обращает внимание значительная неравномерность в распределении скандия, ниобия, иттрия и молибдена в вольфрамитах и отсутствие строгих различий по их содержанию между вольфрамитами разных месторождений и формаций.

## Процессы замещения в жильном выполнении

Для формирования месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций характерны процессы замещения ряда минералов более ранних этапов минерализации минералами более поздних этапов до образования псевдоморфоз. Процессы замещения затронули как нерудные, так и рудные минералы жильного выполнения (табл. 6).

Как видно из табл. 6, процессы замещения в рудных телах молибденовой и вольфрамовой формаций частично носили характер образования новых минералов в результате химических реакций между исходными минералами и растворенными веществами. Таковы, например, образование флюорита и флогопита по селлаиту, магнетита (мушкетовита) по гематиту, рутила по ильмениту, шеелита по вольфрамиту, мусковита по калиевому полевому шпату. Вместе с тем в рудных телах весьма интенсивно проявились процессы растворения и выноса компонентов исходного минерала; в этом случае процессы замещения носили характер постепенного отложения новых минералов на месте исходных. Таким образом произошло, например, замещение кварца магнетитом, молибденита флогопитом, флюорита дикситом и спессартином, ильменита, кальцита и барита кварцем, мусковита родохрозитом, альбита баритом, калиевого полевого шпата флюоритом.

Таблица 6

Примеры замещений минералов жильного выполнения на месторождениях молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана

Исходные минералы	Продукты замещения	Месторождения
Висмутин	Халькопирит	Коктынкуль
Молибденит	Флогопит	Восточно-Коунрадское
Пирит	Висмутин	Караобинское
"	Магнетит, гематит	Восточно-Коунрадское
Козалит	Халькопирит	Караобинское
"	Самородный висмут	"
Халькопирит	Сфалерит	Коктынкуль
Селлаит	Флюорит, флогопит	Восточно-Коунрадское
Флюорит	Спессартин	"
"	Диккит	Караобинское "
Кварц	Магнетит	Восточно-Коунрадское, Коктын- куль
"	Спессартин	Восточно-Коунрадское
"	Калиевый полевой шпат	Восточно-Коунрадское, Акмая, Караобинское
"	Мусковит	Караобинское, Акмая
"	Хлорит, флюорит	Акмая
Магнетит	Пирит	Коктынкуль
"	Халькопирит	Караобинское, Коктынкуль
Гематит	Магнетит	Караобинское, Коктынкуль
Ильменит	Рутил, кварц	Караобинское
Кальцит	Кварц	"
Вольфрамит	Шеелит	Северо-Коунрадское, Караобин- ское, Коктынкуль, Акмая
Барит	Кварц, хлорит, карбонат	Восточно-Коунрадское
Спессартин	Мусковит, кварц, родо- хрозит	" "
Топаз	Мусковит	Караобинское, Акмая
"	Флюорит, калиевый по- левой шпат, диккит	Караобинское
Мусковит	Кварц	Караобинское, Акмая
"	Родохрозит	Караобинское
Калиевый полевой шпат	Кварц	Восточно-Коунрадское, Караобин- ское, Коктынкуль
То же	Мусковит	Восточно-Коунрадское, Караобин- ское, Акмая
" "	Флюорит	Восточно-Коунрадское
" "	Флогопит	" "
" "	Хлорит	Акмая
Альбит	Хлорит, мусковит	" "
"	Барит	Восточно-Коунрадское

Интенсивное проявление разнообразных процессов замещения объясняется многократным поступлением в рудные тела гидротермальных растворов, сильно отличавшихся по составу; частью эти растворы, вероятно, были вадозовыми.

О составе «проходящих» минералов

Некоторые минералы молибденовых и вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана характерны лишь для одного этапа минерализации, другие выделялись в разные этапы и могут быть названы «проходящими» или «сквозными». Примерами первых являются селлаит и ильменорутил, которые характерны для наиболее раннего этапа. Из минералов, выделявшихся в разные этапы, следует остановиться на вольфрамите, касситерите, флюорите, мусковите.

Изучение состава вольфрамитов из ряда месторождений Центрального Казахстана показывает, что поздние вольфрамиты в сравнении с ранними обычно резко обогащены марганцем (табл. 7).

Таблица 7

Соотношение гюбнеритовой и ферберитовой молекул (Н:Ф)  
в ранних и поздних вольфрамитовых месторождений  
Центрального Казахстана

Месторождения	Ранняя генерация	Поздняя генерация
Восточно-Коунрадское . . . . .	2,74	28,94
Караобинское . . . . .	0,77	5,55—11,07
Акчатау, Западный участок . . . . .	0,68	11,76
Коктынкуль . . . . .	0,43	13,72

В поздних вольфрамитовых Караобинского и Восточно-Коунрадского месторождений, обогащенных марганцем, содержится свинец. Для некоторых поздних вольфрамитов (гюбнеритов) характерно более низкое содержание скандия и ниобия и более высокое иттрия.

В Караобинском месторождении устанавливается существенное различие в составе раннего (буровато-черного) и позднего (бесцветного) касситерита. В раннем касситерите содержится в процентах: 0,82—0,93  $Fe_2O_3$ ; 0,52—0,68  $TiO_2$ ; 0,21—0,28  $Nb_2O_5$ . В позднем касситерите эти примеси практически отсутствуют.

Флюорит и мусковит в рудных телах Восточно-Коунрадского и Караобинского месторождений наблюдаются как весьма ранние минералы и как минералы более поздних этапов. В Восточно-Коунрадском молибденовом месторождении состав этих минералов закономерно не меняется от этапа к этапу. В вольфрамоворудных жилах Караобинского месторождения ранний флюорит (встречающийся в очень небольших количествах), идиоморфный по отношению к жильному кварцу, мусковиту и топазу, содержит повышенное количество редких земель (3%  $TR_2O_3$ , преобладают редкие земли группы иттрия), которые во флюорите более поздних этапов практически отсутствуют.

В мусковитах Караобинского месторождения с понижением температуры образования менялось отношение  $OH:F$ . В раннем мусковите, слагающем зальбандовые оторочки жил, оно составляет 2,66:1,00; в более позднем и более мелкочешуйчатом жильбертите 7,21:1,00 и в наиболее позднем тонкочешуйчатом сериците 15,06:1,0. Таким образом, в Караобинском месторождении содержание фтора в слюдах с падением температуры их образования сильно уменьшается. Понижается также содержание  $Rb_2O$ ,  $Li_2O$ ,  $TiO_2$ .

Данные о составе «проходящих» минералов, приведенные выше, позволяют сделать вывод, что состав некоторых из них закономерно меняется при переходе от ранних этапов к поздним; примером может служить вольфрамит. Наряду с этим можно указать минералы, состав которых в выделениях ранних и поздних этапов в одних месторождениях отличается весьма существенно, а в других это различие отчетливо не выражено; таковы, например, флюорит и мусковит.

#### Влияние среды на минералообразование в рудных телах

Наблюдения на редкометалльных месторождениях Центрального Казахстана дают основание говорить о несомненном влиянии на процесс минералообразования состава боковых пород. Например, при

образовании грейзенов по граниту количество новообразованного пирита зависит от содержания в граните магнетита и биотита. Так, в Восточно-Коунрадском месторождении слюдисто-кварцевый грейзен по лейкократовому среднезернистому граниту содержит всего 0,03% пирита, тогда как аналогичный грейзен по крупнозернистому граниту, для которого характерно наличие биотита и повышенное количество магнетита, содержит до 3,74% пирита.

Ярким примером влияния среды на минералообразование в жильном выполнении может служить Западный участок Караобинского месторождения. Здесь часть рудных тел залегает в эффузивно-обломочных породах и часть — в известняках. Рудные тела, залегающие в эффузивно-обломочных породах, по минеральному составу не отличаются существенно от рудных тел, залегающих в гранитах на главном участке месторождения. В известняках же рудные тела не содержат кварца; главными минералами в них являются серицит и флюорит, в подчиненном (или небольшом) количестве наблюдаются топаз, диаспор, шеелит, касситерит.

Отсутствие кварца и образование диаспора свидетельствуют о резкой десиликации растворов в карбонатной среде. Диаспор представляет также интерес как возможный индикатор глубины и температуры. Исходя из данных С. Эрвина и Е. Ф. Осборна (Erwin, Osborn, 1951), изучавших систему  $Al_2O_3-H_2O$ , следует считать, что чистый диаспор устойчив при давлении не менее  $140 \text{ кг/см}^2$  или при давлении толщи горных пород мощностью около 500 м при температурах не ниже  $275^\circ$ ; вхождение в решетку железа и марганца увеличивает устойчивость минерала при низких давлениях и температурах. Диаспор из Караобинского месторождения практически не содержит железа и марганца, что позволяет считать возможным его образование при температурах выше  $275^\circ$  на глубине не менее 500 м. Корунд, как следует из данных Эрвина и Осборна, должен возникать при более высоких (выше  $400^\circ$ ) температурах и более низких давлениях. Можно признать, что диаспор и другие минералы раннего этапа минерализации Караобинского месторождения образовались на глубине, достигавшей 3 км, при температуре до  $400^\circ$ .

Существенное влияние на минералообразование могло иметь смешение магматогенных растворов с вадозовыми. Особенно наглядно это доказывается наличием в отдельных штокверковых месторождениях экзоконтактовых зон в прожилках молибденовой формации наряду с молибденитом молибденсодержащего шеелита, идиоморфного по отношению к жильному кварцу, при отсутствии в тех же прожилках вольфрамита. В более глубоко залегающих рудных телах эндоконтактовых зон шеелит представляет продукт замещения вольфрамита и обычно не содержит повышенных количеств молибдена. Образование шеелита вместо вольфрамита и повышенное содержание в нем молибдена в шестивалентной форме вполне можно объяснить смешением магматогенных вод с вадозовыми. Последние содержат много кальция, что приводит к образованию шеелита вместо вольфрамита. Кроме того, благодаря наличию в вадозовых водах небольших количеств кислорода часть молибдена переходит в шестивалентную форму, и он может изоморфно замещать вольфрам в шеелите.

### Послерудные этапы минерализации

В месторождениях молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана послерудные этапы минерализации проявились более интенсивно, чем дорудные. Минерализация этих этапов характерна для жильных и штокверковых месторождений, находящихся как

в интрузивных массивах, так и в их экзоконтактных зонах. Общим для послерудных этапов является отсутствие рудных минералов, типичных для жил и прожилков молибденовой и вольфрамовой формаций.

В некоторых месторождениях наиболее ранними образованиями послерудной стадии являются прожилки кварца — друзового (Восточно-Коунрадское месторождение) или друзового и роговикового (Караобинское месторождение).

Позже образовались цеолиты, которые являются типичными минералами послерудных этапов многих месторождений; распространённость их в различных месторождениях, неодинакова. Примерами месторождений Центрального Казахстана, в которых отчетливо проявился цеолитовый этап минерализации, могут служить Коктынкуль, Акмая, Восточно-Коунрадское и Караобинское. В месторождении Акмая, где рудоносные кварцевые жилы секут скарны, к цеолитовому этапу относятся также образование апофиллита и мало распространенного силикато-карбонато-сульфата кальция — таумасита (томасита); последний выполняет тонкие трещины и полости в скарне.

Кальцит, который часто ассоциирует с цеолитами или наблюдается обособленно от них, отлагался как до, так и после цеолитов. К поздним минералам послерудной стадии, возможно, относится ангидрит. К наиболее поздним минералам ангидрит принадлежит в месторождении Шеелитовом (Бедров, 1961). Сравнительно нередок он в месторождении Коктынкуль. Характерно, что ангидрит обнаружен только в тех месторождениях, где рудные тела вскрыты на значительной глубине. Например, в месторождении Коктынкуль ангидрит обнаруживается только на глубине более 400—500 м, а отсутствие ангидрита выше следует объяснить его растворением и переходом в гипс. Это соответствует данным по другим районам, где в гидротермальных месторождениях установлен ангидрит. Так, по С. Т. Бадалову (1960), в Алмалыкском районе в Узбекистане в кварцевых жилах с молибденитом ангидрит наблюдается на глубине не менее 600 м. В Западной Австралии в золоторудном месторождении Калгурли ангидрит встречен на глубине 335 м (Simpson, 1948).

По-видимому, к послерудной стадии следует отнести также целестин, изредка встречающийся в Северо-Коунрадском месторождении. К наиболее поздним гидротермальным минералам послерудного этапа принадлежит диккит, который в значительных количествах встречен в Восточно-Коунрадском и Караобинском месторождениях.

Относительное время образования и отсутствие элементов и типичных минералов рудного процесса дает достаточное основание считать, что образование послерудных прожилков связано не с магматогенными, а с нагретыми вадозовыми растворами, компоненты которых в значительной части заимствованы из затвердевших гранитов и других пород. Эти процессы имеют некоторую аналогию с формированием жил альпийского типа.

По-видимому, с переотложением кремнезема гранитов связано образование значительной части безрудных кварцевых жил в гранитных массивах Центрального Казахстана и других районов. Весьма вероятно также, что аналогичное происхождение в той или иной степени может иметь вещество минералов ряда других безрудных этапов минерализации, которые проявились в жилах молибденовой или вольфрамовой формаций, например, микроклина (переотложение микроклина гранита) и флюорита (переотложение флюорита рудных жил). Горячие вадозовые растворы соответствующего состава, очевидно, могут вызывать также переотложение и изменение рудных минералов.

Шеелитизация вольфрамитов, которая проявилась в ряде месторождений, в том числе в Восточно-Коунрадском, Караобинском, Акмаин-

ском, Коктынкульском, может рассматриваться как результат циркуляции в рудных телах нагретых вадозовых растворов, содержащих значительное количество кальция. С циркуляцией в рудных телах растворов, обогащенных кальцием, следует также связать замещение селлита флюоритом в Восточно-Коунрадском и других месторождениях.

Различия в минеральном составе продуктов отдельных этапов минерализации, связанных с циркуляцией в рудных телах и вмещающих породах горячих вадозовых растворов, могут быть объяснены особенностями состава и различиями в температуре растворов на протяжении продолжительного периода формирования месторождений.

Характерной особенностью послерудных этапов минерализации, связанных с отложением вещества из нагретых вадозовых растворов, является практическое отсутствие или ничтожное развитие минералов, для возникновения которых необходимы резко восстановительные условия.

В соответствии с приведенными выше соображениями при рассмотрении последовательности формирования рудных тел и месторождений правильнее говорить не о пульсационном поступлении вещества из магмы, а о пульсационном приоткрывании трещин и поступлении в них растворов как магматогенных, так и вадозовых (нагретых).

F. V. CHUKHROV, L. P. ERMILOVA

#### ON SOME SPECIFIC FEATURES IN THE MINERALIZATION OF THE DEPOSITS OF THE MOLYBDENUM AND TUNGSTEN FORMATIONS OF CENTRAL KAZAKHSTAN

(Summary)

In central Kazakhstan there are deposits of the molybdenum and tungsten formations of a vein and stockwork type associated with exocontact and endocontact zones of Hercynian granitic intrusions. Ore bodies of the molybdenum formation have been formed before the ore bodies of the tungsten formation; locally, as on Karaobirsk deposit, their formation has been separated by magma intrusions, which produced aplitic and granite-porphyrus dikes (intra-ore dikes). The intrusion of magma took place also after the formation of the ore bodies of the tungsten formation, which is indicated, for instance, by their being crossed by diorite-porphyrus dikes in Koktynkul deposit (post-ore dikes). This proves the existence of close relations between the purely magmatic activity and the formation of ore-bearing solutions.

The mineralization of the majority of deposits of the molybdenum and tungsten formations took place as result of a repeated supply of solutions to the fissures time and again caused by tectonic strains. Characteristic is the renewal of the main ore stage of mineralization with a certain change in the material composition of the ores at a later period.

Differences in the composition of hydrothermal solutions supplied to the fissures at various stages have been so substantial that many previously formed minerals proved to be unstable; this explains different replacement processes in the ore bodies.

In many deposits pre-ore stages of mineralization have been manifested. They include an intense post-magmatic albitization of granites (example — East-Kounrad deposit), the formation of skarns (example — Akmaia deposit), formation of ore-free quartz streaks and lenticular bodies in the exocontact zone (example — Koktynkul deposit). The formation of skarns and ore-free quartz segregations in the exocontact zone belong to the processes of the formation of metamorphic aureoles near the cooling granitic intrusions.

Ore bodies of the molybdenum formation are characterized by a relatively simple mineral composition. The rhenium content in molybdenites from different deposits of this type is not uniform and depends both upon the total rhenium content in the primordial magma and upon the temperature under which the deposit has been formed; characteristic is its variation in molybdenites from one deposit (from  $18 \cdot 10^{-4}$  to  $31 \cdot 10^{-4}\%$  in the molybdenite of East-Kounrad deposit). In stockwork deposits of the exocontact zone along with molybdenite molybdenum-bearing scheelite, idiomorphic in respect to the vein quartz, is found.

In molybdenum stockwork deposits there is no wolframite but this mineral occurs in insignificant amounts in some veins in granites and in the rocks of the exocontact

zones. A typical mineral of ore bodies in a number of deposits of the molybdenum formation is ilmenorutile containing up to 12,65%  $Nb_2O_5$  and up to 6,11%  $Fe_2O_3$ . Locally potash feldspar is observed in increased amounts.

The ore bodies of the tungsten formation are characterized by a greater variety of minerals. The main minerals in a vein quartz are wolframite and pyrite.

Typical minerals of ore bodies of the tungsten formation include bismuth minerals (bismuthinite, rarer cosalite, native bismuth), muscovite. Molybdenite potash feldspar and cassiterite are found; locally topaz is recorded in higher concentrations; scheelite is a replacement product of wolframite. Wolframite is characterized by considerable composition variations within the ore fields, separate deposits and ore bodies. There are no regular changes in the composition of wolframite with depth. Wolframite of later generations is characterized by a much greater manganese content. For instance, the molecular ratio  $\frac{\text{hübnerite}}{\text{ferberite}}$  in wolframites from the Karaobinsk deposit increases in a transition from an early generation to a later from 0,77 to 5,55—11,07. Micas from the veins of tungsten formation in Karaobinsk deposit are characterized by a considerable decrease in the content of fluor in later generations.

The influence of the composition of wall rock was especially obvious in the formation of ore bodies in the Western sector of Karaobinsk deposit occurring in limestones. In these ore bodies there is no quartz; the main minerals are fluorite, topaz and muscovite in addition scheelite, cassiterite and diasporite are recorded. The absence of quartz and the formation of diasporite can be explained by an intense desilification of the solutions and the formation of scheelite instead of wolframite — by an abundance of calcium in the wallrock. The influence of a mixing of vadose waters with magmatogenic waters resulted in the formation of molybdenum-bearing scheelite in the ore bodies of the molybdenum formation. These ore bodies form stockworks in the exocontact zone; in deeper seated veins and streaks such a scheelite is absent.

Different deposits of the molybdenum and tungsten formations are characterized by post-ore stages of mineralization. Most typical for them are veins and streaks of ore-free quartz, as well as segregations of zeolites. With this period in the formation of rare-metal deposits can also be associated the replacement of wolframite by scheelite. The formation of minerals of the post-ore stages of mineralization is associated with the circulation in the ore bodies of heated vadose solutions.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т. О сульфатах в рудах эндогенных месторождений. «Геология рудных месторождений», 1960, № 2.
- Бадалов С. Т., Баситова С. М., Годунова Л. И. Распределение рения в молибденитах Средней Азии. «Геохимия», 1962, № 9.
- Бедров Г. И. Редкометальное месторождение Шеелитовое. Тр. КазИМС, вып. 6, 1961.
- Бонштедт-Куплетская Э. М. К минералогии Карасьевского и Юго-Коневского вольфрамовых месторождений на Среднем Урале. Докл. АН СССР, т. 40, 1943, № 9.
- Жиров К. К., Иванова Г. Ф. О распределении рения в молибденитах месторождений ряда генетических типов. «Геохимия», 1959, № 6.
- Зилов А. Р., Покалов В. Т. О молибденовом оруденении в Удино-Витимской тектонической зоне Забайкалья. Минерал. сырье, вып. 5, 1962.
- Хасин Р. А. О зональности изоморфного ряда ферберит-гюбнерит-вольфрам-овых месторождений. Докл. АН СССР, т. 64, 1949, № 1.
- Шерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Изд. АН Казах. ССР, 1960.
- Хесс Ф. Л. Мировые запасы вольфрама. Тр. I сессии МГК, т. 5, 1940.
- Чуриков В. С. Некоторые особенности химического состава вольфрамитов. В сб.: «Материалы по геол. рудн. м-ний, петрограф., минералог. и геохим.». Изд. АН СССР, 1959.
- Anderson A. L. Genetic aspects of the monzonite and Columbium-bearing rutile deposits in Northern Lemhi County, Idaho. Econ. Geol., 1960, v. 55, N 6.
- Ervin S. and Osborn E. F. The system  $Al_2O_3-H_2O$ . J. Geol., 1951, v. 59, No. 4.
- Simpson E. S. Minerals of Western Australia. v. 1, Perth, 1948.
- Vanderwilt J. W., King R. N. Hydrothermal alteration of the Climax molybdenite deposits. Trans. Amer. Inst. Mining a. Metall. Engin., 1955, v. 202.

В. П. ФЕДОРЧУК

## О ГЕНЕЗИСЕ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Многими исследователями (Амирасланов, 1957; Вольфсон, 1962; Сауков, 1946; Смирнов, 1954; Поярков, 1955 и др.) выделяется обособленная группа месторождений, характеризующихся крайней простотой вещественного состава (в некоторых случаях присутствует всего два минерала — один рудный и один жильный), весьма слабыми проявлениями околорудного изменения вмещающих пород и значительной «удаленностью» от рудогенерирующих очагов (что подтверждается практически полным отсутствием в районе развития месторождений каких бы то ни было признаков магматической деятельности).

Все это обуславливает различия во взглядах на происхождение подобных месторождений. Особенно много споров возникает в отношении генезиса согласных залежей галенитовых и галенит-сфалеритовых руд, приуроченных к отдельным горизонтам слоистых доломитов. Они рассматриваются в качестве или первичноосадочных (Константинов, 1951; Страхов, 1962), или метаморфогенных (Шнейдерхен, 1958 и др.), или же гидротермальных (Вольфсон, 1962 и др.). Лишь, пожалуй, в отношении ртутных и сурьмяных, а также мышьяковых (реальгар-аурипигментовых) месторождений существует твердо установившаяся единая точка зрения: практически всеми исследователями (Сауков, 1946; Смирнов, 1947; Поярков, 1955 и др.) они относятся к группе наиболее низкотемпературных гидротермальных. Между тем генезис их является, по-видимому, гораздо более сложным и разнообразным.

Проблема генезиса постмагматических месторождений охватывает большой круг вопросов, касающихся регионально-геологических закономерностей их размещения (возраст, генетическая связь с другими месторождениями, металлогеническая зональность), источника рудных компонентов (связь с изверженными породами, глубина заложения рудогенерирующего очага), состояния, состава и физико-химических особенностей рудоносных эманаций и гидротерм (температура, концентрация и др.), условий рудоотложения (скорость циркуляции эманаций и гидротерм, характер взаимодействия их с подстилающими и рудовмещающими породами, изменение состава и состояния и др.).

Применительно к ртутно-сурьмяным месторождениям эти вопросы в значительной мере могут быть разрешены на основании изучения особенностей вещественного состава руд. Сопоставление результатов исследования вещественного состава примерно 300 месторождений и рудопроявлений основных ртутно-сурьмяных провинций Евразии позволяет сделать следующие выводы в отношении их генезиса.

### О некоторых регионально-геологических закономерностях размещения ртутно-сурьмяного оруденения

#### *О возрасте ртутно-сурьмяной минерализации*

Вопрос о возрасте ртутно-сурьмяных месторождений той или иной рудной провинции решается обычно на основании косвенных данных или же общегеологических соображений. Существенное влияние на

выводы оказывает при этом широко распространенное представление о сравнительно небольшой глубине формирования ртутно-сурьмяных месторождений, что обычно приводит к мысли об относительно молодом их возрасте.

При решении этого вопроса для месторождений Средне-Азиатской ртутно-сурьмяной провинции были учтены результаты определения абсолютного возраста жильного серицита, развитого на глубоких горизонтах отдельных месторождений Южно-Ферганского и Зеравшано-Гиссарского поясов: П. Т. Шишкиным (Лаборатория абсолютного возраста САИГИМСа) проанализированы (аргоновым методом) три группы проб гипогенного серицита, тесно ассоциирующего с антимонитом и киноварью. Наиболее древним оказался серицит из сурьмяных месторождений центральной части Зеравшано-Гиссарского пояса — 318 млн. лет. Для анализа были отобраны скопления плотного серицита, выполняющего промежутки между крупными кристаллами антимонита. Возраст серицита из ртутно-сурьмяных месторождений центральной части Южно-Ферганского пояса, параллельного предыдущему, но расположенного 100—150 км севернее, — 230—236 млн. лет. Здесь он образует гнезда в рудной брекчии и содержит рассеянную вкрапленность киновари. Серицит из ртутных месторождений, находящихся на западном фланге указанного пояса, характеризуется возрастом от 182 до 228 млн. лет. В последнем случае анализировались скопления крупночешуйчатого серицита, выполняющего вместе с кварцем, баритом и киноварью пустотки выщелачивания в трубочках амфибор, переполняющих отдельные пропластки в толще рудоносных доломитов.

Приведенные выше цифры находятся в соответствии с общегеологическими данными Н. М. Сеницына (1960) и других исследователей, позволяющими оконтурить в пределах Средне-Азиатской ртутно-сурьмяной провинции ряд рудоносных зон и поясов, сформировавшихся на заключительных этапах различных тектоно-металлогенических циклов: каледонского (Зеравшано-Гиссарский пояс), варисского (Южно-Ферганский пояс), киммерийского (Кугитангская и Копетдагская зоны) и, по-видимому, также альпийского (условно выделяемая Южно-Памирская зона). При этом отмечается некоторое «омолаживание» месторождений на флангах рудных поясов.

#### *О связи ртутно-сурьмяных рудопроявлений с месторождениями других формаций*

Ртутно-сурьмяные месторождения настолько специфичны, что иногда даже возникают предположения о формировании их за счет обособленных источников. Анализ геохимических ассоциаций ртути и сурьмы наряду с материалами полевых наблюдений подтверждает однако наличие тесной генетической связи между ртутно-сурьмяными и другими постмагматическими месторождениями.

Так, по данным основных минералогических справочников (Дэна и др., 1951; Бетехтин, 1950; «Минералы», т. I, 1960) насчитывается 279 ртуть- и сурьмасодержащих минералов (см. рисунок, А и В), в том числе 192 первичных, из них с ртутью 37 и с сурьмой 169. Ртуть в этих минералах чаще всего ассоциирует с Ag, Au, Sb, Cu, Zn, Se, а сурьма — с Pb, Cu, Ag, Au, Bi, Hg, As, Te. Собственно ртутно-сурьмяных минералов установлено лишь два — шватцит и ливингстонит. Кроме того, еще в 12 минералах ртуть и сурьма отмечаются совместно в виде незначительной примеси (см. рисунок, Б). Это находится в соответствии с выводом В. И. Смирнова о том, что ртуть и сурьма не являются геохимически близкими элементами и что комплексные собственно ртутно-

сурьмяные месторождения, вопреки общепринятому мнению, следует рассматривать скорее как исключение из общего правила.

Анализ диаграмм, изображенных на рисунке, позволяет наметить два геохимических ряда — существенно сурьмяный: Sb; Sb — Hg; Sb — Hg — As; Sb — Pb — Zn — Cu; Sb — Au; Sb — Sn; Sb — W и преимущественно ртутный: Hg; Hg — Sb; Hg — Sb — As; Hg — Pb; Hg — Pb — Zn; Hg — Pb — Zn — Cu; Hg — Au; Hg — Au — Sb; Hg — Sb — W — Sn — Au — Cu. Изучение месторождений большого числа ртутно-сурьмяных провинций СССР и соседних стран подтверждает наличие отмеченных выше геохимических ассоциаций, развитых как в собственно ртутных и сурьмяных месторождениях определенных рудных поясов, так и в пространственно и структурно связанных с ними рудопроявлениях других рудных формаций (Поярков, 1955; Озерова, 1962 и др.).

#### *О региональной зональности в размещении ртутно-сурьмяных месторождений*

Наличие тесной генетической связи ртутно-сурьмяных месторождений с рудопроявлениями других рудных формаций (при условии принадлежности к одному и тому же тектоно-металлогенетическому циклу) объясняет часто наблюдаемую зональность в их размещении. Региональная зональность может быть двоякой: горизонтальной (в складчатых областях) или вертикальной (в платформенных условиях).

В первом случае она объясняется, по-видимому, последовательным приоткрыванием рудопроводящих разломов, формирующихся одновременно с развитием рудогенерирующего очага, а во втором — «сепарацией» растворов при их замедленном продвижении сквозь толщи слабо нарушенных пород. Это можно видеть на примере рудоносных зон Средне-Азиатской провинции и некоторых рудных узлов Тихоокеанского пояса. В Средней Азии четко выделяются системы рудоносных зон, приуроченных к субпараллельным структурам (складчатым и разрывным), вдоль каждой из которых развит тот или иной комплекс месторождений: ртутно-сурьмяных, полиметаллических, вольфрамово-оловянных, золоторудных и др.

В пределах Тихоокеанского пояса месторождения этих же типов тяготеют большей частью к различным ярусам пологозалегающей рудоносной толщи. Так, в отдельных рудных районах вольфрамово-оловянно-золоторудные месторождения локализируются в нижнем структурно-литологическом ярусе, полиметаллические — в среднем и ртутно-сурьмяно-мышьяковые — в верхнем. В обоих случаях ртуть и сурьма устанавливаются в месторождениях других рудных формаций, а основные компоненты последних (цинк, олово, вольфрам, золото и др.) — в ртутно-сурьмяных.

#### **О возможных источниках рудных компонентов**

##### *О связи с изверженными породами*

Пока нет доказательств в пользу наличия прямой генетической связи ртутно-сурьмяных месторождений не только с конкретными интрузивами, но даже с теми или иными типами интрузивных или эффузивных пород. Намечается лишь преимущественное тяготение проявлений ртутной минерализации к областям развития изверженных пород щелочного ряда, а сурьмяной — кислого. При этом следует учесть близость возраста щелочных интрузивов и расположенных в их районе ртутных и отчасти сурьмяных месторождений, повышенный кларк ртути в щелочных породах и наличие общих типоморфных элементов метал-



логенического фона (например, фтора), характерных как для экзоконтактовых зон щелочных интрузивов, так и для многих ртутно-сурьмяных месторождений. Это позволяет высказать предположение о возможности косвенной парагенетической связи между ними.

Широкое развитие в некоторых ртутно-сурьмяных провинциях имеют интрузивные породы ультраосновного состава. Их выходы приурочены обычно к зонам глубоко залеженных и длительного существования разломов, которые можно рассматривать в качестве главных рудоконтролирующих нарушений. Таким образом, наличие гипербазитов — косвенный признак, позволяющий судить о степени глубинности разломов, контролирующих размещение ртутно-сурьмяных месторождений.

### *О глубине заложения рудогенерирующего очага*

Есть основания полагать, что источники ртути- и сурьмасодержащих эманаций и гидротерм располагаются на весьма значительной глубине, по-видимому, превышающей 10—12 км. В пользу этого предположения говорят следующие факты.

1. Большой вертикальный размах рудоотложения. На некоторых месторождениях согласного типа опорные структурные скважины глубиной до 1200 м вскрывали три-четыре рудных горизонта, а рассеянная ртутно-сурьмяная минерализация отмечалась при этом в породах всего пробуренного интервала, т. е. 1200 м. Максимально наблюдавшийся вертикальный размах рудоотложения, установленный в отдельных рудных зонах по разности отметок выходов рудоносной толщи, вскрытой глубокими поперечными каньонообразными ущельями, достигает 2400 м для ртутно-сурьмяных и сурьмяных месторождений согласного типа и 2800 м — для ртутных месторождений секущего типа. Вещественный состав руд на всем этом интервале не меняется, из чего можно сделать вывод о том, что вертикальный размах оруденения должен превышать указанные цифры.

2. Большая протяженность рудных полей. Проявления ртутно-сурьмяной минерализации концентрируются, как правило, в рудные поля, контролирующиеся линейновытянутыми складчатыми структурами, осложненными зонами крутопадающих разломов, которые играли роль рудовыводящих каналов. Рудные поля характеризуются близкими размерами: протяженность всех 30 известных нам рудных полей составляет в среднем около 20 км. В каждом таком поле отчетливо намечается «центр рудолокализации» — участок, характеризующийся наиболее высокотемпературным комплексом минералов. Это свидетельствует о поступлении растворов по относительно узким каналам, а не вдоль всей поверхности рудовыводящего нарушения. Столь значительное «расплывание» растворов в стороны от канала является косвенным доказательством большой глубины, с которой они проникали в пределы рудолокализующей структуры.

3. В отдельных рудных узлах, приуроченных к складчатым структурам первого порядка — антиклинориям, имеющим ширину до 30—40 км и характеризующимся веерообразным строением, устанавливается четко выраженная симметрия в расположении рудоносных зон. Эти зоны контролируются крутопадающими разломами, осложняющими крылья антиклинорий и падающими навстречу друг другу — к центру складчатой структуры. Однотипность оруденения (вплоть до типоморфных элементов-примесей) позволяет говорить в данном случае об общности рудогенерирующего очага, который должен быть, по-видимому, расположен ниже места сопряжения рудоконтролирующих нарушений, т. е. во всяком случае не менее 10—12 км от поверхности.

## О возможном составе и физико-химических особенностях ртути- и сурьмасодержащих эманаций и гидротерм

### *О роли эманаций в образовании ртутно-сурьмяных месторождений*

А. А. Сауков (1946) указывал, что в образовании ртутных месторождений, помимо растворов, существенную роль играет ртуть в парообразном состоянии. Благодаря высокой упругости паров она создает «подземную ртутную атмосферу», окружающую структурные ловушки, где происходит отложение киновари из гидротермальных растворов. Ртуть установлена и в современных источниках, развитых в вулканических областях Камчатки и Курильских островов (Озерова, 1962; Набоко, 1961), а также в сольфатарах Новой Зеландии и других районов (Уайт, 1958). В последнем случае ртуть в парообразном состоянии входит в состав газовых выделений, характеризующихся весьма высокой температурой (свыше 600°). Это дает основания полагать, что в отдельных случаях при образовании ртутных месторождений определенную роль могут играть ртутьсодержащие высокотемпературные эманации, представленные в основном парами воды в надкритическом состоянии. К рудопроявлениям такого генезиса могут быть, по-видимому, отнесены некоторые участки ртутных месторождений Тихоокеанского пояса. Для них характерны следующие особенности:

1) интенсивный метаморфизм вмещающих пород — полная перекристаллизация, происходящая без существенного привноса новых компонентов;

2) широкое развитие гипогенной самородной ртути как в собственно рудных телах, так и в ореоле рассеяния вокруг них (удельный процент самородной ртути по отношению к суммарным ее запасам колеблется обычно от 10—20 до 70%);

3) зональное строение рудных полей: в центральных их частях наблюдаются безрудные, наиболее интенсивно метаморфизованные блоки, затем идет кольцевая зона рудопоявлений с самородной ртутью и, наконец, на флангах развиты обычные месторождения с киноварью, как главным рудным минералом;

4) специфические текстуры руд, представленных массивными разновидностями; киноварь в них «пропитывает» всю массу измененных пород, не образуя практически полнокристаллических форм (это же относится и к жильным минералам);

5) наличие в ртутных рудах дипирамидальных высокотемпературных (до 600—700°) кристаллов кварца.

### *О температуре образования ртутно-сурьмяных месторождений*

В соответствии с температурой гомогенизации газовой-жидких включений в кристаллах кварца, флюорита и кальцита (Ермаков, 1950; Грушкин, 1949 и др.) можно выделить две группы ртутно-сурьмяных месторождений: наиболее низкотемпературные ртутные (100—150°) и относительно более высокотемпературные (скорее среднетемпературные) ртутно-сурьмяные и сурьмяные (от 150—200 до 250—280°). В последнем случае наиболее высокие температуры гомогенизации (до 280°) устанавливаются для включений в кристаллах кварца и флюорита, отобранных в непосредственной близости от зон рудовыводящих нарушений. На флангах рудных полей этого типа развиты жильные минералы (кальцит, кварц и др.), характеризующиеся гораздо более низкой температурой образования (менее 200°).

На некоторых ртутных месторождениях, отличающихся высокой степенью метаморфизма вмещающих пород (глинистые доломиты,

например, превращены в ленточные мраморы, а кислые эффузивы — в нацело аргиллитизированную породу), встречены необычной формы кристаллы кварца (дипирамидальные, почти без граней призмы), содержащие включения только газовой фазы. Анализ нескольких кристаллов этого кварца, проведенный Е. Е. Костылевой (ИГЕМ) методом декрипитации, показал, что они образовались, по-видимому, при весьма высокой температуре: растрескивание имело место в интервале от 300 до 700°. Это дает основания для выделения обособленной группы ртутных месторождений, в образовании которых принимали участие высокотемпературные ртутьсодержащие эманации.

#### *О составе гидротермальных растворов, образующих ртутно-сурьмяные месторождения*

По своему составу исходные ртуть- и сурьмасодержащие растворы были, по-видимому, двух типов: в одних преобладала углекислота, в других сероводород. Только растворы последнего типа, характеризовавшиеся избыточным количеством серы, могли образовать мощный «плащ» вкрапленного пирита, часто наблюдаемый над рудными залежами в ртутно-сурьмяных месторождениях согласного типа. Кроме указанных выше и собственно рудообразующих (Hg, Sb, As и др.) компонентов, растворы содержали щелочи (Na, в меньшей степени K), а также Cl (в отдельных случаях F). Это подтверждается данными анализа жидкой фазы из газовой-жидких включений, иногда встречающихся в кристаллах кварца. Так, по данным И. Н. Масловой (ИГЕМ), анализирувавшей состав включений в кварце из ртутных месторождений киноварно-доломитовой формации, содержание Na в жидкой фазе колеблется от 0,14 до 1,32%, K — от 0,04 до 0,60%, Cl — от 0,04 до 0,62% и CO<sub>2</sub> — от 0,32 до 1,51%.

#### *О концентрации ртуть- и сурьмасодержащих гидротермальных растворов*

Исходные ртуть- и сурьмасодержащие растворы отличались, по-видимому, довольно низкой концентрацией. Судя по данным изучения газовой-жидких включений, изредка встречаемых в кристаллах кварца из ртутно-сурьмяных месторождений, она не превышает 4 г/л. И. Н. Масловой (ИГЕМ) получены следующие величины: 0,538; 3,82; 3,87; 3,99 г/л.

#### *О характере взаимодействия рудоносных гидротерм с вмещающими породами*

Если комплекс рудных минералов в ртутно-сурьмяных месторождениях определяется в основном составом исходных рудоносных растворов и поэтому не зависит практически от среды рудолокализации, то жильные минералы почти полностью определяются составом вмещающих и в меньшей мере подстилающих пород. Такая зависимость не устанавливается только для барита и отчасти флюорита, главные компоненты которых привносятся гидротермальными растворами, а не заимствуются на месте. В соответствии с составом вмещающих пород и образующихся за их счет жильных минералов ртутно-сурьмяные месторождения можно подразделить на следующие группы (рудные формации):

1) в карбонатных породах: киноварно-кальцитовую, киноварно-доломитовую, киноварно-баритовую, киноварно-флюоритовую;

2) в терригенных толщах и изверженных породах кислого состава: киноварно-диккитовую, киноварно-серицитовую, киноварно-кварцево-каолинитовую, киноварно-антимонитово-кварцевую, антимонито-кварцевую;

3) в эффузивных породах кислого состава: киноварно-серицитовую, киноварно-алунитовую, киноварно-кварцево-каолинитовую; антимонито-кварцевую;

4) в эффузивных породах основного состава и в гипербазитах: киноварно-лиственитовую.

Перечисленные выше жильные минералы образуются:

1) в процессе простой перекристаллизации имеющегося материала (кальцит и доломит);

2) при выщелачивании и гидратации пород преимущественно алюмосиликатного состава (диккит, каолинит, кварц, отчасти серицит);

3) при воздействии растворов на карбонатсодержащие породы сложного состава (анкерит, сидерит);

4) в случае привноса отдельных компонентов гидротермальными растворами (флюорит, алунит, отчасти серицит, иногда доломит, анкерит, сидерит).

Компоненты, заимствованные из подстилающих толщ, переносятся на различные расстояния: щелочи из подстилающих сланцев в рудовмещающие известняки — на первые десятки метров, СаО из известняков в перекрывающие сланцы — на первые сотни метров, MgO из подстилающих доломитов в вышележащие известняки — на первые тысячи метров.

Приведенные выше данные подтверждают вывод о том, что гидротермальными растворами привносится крайне ограниченный круг компонентов, преимущественно основные составляющие рудных минералов; большая часть жильных минералов формируется непосредственно в местах рудолокализации за счет вещества вмещающих пород.

В процессе рудоосаждения растворы могут менять свой характер. В отдельных полустойких участках остаточные порции истинных растворов могут перенасыщаться кремнеземом, глиноземом или фтористым кальцием и переходить в гелеобразное состояние. Свидетельством этому являются скопления халцедона, а также концентрически слоистые стяжения аморфного флюорита и гиббсита, часто встречающиеся вблизи зон рудовыводящих нарушений в месторождениях антимонито-кварцевой, а также киноварно-опалитовой формаций.

### О скорости циркуляции ртуть- и сурьмасодержащих эманаций и гидротерм

С этой точки зрения ртутно-сурьмяные месторождения могут быть подразделены на три группы: 1) месторождения, образованные медленно циркулировавшими растворами; 2) месторождения, сформированные гидротермами, двигавшимися с переменной скоростью; 3) месторождения, в образовании которых принимали участие растворы и эманации, поднимавшиеся с весьма высокой скоростью.

К первой группе относятся ртутные месторождения, локализуемые в пологозалегающих толщах тонкослоистых глинистых доломитов и контролируемые зонами внутрiformационного расслоения. Эти зоны представляют собой системы небольших (первые метры в длину), сообщающихся между собой и кулисообразно расположенных, приоткрытых (до 1—2 см), согласных напластованию трещин, возникающих в местах небольших (от 2—3 до 15—20°) перегибов пологозалегающих толщ слоистых доломитов. Общая мощность зон расслоения колеблется от 1—2 до 30—40 м при суммарном растяжении (приоткрывании) от

2—3 см до 10—15 м. По простиранию они прослеживаются нередко на многие десятки километров.

Попадая в такие зоны по крутопадающим нарушениям, играющим роль рудоподводящих каналов, гидротермальные растворы резко замедляют свое движение, циркулируя затем уже вдоль зон расслоения в направлении, близком к горизонтальному. Этому способствует слабая «залечиваемость» трещин в глинистых доломитах, что предопределяет длительность их существования в приоткрытом состоянии. Полузастойный характер движения гидротерм подтверждается в данном случае широким развитием полнокристаллических форм как рудных, так и жильных минералов близкоодновременным их отложениям и весьма интенсивным «пропариванием» перекрывающих пород, подвергающихся вследствие этого массовой перекристаллизации. Месторождения этого типа характерны не только для ртути и сурьмы, но также для свинца и цинка. К ним, с нашей точки зрения, относятся стратифицированные залежи свинцово-цинковых руд в тонкослоистых доломитах Миссисипи — Миссури, Каратау и др.

Во вторую группу можно, по-видимому, отнести ртутные, ртутно-сурьмяные и сурьмяные месторождения, контролирующиеся структурами экранирования (например, образующиеся на контакте известняков и перекрывающих их сланцев). Здесь относительно ускоренное восходящее движение гидротерм вдоль крутопадающих зон рудовыводящих нарушений сменяется более замедленной их циркуляцией по затухающим в перекрывающих сланцах рудораспределяющим трещинам и почти полным прекращением свободного движения непосредственно под сланцевым экраном.

К третьей группе относятся ртутные и сурьмяные месторождения секущего типа, формирующиеся, по-видимому, в течение сравнительно короткого промежутка времени при условии весьма быстрого восходящего движения гидротерм.

\* \*

\*

Таким образом, по своему генезису рассматриваемая группа так называемых низкотемпературных (ртутно-сурьмяных, мышьяковых, некоторых полиметаллических, а также флюоритовых и баритовых) месторождений является весьма неоднородной.

Большая часть ртутных месторождений образуется слабо щелочными (рН около 7), весьма разбавленными (минерализация до 4 г/л) низкотемпературными (около 100—150°) истинными растворами, медленно циркулирующими вдоль приоткрытых трещин и имеющими в своем составе довольно ограниченный комплекс рудных компонентов. Такой же генезис характерен и для реальгарово-аурипигментовых, а также некоторых полиметаллических месторождений.

В формировании другой группы ртутных, а также большей части ртутно-сурьмяных, сурьмяных и флюоритовых месторождений принимали участие более высокотемпературные (до 300°) и относительно более концентрированные растворы. На последних этапах рудообразования существенную роль иногда играли остаточные золи.

Выделяется также обособленная группа наиболее высокотемпературных ртутных месторождений, в образовании которых участвовали перегретые ртутьсодержащие эманации. Ртуть в данном случае поступала в парообразном состоянии вместе с парами воды в надкритическом состоянии (до 600—700°).

V. P. FEDORCHUK

## ON GENESIS OF LOW-TEMPERATURE DEPOSITS

(Summary)

An isolated group of deposits, characterized with extreme simplicity of their material composition (in some cases the list of minerals, occurring in them, is confined only to two minerals, an ore one and a veined one), highly weak show of circumore variation of country rocks and considerable «remoteness» from ore-forming chambers (what is practically confirmed by full absence of magmatic activity signs in the district of such deposits development). Usually, stratificated mercuryzincous, some fluoritic, baritic, arsenic and mercury-antimonial deposits as well refer to these occurrences. Mercury-antimonial deposits are commonly considered to be the most simple from the point of view of their genesis. Almost all the researches regard them belonging to the group of hydrothermal deposits, the most low-temperature ones. Nevertheless, the conditions of their formation are characterized by a great variety. So, confrontation of the data of study of material composition of about 300 mercury-antimonial deposits of Euroasia allows to come to the following conclusions concerning their genesis.

Depth of formation is from 0 up to 4—5 km; vertical scope of ore deposition is from tens up to 3—4 thousand metres; depth of ore-forming centre is not less than 10—12 km.

Age conforms to the conclusive stages of the productive metallogenic cycle. So, in Central Asia Caledonian (320 mill. years according to veined sericite), Variscian (220 mill. years), Cimmerian (up to 170 mill. years) and, apparently, Alpine mercury-antimonial belts were distinguished.

Connection with igneous rocks is paragenetic with alkaline intrusives. One can consider ultrabasites as an indication of depthness of ore-controlling fractures.

Temperature of formation of some mercurial deposits is up to 600—700°; of most mercury-antimonial and antimonial ones is from 150—200 up to 300°; of the bulk of mercurial deposits is about 100—150°.

Composition of solutions and emanations is commonly simple: main ore components and a part of admixture elements, typomorphic for the metallogenic province, are involved. Chlorides play the leading part, but in some provinces fluorids do. Sometimes the solutions are not saturated properly with sulphur what results in exhalation of surplus amounts of mercury and arsenic in natural state. Main components of veined minerals and pyrite are borrowed in place, or introduced from the underlying rock masses.

State of emanations is overheated mercuriferous steam of water; state of hydrothermas is real alkalescent (pH up to 7) solutions, which sometimes in semistagnant places are partly neutralized or are turned into colloids.

Concentration is usually low, up to 4 g/l; fluorinebearing high-temperature solutions more concentrated; residual portions of them sometimes get thick up to jellous state.

Rate of solutions in folded areas when ascensive movements along fractures is high (except the plots of screening and the zones of disturbance, extinguishing upwards). For platform conditions slow advance of hydrothermas along gentle sheeted zones is characteristic (toward nearly horizontal direction for many tens of km). In this case a pressure-statistical basin of mineralized waters (of artesian type), impregnating all the strata of rocks, is formed.

According to the above mentioned conditions of formation there should be fixed: a) the most high-temperature mercurial deposits (gas-emanational); b) hydrothermal middle-(mercury-antimonial and antimonial) and low-temperature (mercurial) ones and c) deposits, being formed by recent thermal springs (mercurial).

## ЛИТЕРАТУРА

Айдиньян Н. Х. Некоторые данные о переходе ртути в раствор при взаимодействии киновари, металлической ртути и сульфида ртути с дистиллированной и природной водой. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 46, 1960.

Амирасланов А. А. Основные типы месторождений свинца и цинка. Госгеолтехиздат, 1957.

Афанасьев Г. Д., Айдиньян Н. Х. Предварительные данные о распространении ртути в горных породах Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, № 7.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.

Вольфсон Ф. И. Некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений различных генетических типов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 162, 1955.

Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. 2. Госгеолтехиздат, 1962.

Грушкин Г. Г. Некоторые итоги изучения температур образования кварцев и флюоритов. Тр. АН УзССР, вып. 4. Ташкент, 1949.

- Дэна Дж. Д. и др. Система минералогии, т. 1, 2. Изд-во иностр. лит., 1951.
- Ермаков Н. П. Исследования минералообразующих растворов. Изд. Харьк. гос. ун-та, 1950.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии. В сб. «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.
- Константинов М. М. Об осадочном происхождении некоторых месторождений свинца и цинка. «Разведка недр», 1951, № 5.
- Коржинский Д. С. Фильтрационный эффект и его значение в геологии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 2.
- Королев А. В., Шехтман П. А. Постмагматические рудные тела и методы их геологического анализа. Госгеолтехиздат, 1954.
- Кузнецов В. А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. Изд. АН СССР, 1958.
- Минералы, т. 1. Изд. АН СССР, 1960.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. В кн.: «Гидротермальные процессы и минералообразование в областях активного вулканизма». Изд-во АН СССР, 1961.
- Никифоров Н. А. Геологические типы ртутно-сурьмяных рудных полей Южной Ферганы. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.
- Озерова Н. А. Первичные ореолы рассеяния ртути. Тр. ИГЕМ, вып. IV, 1962.
- Полярков В. Э. Сурьма и ртуть. Оценка месторождений при поисках и разведках, вып. 15. Госгеолтехиздат, 1955.
- Радкевич Е. А. О типах вертикальной и горизонтальной зональности. «Советская геология», 1959, № 9.
- Сауков А. А. Геохимия ртути. Тр. ИГН АН СССР, вып. 78, № 17, 1946.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1960.
- Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. Госгеолтехиздат, 1947.
- Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд-во МГУ, 1954.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд-во АН СССР, 1962.
- Сургай В. Т. Основные геохимические черты главных структурно-тектонических зон земной коры. Тр. Ин-та геол. АН КирССР, вып. VIII. Фрунзе, 1956.
- Уайт Д. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.
- Ферсман А. Е. Геохимия, 1932—1938.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1958.

ТЕКТОНИКА  
И ЭНДОГЕННОЕ  
РУДООБРАЗОВАНИЕ

И. П. КУШНАРЕВ

### ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РОЛЬ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА В ИХ РАЗМЕЩЕНИИ

Глубина образования различных типов эндогенных гидротермальных месторождений интересовала многих выдающихся исследователей (В. Линдгрена, В. Эммонса, В. А. Обручева, М. А. Усова, П. Ниггли, Г. Шнейдерхена, С. С. Смирнова и др.) и в ряде случаев служила одним из основных признаков классификации месторождений. За последние годы вопрос о глубине формирования эндогенных месторождений также привлекал внимание геологов (Королев, 1941; Вольфсон, 1951; Невский, 1955; Кушнарев и др., 1959; Грушкин, 1961; Павлов, 1961 и т. д.).

Научное и практическое значение этой проблемы очевидно. Знание глубин, в пределах которых образуются различные типы эндогенных месторождений, а также степени их эрозии, позволяет судить о закономерностях размещения месторождений в пространстве и об условиях их образования, а также делать практические выводы о перспективах поисков и оценивать обнаруженные объекты.

#### Краткий обзор представлений о глубине формирования месторождений

Широко распространенная классификация месторождений В. Линдгрена, в основу которой положены температура и давление, в сущности построена, как справедливо отмечал С. С. Смирнов (1937, 1947), лишь по первому признаку; поэтому термины гипотермальный, мезотермальный и эпитеpmальный стали синонимами понятий высоко-, средне- и низкотемпературный. Приведенные В. Линдгреном (1928) цифры глубин образования месторождений (эпитеpmальных — от первых десятков метров до 1800 м, мезотермальных — от 1200 до 3600 м и гипотермальных от 1200 до 10 000 м) основывались на очень небольшом количестве данных о размещении месторождений в стратиграфической колонке районов их развития. Как будет показано ниже, такой способ расчета глубин является неверным.

Согласно широко известной гипотезе В. Эммонса (Emmons, 1926, 1937), глубина образования месторождений целиком определяется глубиной формирования батолита. Иначе говоря, однотипные месторождения, связанные с различными батолитами, застывшими на разных уровнях от поверхности земли, должны располагаться веерообразно относительно батолита на различных глубинах в породах кровли. Ореол распространения месторождений вокруг батолитов, по В. Эммонсу, достигает 10 км; в самом массиве будут располагаться высокотемпературные месторождения, вдали от него — низкотемпературные.

Л. Грейтон (1937) не производил расчетов глубин формирования отдельных типов месторождений, общую же глубину развития рудной

минерализации он оценивал в 5—6 км, считая, что гипотермальные месторождения развиваются на больших глубинах, мезотермальные — на средних и эпитеpmальные — вблизи поверхности земли. Близкие взгляды о глубинах образования месторождений и их связи с интрузиями высказывали М. А. Усов (1933), П. Ниггли (Niggli, 1941) и Г. Шнейдерхен (Schneiderhönn, 1941). Они разделяли все месторождения на вулканические (глубина до 2 км), гипабиссальные (глубина 2—6 км) и абиссальные (глубина 6—10 км). Эти исследователи полагали, что месторождения генетически связаны с интрузивами, развитыми поблизости на одном с ними гипсометрическом уровне.

Отмеченные выше взгляды были критически рассмотрены рядом исследователей (Смирнов, 1946, 1947; Вольфсон, 1953).

Проблемой глубин формирования месторождений занимался и Е. Садецкий-Кардош (Szadeszky-Kardoss, 1957). Он считает, что кроме главного, геологического, метода, включающего установление геологического строения размытой части месторождения и изучение данных разведки и эксплуатации, при определении глубин образования необходимо использовать ряд других признаков. К ним относится интенсивность изменения вмещающих пород, степень кристалличности магматических пород, характер некоторых образований (пегматиты — большая глубина; скарны — средняя), форма рудных тел (трещинные — близповерхностные, сложные метасоматические залежи — относительно большая глубина), минералы-термометры и ряды ионизации минералов и химических элементов. Не останавливаясь подробно на рассмотрении этих признаков (Кушнарев, 1961), отметим лишь, что они либо вообще не применимы для указанной цели, либо требуют подтверждения тем же геологическим методом и пока не могут служить критериями глубинности.

Весьма перспективными направлениями в разработке дополнительных критериев глубинности являются изучение минеральной зональности самих месторождений и зональности околорудных изменений вмещающих пород, а также экспериментальные и геохимические исследования условий образования минералов. В этом отношении заслуживают внимания работы Д. С. Коржинского (1940), Н. В. Павлова (1961) и других о минералах как показателях глубинности. Однако экспериментальные и другие данные о глубинах распространения различных минеральных образований должны сравниваться с цифровыми данными, полученными геологическим методом; он для них является эталоном и шкалой измерения.

Как уже было отмечено, отдельные разрозненные определения не давали возможности выявить статистическую закономерность размещения различных типов месторождений по глубине. Поэтому мы поставили перед собой задачу на основе изучения геологического строения и развития значительной территории (около 17 тыс. км<sup>2</sup>) Кураминской зоны юго-западного Тянь-Шаня выяснить, в пределах каких глубин от поверхности, существовавшей во время рудообразования, формировались многочисленные эндогенные месторождения этой зоны. Нами были учтены и все пострудные тектонические преобразования отмеченной поверхности вплоть до настоящего времени, а также современный эрозионный рельеф. Синтез этих данных был изображен графически в виде карты эрозионных срезов. Основой для ее построения послужила геологическая карта Кураминской зоны, составленная по результатам геологических съемок, проведенных автором, а также А. С. Аделунгом, А. Б. Кажданом, А. С. Макаровым, В. Б. Мещеряковой, В. Н. Левиным и А. Ф. Уткиным. Кроме того, были использованы геологические данные большого коллектива среднеазиатских геологов.

## Геологическое строение Кураминской зоны

Изученная нами часть Кураминской зоны включает хребты Каржантау, юго-западную часть Чаткальского (до правобережья р. Кассан), Кураминский и Моголтау. Большая же площадь скрыта под чехлом мезо-кайнозойских отложений долины р. Сыр-Дарьи и Кызылкумов. История развития зоны может быть разделена на ряд этапов, по времени соответствующих нижнему палеозою — силуру, девону, а также нижнему и среднему карбону, низам верхнего карбона, верхнему карбону, нижней перми, верхней перми и, наконец, мезокайнозою.

В нижнем палеозое — силуре на рассматриваемой территории накапливались глинистые осадки, которые в конце силура были смяты в пологие линейные складки и прорваны небольшим количеством каледонских гранитоидов. На них с угловым несогласием залегает трансгрессивная серия эффузивно-осадочных пород нижнего — среднего девона ( $D_{1+2}$ ) мощностью до 600 м, а выше лежат карбонатные отложения верхнего девона — нижнего карбона мощностью 800—1300 м. Завершается разрез толщей (до 2000 м) ниже-среднекарбонных эффузивов разнообразного состава и их пирокластов с горизонтами осадочных пород в основании и реже в верхах.

В среднем карбоне все эти отложения были смяты в линейные складки и прорваны крупными батолитами варисцийских гранодиоритов ( $I_v$ ). Последние занимают около 26% площади палеозойских пород, выходящих на современную поверхность. Внедрение их придало этой территории значительную жесткость. После размыва образованных в это время складчато-глыбовых горных сооружений в начале верхнего карбона отложилась акчинская свита ( $C_3ak$ ), сложенная эффузивами разнообразного состава и их пирокластами, с подчиненными прослоями обломочных осадочных пород; мощность ее достигает 1600 м.

После небольшой складчатости и размыва горных сооружений локально, в лагунах, начали образовываться туфогенно-осадочные отложения сарысьюнской свиты ( $C_3s$ ) верхнего карбона, содержащей прослои кислых эффузивов и их пирокластов; мощность ее колеблется от 0 до 500—700 м. Они, в свою очередь, были смяты в брахискладки и прорваны штоками розовых сиенит-порфиров, гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров (второй варисцийский комплекс  $2_v$ ). Складчато-глыбовые горные сооружения, завершившие этот этап развития, были размыты и на отмеченные породы с угловым несогласием отложились обломочные, а затем мощные (до 2000 м), преимущественно кислые, белесые эффузивы и их пирокласты верхнекарбонной оясайской свиты ( $C_3o$ ). Они смяты в очень пологие брахискладки и прорваны небольшим количеством разнообразных гранитоидов (третий варисцийский комплекс  $3_v$ ), приуроченных к разломам.

Затем высокие складчато-глыбовые горные сооружения конца верхнего карбона были размыты до пенеплена и перекрыты с угловым несогласием мощной (до 2000—2200 м) эффузивно-осадочной шурабсайской свитой нижнепермского возраста, сложенной чередующимися пачками осадочных (обломочных) и эффузивных пород преимущественно среднего и основного состава и их пирокластами. Отложения свиты смяты в пологие брахискладки и прорваны небольшими интрузивами различного состава (четвертый интрузивный комплекс  $4_v$ ), приуроченными к разломам, число которых к этому времени возросло.

Движение блоков по старым и вновь возникшим разломам привело к образованию глыбовых горных сооружений, которые в дальнейшем подвергались интенсивной эрозии. На выровненной поверхности с угловым несогласием накапливались отложения кызылнуринской

свиты верхнепермского, возможно, нижнетриасового возраста. Самые низы ее сложены пирокластическими образованиями, большая же часть разреза — розовыми кварцевыми порфирами (иногда флюидалными), внутри которых местами встречаются прослои и пачки туфогенно-осадочных и пирокластических пород. Максимальная, сохранившаяся от размыва мощность свиты достигает 1000—1100 м. Складчатость в кызылнуринских отложениях проявлена крайне слабо и имеет платформенный характер. После образования свиты число разломов еще более возросло. Последние контролируют размещение многочисленных мелких интрузивных массивов и даек разнообразного состава, образующих мощные протяженные пояса (5<sub>v</sub>).

Образованием кызылнуринской свиты и внедрением весьма разнообразных (но преимущественно кислых и субщелочных) интрузивов (5<sub>v</sub>) заканчивается геосинклинальный период развития Кураминской зоны. Горные сооружения этого периода были не велики, о чем свидетельствуют ниже-среднеюрские глинистые угленосные осадки заболоченных пойм рек и трепеловидные осадки озер. Меловые континентальные песчано-глинистые и палеогеновые морские карбонатные отложения представляют собой трансгрессивную серию пород, отлагавшуюся уже на большей части территории Кураминской зоны. В неоген-древнечетвертичное время началась интенсивная дифференциация зоны на прогибы и поднятия и резкий рост горных сооружений, близких современным. При этом происходило как дугообразное вспучивание хребтов и прогибание впадин, так и поднятие тектонических блоков по старым и вновь возникшим разломам с амплитудами, иногда превышавшими 1500 м.

Таким образом, для Кураминской зоны в палеозойское время характерно широкое развитие эффузивной деятельности, проявление серий фаз складчатости, сопровождавшихся внедрением интрузивов, и увеличение количества разломов от древних к молодым этапам развития при постепенном уменьшении роли складчатых деформаций. Накопление эффузивно-осадочных толщ происходило неравномерно, так как наряду с прогибами существовали поднятия, на которых те или иные свиты не накапливались, что было установлено при составлении карт размещения мощностей и анализе фаций каждого этапа развития Кураминской зоны.

Весьма существенное влияние на полноту стратиграфического разреза оказывали блоковые перемещения по ограничивающим их разломам и последующий размыв поднятых блоков. Достоверно появление разломов фиксируется с нижнего карбона. Они нередко служили каналами излияний разновозрастных лав, вместилищами интрузивов и рудной минерализации. В среднем и верхнем палеозое сохранялась своеобразная ритмичность развития: колебательные движения (осадконакопление и эффузивная деятельность) → складчатость (внедрение интрузивов) и образование разломов и перемещения по ним (создание складчато-глыбовых горных сооружений) → относительный покой (пенепленизация гор) и вновь прогибание с повторением событий в той же последовательности.

Отмеченные особенности развития Кураминской зоны коренным образом отличают ее от соседних зон, для которых характерно длительное и непрерывное накопление мощных осадочных толщ и проявление складчатости и интрузивной деятельности только в конце геосинклинального периода развития. Число интрузивных массивов и разнообразие изверженных пород обычно невелико; разломы также развиты в небольшом количестве. Не сравнимы они и по металлоносности: эндогенные месторождения широко распространены в Кураминской зоне и почти полностью отсутствуют в соседних зонах.

## Общая характеристика рудоносности Кураминской зоны

В пределах рассматриваемой провинции выделяются две разновозрастные группы гидротермальных образований: донжнепермская и верхнепермская — возможно, нижнетриасовая.

К первой группе относятся безрудные кварцево-турмалиновые жилы и зоны дробления алунизированных, серицитизированных и окварцованных пород. Возраст их определяется тем, что они располагаются в породах, возраст которых не выше верхнего карбона, и перекрываются нижнепермскими базальными конгломератами.

Ко второй группе относятся многочисленные и весьма разнообразные месторождения и рудопоявления свинца, цинка, меди, серебра, висмута, мышьяка, молибдена, вольфрама, золота, олова и других металлов (см. табл.). В соответствии с общепринятой классификацией среди месторождений выделяются высокотемпературные грейзеновые и скарновые и собственно гидротермальные, преимущественно жильные, от высоко- до низкотемпературных.

Грейзены встречаются весьма редко. Скарны развиты достаточно широко; с ними связаны магнетитовые, шеелитовые, молибденитовые и свинцово-цинковые руды. Наибольшее развитие имеют весьма разнообразные гидротермальные месторождения.

Единого мнения по вопросу о возрасте рудной минерализации, что особенно важно для определения глубин ее образования, нет. Одни исследователи (Абдуллаев и др., 1958; Карпова, 1960), исходя из общих представлений о связи рудных образований с каждым магматическим комплексом, считают, что оруденение здесь так же разновозрастно. Убедительных доказательств этому не приводится, а сходство минерального состава месторождений, относимых к разному возрасту, объясняется унаследованностью развития магматизма и рудообразования. Другие исследователи (Вольфсон, 1951; Королев, 1948), так же как и автор, считают, что эндогенные рудные образования Кураминской зоны относятся к последовательным стадиям единого процесса, завершающего верхнепермскую — нижнетриасовую (?) магматическую деятельность. Верхней возрастной их границей служат ниже- и среднеюрские угленосные отложения, которые не пересекаются ни дайками, ни рудными жилами.

Эти выводы подтверждают:

1) залегание ряда месторождений в самых молодых интрузивных образованиях ( $B_v$ ) и эффузивных свитах;

2) строгая последовательность в проявлении типов минерализации — от высокотемпературных к низкотемпературным; нет ни одного случая, когда бы наблюдалась обратная последовательность или произвольное ее нарушение, что можно было бы рассматривать как доказательство резко разновозрастных этапов или эпох рудообразования; нет также ни одного случая пересечения руд интрузивными массивами (или их апофизами);

3) состав и последовательность кристаллизации минералов в однотипных месторождениях, не зависящие от состава и возраста вмещающих их пород;

4) наличие в одноименных минералах из месторождений различных типов ряда одинаковых элементов-спутников;

5) отсутствие достоверных данных о наличии окатанных галек руд известных месторождений в базальных конгломератах разновозрастных свит.

## Месторождения и рудопроявления Кураминской зоны

№ п/п	Минеральный состав рудных тел	Температура образования	Форма рудных тел	Примечание
1	Грейзены с незначительным количеством молибденита, магнетита, пирита, халькопирита и других сульфидов	Высокотемпературные	Минерализованные зоны дробления	Развиты крайне редко
2	Скарново-магнетитовые	То же	Пластообразные залежи, линзы, столбы	Развиты сравнительно широко. Между 2—3 и 4—5 наблюдаются переходные разности
3	Скарново-свинцово-цинковые	" "	Пластообразные залежи и линзы	
4	Скарново-шеелитовые	" "		
5	Скарново-молибденитовые	" "		
6	Кварцево-золоторудные	" "	Жилы	
7	Кварцево-молибденитовые	" "	Жилы, штокверки	
8	Кварцево-касситеритовые с вольфрамитом	" "	Жилы	
9	Арсенопирит-галенит-сфалеритовые	Высокотемпературные, переходные к среднетемпературным	Жилы, зоны вкрапленников и трубы в известняках	Развиты широко
10	Кварцево-халькопиритовые и кварц-халькопирит-висмутиновые	Среднетемпературные	Жилы и штокверки	
11	Кварцево-гематитовые и кварц-гематит-баритовые и гематитовые	То же	Штокверки и жилы	
12	Галенит-сфалеритовые: а) сплошные сульфидные руды	Среднетемпературные, переходящие в низкотемпературные	Жилы, плитообразные тела и жилообразные зоны вкрапленников	Встречаются редко
	б) кварцевые и кварцево-баритовые	То же	Жилы и реже зоны штокверковых и вкрапленных руд	Распространены широко
13	Флюоритовые, кварцево-флюоритовые, карбонат-флюоритовые с небольшим развитием галенит-сфалеритового оруденения	Низкотемпературные	Жилы, редко сложные седловидные залежи в ядрах диапировых складок	Сравнительно распространенные
14	Безрудные кварцевые и кальцитовые	То же	Жилы, редко штокверки	

### О построении карт эрозионных срезов

Под глубиной эрозионного среза месторождения следует понимать расстояние от поверхности земли, существовавшей во время рудообразования, до выхода месторождения на современную дневную поверхность.

За нулевую поверхность, от которой отсчитывается эта глубина, принимается не уровень моря, а поверхность земли во время минерализации, т. е. во время сравнительно короткого периода формирования месторождений определенного тектоно-магматического этапа развития рудной провинции. Поэтому главной задачей являлось выяснение возраста этой бывшей поверхности, отвечающей времени рудообразования, ее геоморфологии и дальнейших изменений, которые она претерпела в результате складчато-глыбовых перемещений с момента образования до наших дней.

Как показывает опыт изобразить это графически можно на карте, масштаб которой не мельче 1 : 100 000.

В нашем случае наиболее простыми участками для выяснения этой поверхности являлись те, где сохранилась от полного размыва кызылнуринская свита верхнепермского — нижнетриасового (?) возраста. Современное ее положение отражает все деформации, которые она претерпела к настоящему времени; нам оставалось лишь учесть изменение ее мощностей. Анализ осадков нижней и средней юры и их размещения позволил прийти к заключению о незначительном размыве кызылнуринских отложений и мелкосопочном рельефе того времени, которым можно пренебречь и в идеализированном виде считать положение верхних слоев кызылнуринской свиты за поверхность времени рудообразования. В участках или тектонических блоках, где эта свита полностью размыва (часто вместе с подстилающими отложениями) или вообще не образовывалась, задача крайне осложнялась. В таком случае, привлекались все геологические данные о закономерностях размещения мощностей палеозойских свит, характере складчатости, направлении и амплитудах перемещений в каждый этап развития блоков пород по ограничивающим их разломам, поскольку в таких блоках в результате размыва происходило выпадение из разреза отдельных свит или их частей.

На многочисленных различно ориентированных геологических разрезах изображалось положение искомой поверхности (рис. 1); по разрезам нетрудно было установить и элементы ее залегания. На разрезах нами делались следующие дополнительные построения. Ниже этой верхнепермской (нулевой) поверхности с интервалом в 500 м проводились параллельные ей линии и фиксировались места, где они пересекали современную поверхность земли. Точки пересечения соответствовали отметкам —500, —1000, —1500 м (см. рис. 1). Затем полученные таким путем точки переносились (проектировались) на топографическую карту по линиям разрезов. На нее же с геологической карты переносились линии разломов и выходы молодых интрузивов, близких по времени образования к минерализации. Имея указанные выше точки с соответствующими отметками, характеризующими глубину эрозии верхнепермской (нулевой) поверхности, а также элементы ее залегания для разных участков, нетрудно найти след пересечения современной поверхности земли с прежней (нулевой) верхнепермской поверхностью, как бы последовательно опущенной (параллельно нулевой поверхности) на серию интервалов, равных 500 м каждый.

Построив таким образом изогипсы глубин эрозии и закрасив интервалы между ними в соответствии с выбранной легендой, автор получил карту эрозионных срезов, внешне похожую на геологическую карту

с согласно залегающими пластами равной мощности (500 м), рассеченными разломами на отдельные блоки. На эту же карту были нанесены различными знаками типы руд, указанные в таблице. Три ведущих фактора — эрозионный срез, разломы и молодые интрузивы — определяют основные закономерности размещения месторождений; они и составляют (вместе с месторождениями) основное содержание карты нового типа, отличной от обычных металлогенических карт.

Все изложенное показывает, что сложность геологического развития (неоднократность складчатости, перемещение блоков по разломам,

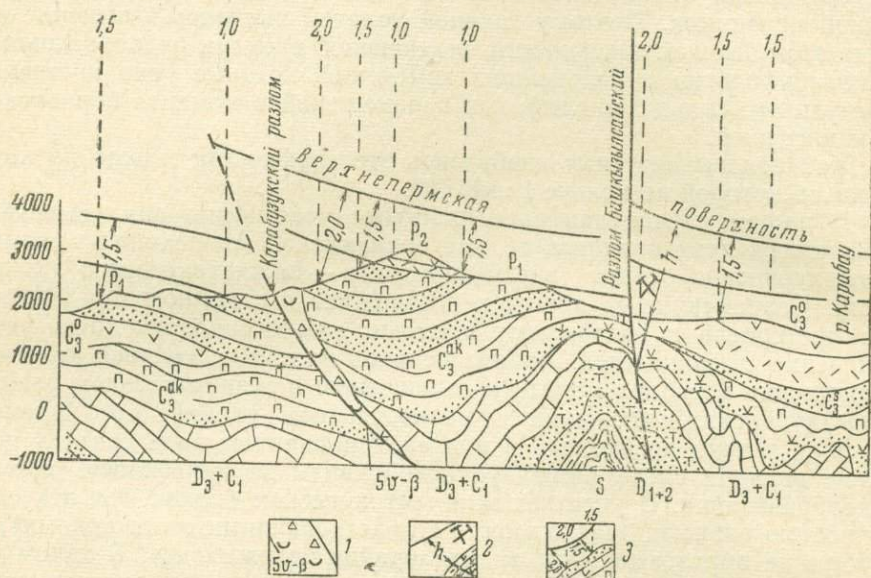


Рис. 1. Геологический разрез части Чаткальского хребта

1 — альбитофиры эвстразивные ( $5v-\beta$ ); 2 — глубина  $h$  эрозионного среза месторождений от верхнепермской поверхности, соответствующей времени рудообразования; 3 — глубины эрозионных срезов, км. Вертикальные пунктирные линии — вертикальные проекции точек рельефа с глубиной эрозионных срезов 1; 1,5 и 2 км.

эрозия поднятых участков и соответственно неполнота разреза и наличие несогласий) не позволяет рассчитывать глубину формирования месторождений по их положению в стратиграфической колонке (по «стратиграфической мощности»). По этой же причине нельзя считать, что положение месторождения в нижнем структурном ярусе одновременно свидетельствует о большой, а в верхнем — о малой глубине образования руд. Таким образом, эрозионный срез и структурный ярус понятия разные и пользоваться последним для определения глубин образования месторождения нельзя.

### Глубины формирования месторождений

Карта эрозионных срезов, составленная по изложенной методике, была проанализирована. В качестве эталона были взяты те планшеты карты (их оказалось 25%), где сохранилась кызылнуринская свита и соответственно были наименьшие экстраполяции и другие допущения и, следовательно, точность определения глубин эрозии была наибольшей. В пределах каждого интервала глубин (0—500 м, 500—1000 м и т. д.) производился подсчет количества широко распространенных свинцово-цинковых и медных месторождений, а затем составлялся график их размещения по глубинам. Такая же работа была проделана по место-

рождениям, перечисленным в таблице, и для всей территории в целом (рис. 2). Частный график, здесь не приводимый (Кушнарев, 1961), показал идеальную сходимость с общим (см. рис. 2), что свидетельствует о надежности карты эрозионных срезов.

Из анализа общего графика следует:

1. Вся рудная минерализация размещается в пределах 0,5—4,5 км от поверхности, существовавшей во время рудообразования. В этом диапазоне развиваются низкотемпературные и переходные к среднетемпературным свинцово-цинковые, медные, медно-висмутовые и

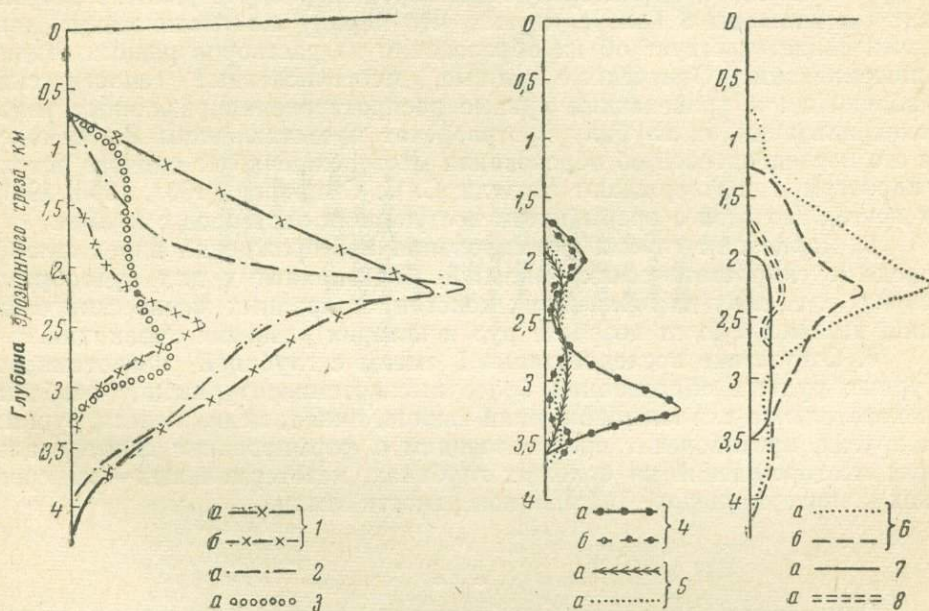


Рис. 2. Глубины формирования эндогенных месторождений Кураминской зоны

*a* — гидротермальные; *b* — скарновые; 1 — свинцово-цинковые; 2 — медные; 3 — флюоритовые; 4 — молибденовые; 5 — вольфрамовые; 6 — железорудные; 7 — золоторудные; 8 — оловянные

железорудные (гематитовые) месторождения и рудопроявления; максимума они достигают на глубине 2,2 км. В пределах 0,5—3,5 км образуются флюоритовые, а в интервале от 1,5—1,7 до 4 км — высоко- и среднетемпературные (в том числе скарновые) свинцово-цинковые, железорудные (магнетитовые), молибденовые, вольфрамовые, оловянные, мышьяковые (арсенопиритовые), сурьмяные (антимонитовые) и другие месторождения и рудопроявления (см. рис. 2 и табл.),

2. Размещение различных типов руд на территории провинции прежде всего определяется глубиной ее эрозии. Площади с эрозионным срезом менее 0,5 км безрудны, но потенциально перспективны для поисков скрытого (слепого) низко- и среднетемпературного свинцово-цинкового, медного, медно-висмутового, флюоритового и гематитового оруденения. Для высоко- и среднетемпературных месторождений (в том числе и скарновых) свинцово-цинковых, железорудных, молибденовых, вольфрамовых, оловорудных и некоторых других эта граница будет значительно ниже (1,5—1,7 км). Площади, эрозионный срез которых более 4,5 км, безрудны и для поисков не перспективны. Эти данные по Кураминской зоне не подтверждают представлений многих исследователей о распространении месторождений до глубин 6 км и более.

3. Закономерность расположения отмеченных сообществ руд, характерных для разных глубинных уровней, является новым критерием оценки возможной глубины развития различных типов месторождений, расположенных в одном тектоническом блоке.

4. Совпадение диапазонов глубин распространения скарновых и собственно гидротермальных месторождений молибдена и вольфрама свидетельствует об образовании их из растворов одной и той же стадии минерализации, но проникших в разные породы. Иные соотношения наблюдаются между свинцово-цинковыми и железорудными собственно гидротермальными месторождениями с одной стороны и скарновыми — с другой: кривые, характеризующие глубины распространения вторых, как бы вложены в контур первых, что наряду с геологическими данными свидетельствует об их образовании из растворов разных стадий минерализации. Отмеченные данные, многочисленные геологические наблюдения и приведенные кривые распространения различных типов минерализации на глубину противоречат представлениям В. Эммонса и его последователей об образовании месторождений из единого потока гидротерм и подтверждают взгляды С. С. Смирнова (1937, 1946, 1947) и других геологов о прерывистом поступлении растворов с глубин.

5. Диапазоны глубин формирования месторождений определяют и пределы гидростатических давлений, благоприятных для рудообразования, т. е. одну из важнейших констант природных химических реакций, независимую от возраста руд и истории развития провинций.

6. Отсутствие последовательной смены с глубиной низкотемпературных рудных образований более высокотемпературными, особенно показательное для месторождений свинца, цинка, меди, железа, сурьмы и других, противоречит представлениям о формировании гипотермальных месторождений на больших глубинах, мезотермальных — на средних и эпитеpmальных — вблизи поверхности земли.

\*

\* \*

Отмеченная закономерность пространственного размещения месторождений наблюдалась во многих рудных районах. Так, например, на значительной территории Северо-Востока СССР, где широко развито оловянное, вольфрамовое и золотое оруденение, полиметаллические руды развиты слабо, что хорошо согласуется с нашими данными (см. рис. 2). Аналогичное явление наблюдается в Забайкалье, на Кавказе, в Западной Европе, в юго-восточной Азии и в других рудных провинциях.

Как справедливо указал Б. П. Соболев, важнейшим фактором, после давления и температуры, определяющим поведение элементов, является химизм реакций (форма переноса вещества). Наиболее ярко это проявлено в виде зональности руд с глубиной.

Весьма показательное поведение ртути. В. А. Невский (1955) и другие исследователи ориентировочно оценивали глубину ее распространения до 2—2,5 км. Отмечалось также, что в верхних частях это ртутное, ниже — сурьмяно-ртутное и еще ниже — сурьмяное оруденение. Ртутные и сурьмяно-ртутные проявления изредка встречаются в пределах скарново-шеелитовых и молибденитовых месторождений, но промышленных скоплений не дают. Иначе говоря, ртутная минерализация выклинивается к глубинам широкого развития молибденовой и вольфрамовой минерализации.

Барит в кварцево-баритовых жилах с флюоритом, с сульфидами свинца, цинка, меди или с гематитом распространяется в Кураминской зоне до 2,5 км, причем его содержание в жилах с глубиной падает. Он также изредка встречается в скарновых месторождениях различных

типов как в указанной, так и других рудных провинциях. Экспериментальные исследования поведения барита в водных растворах при температурах до  $400^{\circ}\text{C}$  и давлениях до  $500\text{ атм}$ , проведенные Н. И. Хитаровым и Н. Е. Учамейшвили (1960), показали, что на миграцию бария влияют ионы  $\text{Cl}^{++}$  и  $\text{HCO}_3^-$  — температура и особенно давление. Низкие давления способствуют образованию барита, высокие — повышают его растворение и миграцию в десятки раз. Значительный диапазон его распространения на глубину противоречит прежним представлениям ряда исследователей о близповерхностном образовании барита в усло-

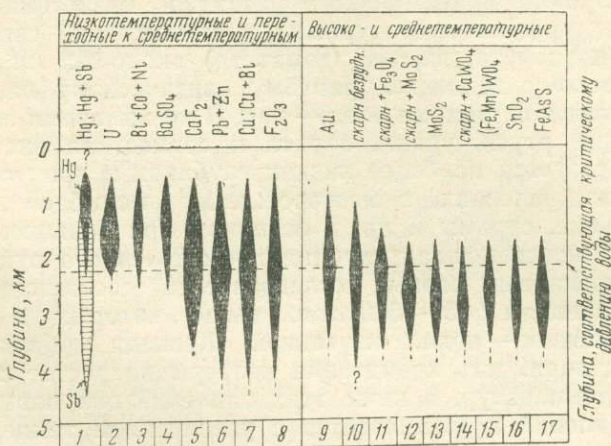


Рис. 3. Глубины формирования некоторых типов эндогенных гидротермальных месторождений

Цифрами внизу обозначены месторождения: 1 — ртутные, сурьмяно-ртутные и сурьмяные; 2 — урановые; 3 — висмут-кобальт-никелевые; 4 — баритовые, кварцево-баритовые; 5 — кварцево-флюоритовые; 6 — свинцово-цинковые; 7 — медные и медно-висмутные; 8 — гематитовые и кварцево-гематитовые; 9 — кварцево-золоторудные; 10 — гранат-пироксеновые безрудные скарны; 11 — скарны с магнетитом, иногда с гематитом; 12 — скарны с молибденитом; 13 — кварцево-молибденитовые; 14 — скарны с шеелитом; 15 — кварцево-вольфрамитовые; 16 — кварцево-касситеритовые; 17 — кварцево-арсениопиритовые

виях, когда возможна реакция растворов с кислородом атмосферы, проникшим по зонам разломов.

Детальные исследования Н. В. Павлова (1961) железорудных месторождений Тунгусской синеклизы, связанных с основной (базальтовой) магмой, позволили установить, что в триасовых покровных базальтах (в их окислителях) наблюдается магнезиоферрит; в среднетемпературных железорудных месторождениях, сформированных на глубине 0,4 км от триасовой поверхности, соответствующей времени рудообразования, образуются магномагнетиты, в которых на долю магнезиальной молекулы приходится 80%; на глубинах 1 км ее содержание в среднем 30—35%, а на глубинах 1,6—1,8 км менее 5%. Отмеченное закономерное уменьшение магния в магнетитах для месторождений данного типа может служить новым дополнительным критерием глубинности их образования.

Помимо перечисленных в докладе литературных источников, нами были использованы многие другие опубликованные работы и сделаны сопоставления глубин распространения руд, аналогичных перечисленным в таблице, с рудами иных типов, но встречающихся совместно с ними. При этом было уточнено положение среднетемпературного золотого оруденения, кварцево-касситеритовых жил и т. д. Все это показано на рис. 3.

Из приведенных данных (см. рис. 2 и 3) видно, что при совместном нахождении (в одном тектоническом блоке или рудном поле), с одной стороны, урановых, ртутных, висмута-никеле-кобальтовых, баритовых руд и с другой — молибденовых, вольфрамовых, оловянных, мышьяковых и других перспективы их распространения на глубину будут различными. Для первых в данном случае будут вскрыты корневые части месторождений, для вторых — верхние. Соответственно будут различными и перспективы поисков новых промышленных объектов.

В заключение мы хотим обратить внимание на следующие соображения: 1) глубина максимального развития низкотемпературных (и переходных к среднетемпературным) месторождений свинца и цинка, меди, меди и висмута, железа (гематита) около 2,2 км соответствует гидростатическому давлению, равному критическому давлению паров воды в равновесной системе вода — пар. В то же время промышленная минерализация ртути, урана, барита и совместная висмута, никеля, кобальта образуется на более низких глубинах и при соответственно более низких давлениях, а месторождения молибдена, вольфрама, олова, мышьяка, сурьмы и др. в основном при больших давлениях и глубинах; 2) максимальная глубина промышленного рудообразования (4,5—6 км по данным разных исследователей) соответствует гидростатическим давлениям 450—600 атм, выше которых в равновесной системе кремнезем — вода, изученной Кеннеди (Kennedy, 1950) и другими, растворимость кремнезема непрерывно растет с увеличением давлений и температур, а ниже этих давлений она повышается лишь с ростом давлений и уменьшается с увеличением температуры выше критической температуры воды.

Все это является показателем того, что относительно небольшие температуры и давления соответствуют тем оптимальным условиям, при которых осуществляется перенос комплексных соединений различных металлов и происходит отложение рудного вещества. В этом процессе значительная роль принадлежит газовой фазе, на что указывали многие исследователи (Эммонс, 1937; Грейтон, 1937; Овчинников, 1959 и др.), а на газовую фазу в первую очередь влияет изменение давления.

Все сказанное далеко недостаточно, чтобы обоснованно установить оптимальную глубину образования месторождения. Несомненно, решение этой проблемы будет иметь большое научное и практическое значение.

I. P. KUSHNAREV

#### THE PENETRATION DEPTH OF ENDOGENETIC HYDROTHERMAL ORE DEPOSITS AND THE IMPORTANCE OF AN EROSION SHEAR IN THEIR OCCURENCES

(Summary)

Having studied various approaches to determining the depths of formation of hydrothermal ore deposits taking into account peculiarities of geological development of deposit regions, the author considers that the formation depth is to be determined neither in accordance with the displacement of deposits in the stratigraphic column of the region, nor regarding their position in the structural layer and it is not to be determined in regard with their occurrence depending upon batolites either. The range of depths of ore deposit formation is to be determined from the surface which existed during the ore formation. The determination of spatial position of this surface and all its post-deposit deformations was made for vast territory of South-West Tien-Shan (Curaminskya Zone) and is shown on the map of erosion shears. A special method was elaborated and applied in making this map by the author. The main things shown on this map were as follows:

1) the imprints of traces of intersection of modern earth surface with a somewhat idealized surface corresponding to the age of ore formation as if being accordingly

deepened (parallel to itself) over the interval of 500 m (i. e. —500, —1000, —1500 m. etc.);

2) the faults intersecting this surface into blocks, and

3) the various types of endogenetic deposits.

As a result of statistic elaboration of data of this deposit displacement map over various erosion shears it was found out the following:

1. All the endogenetic ore deposits occur within the range, of 0,5—4,5 km deep from the surface of deposit formation age (fig. 2). Within the above mentioned range there occur proper hydrothermal deposits of low and medium temperature such as— (their maximum expanding is 2,2 km), within the range of 0,5—3,5 km deep there are fluor spar deposits but deposits of high and medium temperature (scarce in their number) such as—Pb+Zn, Fe, Mo, W, Sn, As and others are formed within the range of 1,5—1,7 up 3,5—4,0 km deep.

This natural phenomenon is confirmed in many regions and allows to increase the number of deposit types for which the formation depth can be determined (fig. 3).

2. The concentration regularity of associated deposits which are to be found at different formation depths is a new factor which helps to estimate a supposed penetration depth of various deposits occurring in the same tectonic block.

3. The ranges of formation depths of deposits determine the change of the pressure head favorable for mineralisation, i. e. one of the most important constants of the equilibrium of natural chemical reactions. This constant does not depend upon the age of deposits and the history of ore provinces.

4. This data contradict the viewpoint of deposit formation as a single flow of ore solutions, which create hydrothermal deposits over great depths (6—10 km), mezothermal deposits are in medium depth, end epithermal deposits—near the surface.

5. The geological method of determining the formation depth of ore deposits considered is the main foundation (etalon) for obtaining new additional factors for determining ore formation. Mineralogical zonality of ore deposits, isomorphism of minerals in them and altered rocks adjacent to ore deposits investigated, structural zonality and other data are circumstantial evidence of determining the formation depths. All the experimental researches concerning the determination of depths should correspond to the data obtained by the geological method.

6. The depths of the erosion shear and the penetration depth of forming hydrothermal deposits from the earth surface indentifying the age of a deposit formation, are the principal factors in determining the natural regularity of deposit occurrences and their commercial estimation.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М., Аделунг А. С. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Изд. АН УзССР, 1958.
- Вольфсон Ф. И. Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений юго-западного Карамазара. Изд-во АН СССР, 1951.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Грейтон Л. С. Гидротермальные глубинные зоны. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США». Изд. ОНТИ, 1937.
- Грушкин Г. Г. Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского и Кураминского рудных районов. «Геология рудных месторождений», 1961, № 1.
- Карпова Е. Д. Интрузивные и рудные комплексы в тектонических зонах Южного Тянь-Шаня. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. ГИН АН СССР, вып. 12, 1940.
- Королев В. А. Состояние представлений о генезисе и условиях локализации послемагматических месторождений Средней Азии. Тр. Ин-та геол. АН УзССР, вып. 2, 1948.
- Королева З. А. Парагенетические соотношения гипогенных минералов в месторождениях Карамазара. Изд-во Узб. фил. АН СССР, 1941.
- Кушнарев И. П. и Каждан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 5.
- Кушнарев И. П., Лукин Л. И. и др. Общие закономерности локализации уранового оруденения и основные типы структур гидротермальных урановых месторождений. Тр. II Международной конф. по мирн. исполъз. атомной энергии. Женева, 1958, т. 3, Атомиздат, 1959.
- Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении. «Геология рудных месторождений», 1961, № 6.

- Линдгрэн В. Минеральные месторождения (изд. 3 Нью-Йорк и Лондон, 1928) вып. 3, ОНТИ, 1935.
- Невский В. А. Некоторые вопросы генезиса ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений Южной Ферганы. Изв. АН СССР, сер. геол. 1955, № 5.
- Овчинников Л. Н. Некоторые вопросы магматогенного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол. 1959, № 4.
- Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. Изд-во АН СССР, 1961, вып. 52.
- Салливан К., Мори Г. У., Краускопф К. Б. и др. Проблемы эндогенных месторождений. вып. 1, сб. статей (пер. с англ.). Изд-во иностр. лит., 1960.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол. 1937, № 6.
- Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол. 1946, № 3.
- Смирнов С. С. Рецензия на книгу П. Ниггли «Систематика магматических рудных месторождений». Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, № 1, 1947.
- Соколов В. А. О миграции газов в земной коре и их обмене с атмосферой. Тез. докл. геохим. конф., посвящен. 100-летию В. И. Вернадского, 14—19 марта 1963 г. Изд-во АН СССР, 1963.
- Усов М. А. Краткий курс рудных месторождений. Изд-во Кубуч, Томск, 1933.
- Хитаров Н. И. и Учамейшвили Н. Е. Экспериментальные данные к геохимии бария в гидротермальных условиях. Тез. докл. на симпозиуме по эксперим. исслед. в области глубинных процессов, 1960.
- Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Эммонс В. Х. О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. В сб.: «Геология рудных месторождений западных штатов США». Изд. ОНТИ, 1937.
- Emmons W. H. Relation of metalliferous Lode Systems to igneous intrusions. Trans. of Amer. Mineral M. E. v. 74, 1926.
- Kennedy J. C. A portion of silica-water. Econ. Geol., 1950, 45, N 7.
- Niggli P. Die Systematic der magmatischen Erzlagertstätten, Schweiz mineral. und petrogr. Mitt. Bd. 21, H. 2, 1941.
- Schneiderhöhn H. Lehrbuch der Erzlagertstättenkunde, 1941.
- Szadeszky-Kardoss E. On the determination of the dept of cristallization of igneous rocks and magmatic ore deposits. Acta geol. Acad. hünd N 3—4, 1957.

Г. М. ВИРОВЛЯНСКИЙ

### ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На протяжении ряда лет автор занимался изучением структуры рудных полей комплексных существенно арсенопиритовых месторождений. Были детально исследованы Ново-Троицкое, Запокровское, Брич-Муллинское и Уч-Имчекское рудные поля, расположенные в различных регионах и образовавшиеся в разное время и в разной геологической обстановке. С названными рудными полями сопоставлено Цанское месторождение, изученное А. Д. Ершовым и А. В. Копелиовичем (1941), а также некоторые месторождения золота, полиметаллов и редких металлов, изученные автором. При этом наметились сходные особенности развития структуры. Аналогичные черты сходства обнаружались в результате изучения литературы по многим постмагматическим месторождениям.

#### Общие вопросы анализа структуры рудных полей

Изучение месторождений осуществлялось методами детального геологического картирования. Существенной частью работ являлись наблюдения над морфологией, особенностями минерального выполнения трещин, взаимоотношениями и пространственным размещением элементов структуры и, в первую очередь, разрывных нарушений. Эти наблюдения дали необходимый материал для оценки условий образования данного структурного комплекса.

Чтобы учесть изменения во времени, выявление плана деформации производилось на основе такой совокупности структур, которая связана общностью одновременного и совместного образования. В качестве показателя одновременного приоткрытия трещин принималась приуроченность к ним однотипных минеральных тел или определенное отношение их к минеральным телам; а в качестве показателя сопряженности в возникновении структурного комплекса — механическая связанность его элементов, выраженная в одинаковой ориентировке осей деформации.

В процессе картирования в результате многочисленных наблюдений в обнажениях, равномерно распределенных в пределах исследуемой площади, были получены данные, характеризующие план деформации и его изменения в пространстве. Полевые наблюдения, а также данные А. Кнопфа, Х. У. Фейрберна, Д. Т. Григгса, О. Х. Одмана, Б. С. Батлера и Э. Х. Уилсона, Х. Э. Мак Кинстри, И. В. Кирилловой, М. В. Гзовского показывают, что в большинстве случаев анизотропия и неоднородность пород не определяют положения разрывов, а только вносят некоторые осложнения, отклоняя их.

В изученных рудных полях каждый этап формирования структур характеризовался определенными тектоническими условиями и планом

деформации. Для ряда последовательных этапов отмечено проявление не двух, а трех или четырех систем трещин скалывания. Это значит, что, как правило, деформация, отражавшая развитие структуры, являлась не плоской, а пространственной.

В Ново-Троицком и Брич-Муллинском полях отмечены пересечения трещин скалывания одной системы трещинами другой сопряженной системы и наряду с этим обратные соотношения. Можно считать, что соответствующие трещины образуются близко одновременно, но развитие их растянуто во времени.

В Ново-Троицком рудном поле сопряженные системы трещин скалывания, развившиеся в разное время в плагиогранитах, образуют углы, резко различающиеся по величине. Для додайкового и прерудного этапов деформаций угол скалывания составляет  $40^\circ$ , тогда как для послерудного этапа он не превышает  $10-20^\circ$ . Величина угла скалывания в послерудный этап близка той, что установлена исследователями для гранита при нормальных условиях. Это позволяет заключить, что в послерудное время условия деформирования были близки к нормальным. Большие углы скалывания, характерные для ранних этапов, рассматриваются как показатель более высокой пластичности плагиогранита, связанной с повышенной температурой и давлением.

Учитывая изменчивость угла скалывания, план деформации определялся лишь на основе двух сопряженных систем трещин скалывания, наблюдаемых вместе или раздельно.

Вид напряженного состояния устанавливался путем сопоставления наблюдаемых деформаций и разрывов с известными особенностями деформирования и разрушения тех же пород при сжатии и растяжении. При этом принимались во внимание длительность и многократность развития трещин на фоне обычных в рудных полях изменений плана деформации, использовались особенности морфологии минеральных тел, их взаимоотношения с вмещающими трещинами, характер контактов, текстурные особенности, признаки наращивания мощности, учитывались мощности выполнения в параллельных телах, удлинение поверхности в процессе формирования дизъюнктивов, расположение разноориентированных систем трещин, структурно-геологические и геотектонические особенности проявления конкретных типов нарушений.

Результаты наблюдений сведены в таблицу, где отражены расположение трещин и изменения их плана в процессе формирования структуры. Вытянутость эллипсоида условна и не имеет значения, так как расположение осей определялось только на основе смещений вдоль трещин (рис. 1).

### Основные этапы формирования структуры рудных полей

Рассматривая историю формирования структуры рудных полей, большинство исследователей выделяет три этапа — дорудный, рудный и послерудный. Н. И. Бородаевский и некоторые другие геологи принимают более дробное деление, однако во всех случаях общим критерием является отношение структур к оруденению.

Анализ рассмотренных рудных полей показал, что процесс формирования структур является сложным и многоэтапным. Неоднократное изменение плана деформации является характерной особенностью. Часто одновременно происходит изменение самого вида напряженного состояния: сжатие сменяется активным растяжением. В связи с этим при выделении этапов формирования рудных полей мы предлагаем учитывать также: 1) преобладающий тип структур и 2) изменение плана деформации.

Рудные поля	Этапы		Додайковый		Дайковый	Предрудный	Р у д н ы й				Послерудный				
	Ранний	Поздний					П	о	д	э	т	а	п	ы	Ранний
Нова-Троицкое							Сульфидный								
Запоровское							Предкальцитовый Кальцитовый								
Брич-Муллинское															
Уч-Имчекское															
Цанское							М	П/ТА	ТА	П/А	А А	А А	А ПМ		

— 1 — — — — 2

Рис. 1. Сравнительная таблица изменений плана деформаций в процессе развития структуры рудных полей  
 1 — основная деформация; 2 — наложенная деформация. Подэтапы: М — молибденитовый; П/ТА — предтурмалин-арсенопиритовый; ТА — турмалин-арсенопиритовый; П/А — предарсенопиритовый; А — арсенопиритовый; ПМ — полиметаллический

Совместное применение всех критериев позволило выделить последовательные этапы, различающиеся по условиям формирования структур и ориентировке напряжений. Выявлены этапы, общие для всех рудных полей: додайковый, дайковый, предрудный, рудный, ранний и поздний послерудные (см. рис. 1).

В отдельных рудных полях некоторые этапы оказались усложненными.

#### *Додайковый этап*

Додайковый этап включает формирование складчатых образований, внедрение связанных с ними интрузивных массивов и их ранних отщеплений, а также заложение трещинного комплекса, сопряженного со складчатостью. Признаком для отнесения трещин к додайковому этапу являлось выполнение или пересечение их дайками жильных пород, а при отсутствии даек — возрастная последовательность нарушений и сопряженность со складчатыми формами.

В различных рудных полях додайковые структуры разнообразны. Однако во всех случаях анализ их обнаруживает сокращение (укорочение) поверхности земной коры в определенном направлении, что отражает формирование структур в условиях сжатия.

В Брич-Муллинском, Уч-Имчекском и Запокровском рудных полях сопоставление рисунка, а также морфологии трещин со складчатыми структурами — основными и наложенными — позволило выявить трещинные системы, сопряженные с этими структурами.

В Брич-Муллинском рудном поле основная и наложенная складчатости простираются соответственно в северо-восточном и северо-западном направлениях. С ними сопряжены трещинные комплексы. В северо-восточной части рудного поля, где не проявилась повторная складчатость, осадочный комплекс прорван группой штоков гранодиорит-порфиоров (рис. 2). В них порфиоровидные вкрапленники, а также трещины, закрытые и параллельные линейным признакам истечения, имеют простирания, согласные с простиранием повторной складчатости. Трещины же, вмещающие дайки и выполненные многочисленными кварцевыми жилами, расположены перпендикулярно этой складчатости. Это дало основание связывать внедрение штоков с формированием повторных складок на крыльях основной антиклинальной структуры.

В Ново-Троицком рудном поле, расположенном целиком в пределах плагиогранитового массива, трещинный комплекс, вмещающий дайки, был сопоставлен с элементами прототектоники интрузива. Оказалось, что вся совокупность данных — близмеридиональная ориентировка ксенолитов вмещающих пород, расположение шлиров, меридиональное простирание складок, образованных слоями течения в плагиогранитах, широтное положение трещин отрыва, диагональное положение двух систем трещин скалывания сдвигового типа, меридиональное положение двух других, менее развитых систем трещин скалывания взбросового типа, а также направления смещений вдоль сколов — свидетельствует о возникновении под влиянием сжимающего напряжения, ориентированного в широтном направлении (рис. 3).

#### *Дайковый этап*

Дайковый этап охватывает период приоткрытия ранее заложенных трещин и размещения в последних даек поздней формации. Многие исследователи согласны в том, что дайки формировались в обстановке растяжения земной коры. Однако часто принимают, что приоткрытие вмещающих трещин происходило под действием сжатия, ориентированного параллельно к ним.

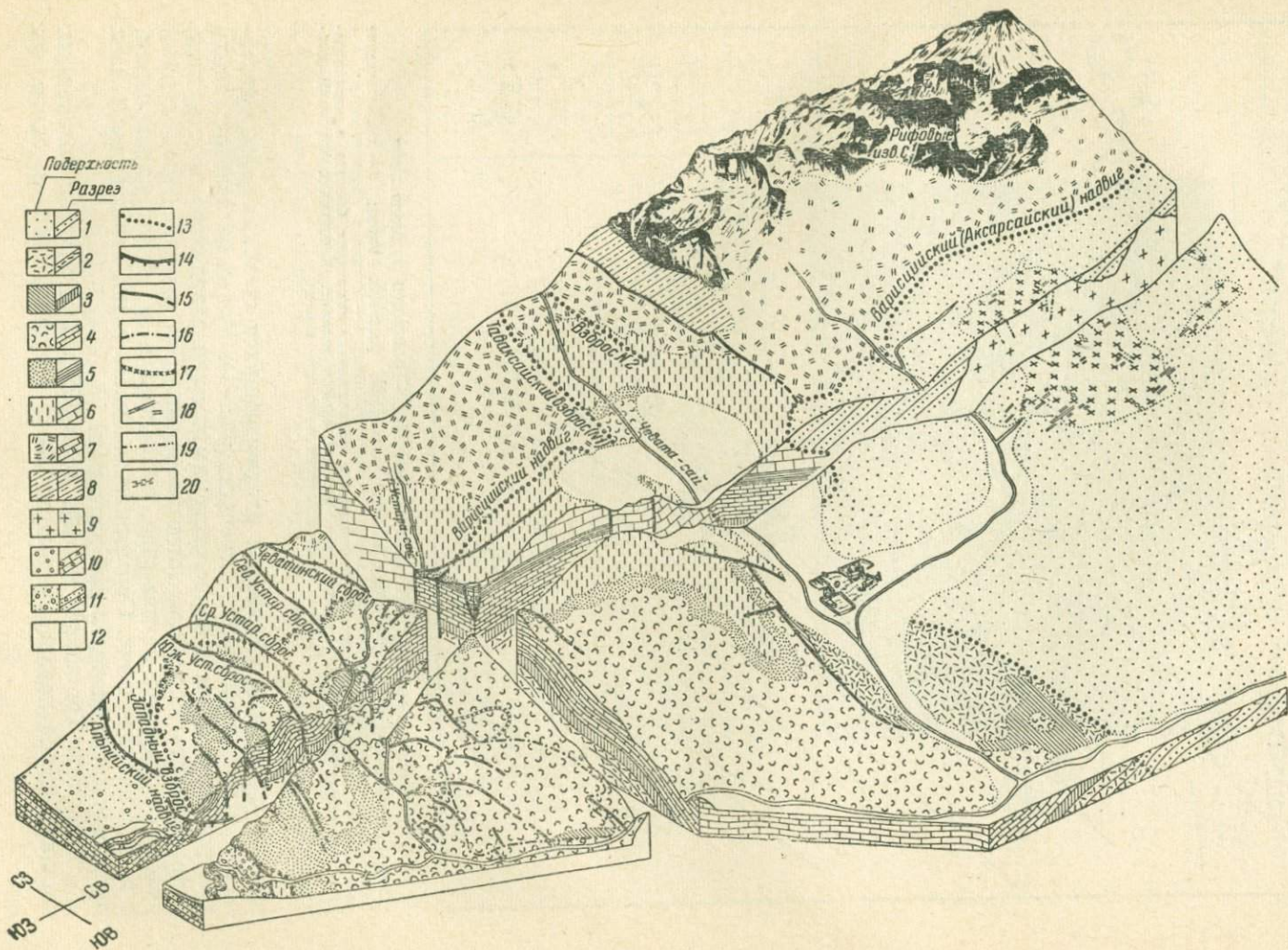


Рис. 2. Блок-диаграмма Брич-Муллинского рудного поля

1 — темные песчаники коксуйского горизонта ( $D_3fr$ ); 2 — песчаники и кварциты чеватинского горизонта ( $D_3fr$ ); 3 — сланцы, переходные от франского к фаменскому ярусу; 4 — известняки фаменского яруса ( $D_3fm$ ); 5 — известняки брич-муллинского горизонта ( $D_3-C_1$ ); 6 — известняки битуминозного горизонта ( $C_1t(?)$ ); 7 — известняки нижнего турне ( $C_1t$ ); 8 — известняки верхнего турне ( $C_1t$ ); 9 — гранодиорит-порфиры Чевата-сая и предполагаемый интрузив Устара-сая; 10 — известняки, мергели, конгломераты палеогена (Pg); 11 — песчаники, конгломераты неогена (N); 12 — современные отложения (Q); 13 — надвиги и взбросы варисийские; 14 — надвиги и взбросы альпийские; 15 — сбросы; 16 — молодые нарушения оползневой типа; 17 — граница области контактово-метаморфического действия Устарасайского интрузива. Основные элементы тектоники чеватинского интрузива: 18 — трещины Q и связанные с ними системы кварцевых жил Канг-сая и Киленчик-сая; 19 — трещины S; 20 — ориентировка минералов

С целью выяснения тектонических условий формирования проведен анализ мощностей даек, морфологии вмещающих трещин и пространственного расположения даек. Резкие контакты с вмещающими породами и соответствие противоположных стенок трещин позволяют считать, что, независимо от первичной природы трещин, формирование

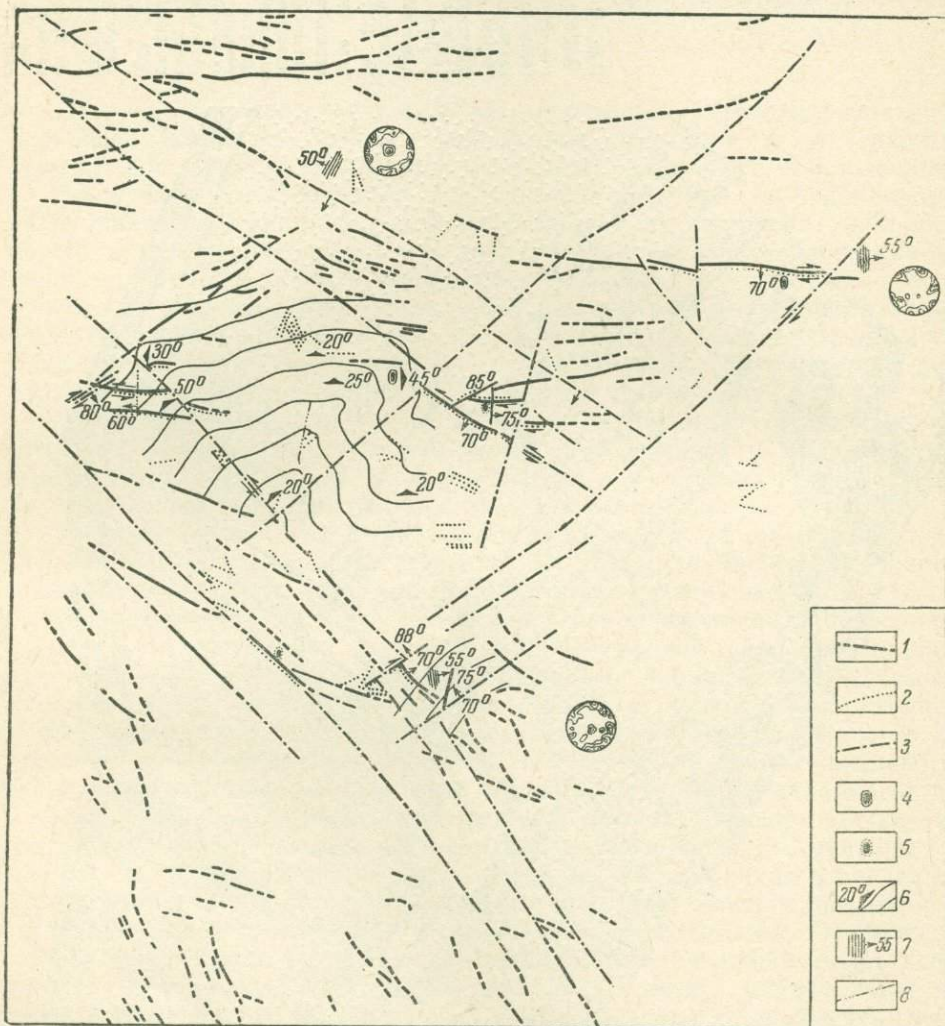


Рис. 3. Геолого-структурная схема Ново-Троицкого рудного поля

1 — кварцево-рудные жилы; 2 — дайки метаморфизованных жильных пород; 3 — тектонические разломы; 4 — ксенолиты вмещающих пород в плагногранитах; 5 — шпильры в плагногранитах; 6 — слои течения в плагногранитах; 7 — параллельное расположение пластинок биотита в плагногранитах; 8 — шарниры мелких складок, образованных слоями течения. В кружках показаны диаграммы трещиноватости в плагногранитах

даек происходит в обстановке раздвигающихся стенок, на фоне растяжения вкрест простирания трещин (рис. 4). Часто однотипные дайки приурочены к двум и более системам трещин различного простирания, сопровождаясь сложными ответвлениями. Это значит, что данный участок испытывал растяжение, проявленное в плане не в одном, а в двух направлениях. Суммарная мощность серии параллельных даек достигает часто значительной величины.

Для Ново-Троицкого рудного поля 283 дайки метаморфизованных жильных пород поздней формации были сгруппированы на основе их

простираций. По группам были учтены суммы их мощностей, послужившие для расчета относительного растяжения. Растяжение в меридиональном направлении составило 12,5%; в широтном — 4%.

В Запокровском рудном поле аналогичные подсчеты мощностей даек вдоль протяженных выработок показали следующие величины относительного растяжения в северо-восточном направлении: 8,3%, 5,9%, 7,2% и 6%. Соответствующая величина растяжения в северо-западном направлении составила 1,4%.

В Брич-Муллинском рудном поле дайки (диоритовые порфиры и изредка кварцевые порфиры) распространены меньше. Однако и

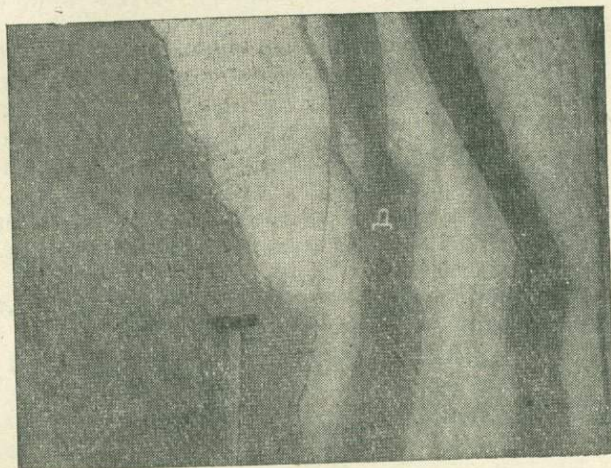


Рис. 4. Две маломощные крутопадающие дайки (Д) оперяют мощную дайку, падающую положе. Соответствие очертаний контактов оперяющих даек показывает, что трещины заложены как результат отрыва при опускании всякого бока главной дайки. Однако открытых трещин при этом не возникло. Раздвигание стенок трещин, сопровождавшееся внедрением магматического материала, произошло позднее, как следствие изменившихся условий деформации. Ново-Троицк

здесь они следовали двум системам трещин северо-восточного и северо-западного простираний. Преобладали дайки северо-западного простирания, расположенные поперек основной складчатости. Отсутствие смещений при пересечении взаимно-перпендикулярных даек диоритовых порфиритов позволило заключить, что внедрение жильных пород в трещины обоих направлений произошло одновременно и, следовательно, в условиях растяжения в двух взаимно-перпендикулярных направлениях.

В Цанском месторождении дайки жильных пород приурочены к трещинам близширотных, близмеридиональных и северо-восточных простираний.

Развитие однотипных по составу и одновременных по внедрению даек жильных пород, контролируемых двумя и более системами трещин, прослеживается и для других рудных районов и полей. Это можно иллюстрировать данными из работ Н. А. Елисеева, Ф. И. Вольфсона, Д. А. Зенкова, Н. В. Шталь, Г. Р. Гудспиды, Ф. Б. Уайтинга и других исследователей.

Таким образом, внедрение трещинных интрузий в обстановке двустороннего растяжения при условии, что в одном направлении оно существенно преобладало, представляет характерное явление для дай-

ковых полей, ассоциирующих с рудными полями гидротермального происхождения. Подобными условиями внедрения магматического материала можно объяснить разнообразные случаи: одновременное образование разноориентированных систем даек, образование сложно разветвленных даек, оперенных даек, криволинейных даек и ряд других.

### *Предрудный этап*

Предрудные деформации фиксируются заложением надвигов и сдвигов, секущих дайки и вмещающих руды. Это значит, что после становления даек, но до оруденения, в определенном направлении происходило укорочение поверхности земной коры, отражающее формирование структуры в условиях сжатия.

В Ново-Троицком и Запокровском рудных полях контроль оруденения дайками является характерной чертой рудоотложения. Однако большинство даек не сопровождается оруденением. Находки даек представляют практический интерес лишь тогда, когда вдоль них устанавливаются предрудные разрывы. Наряду с этим встречаются жилы, секущие дайки и приуроченные к сдвигам и взбросам.

В Брич-Муллинском рудном поле рудные тела локализовались независимо от даек. Но и здесь наблюдаются взбросы, секущие дайки и экранирующие или вмещающие руды.

В Цанском рудном поле главная масса рудных жил приурочена к мелким надвигам, секущим дайки.

Устанавливаются различные соотношения предрудных деформаций с додайковыми. В Ново-Троицком и Запокровском рудных полях расположение предрудных и додайковых трещин сходно, а локализация их чаще совпадает. В Брич-Муллинском поле расположение предрудных и додайковых трещин сходно, однако в пространстве они разобщены. В Цанском рудном поле предрудные и додайковые трещины различаются по расположению и разобщены в пространстве.

Следовательно, несмотря на различие предшествующего развития, в рудных полях одинаково проявляются деформации, вызванные предрудными сжимающими импульсами.

Оруденелые трещины скалывания надвигового или сдвигового типов, секущие дайки и отражающие проявления предрудных сжимающих импульсов, улавливаются в ряде других рудных полей. В качестве примеров такого рода можно указать данные, отмечаемые Н. И. и М. Б. Бородаевскими для Березовского месторождения на Урале, В. М. Крейтером для месторождения Бес-Тюбе в Казахстане и рудника Юлия в Хакасии, данные Ф. И. Вольфсона для ряда месторождений, данные Х. Э. Мак Кинстри и Р. Д. Клэпписона по руднику Морнинг Стар в Австралии, данные Х. С. Уилсона по руднику Лемек в Канаде, данные У. Д. Джонстона и Э. Клооса по месторождению Грасс Вели в Калифорнии, Д. Э. Томаса по месторождениям Балларат и Дайемонд Крик в Австралии, Ч. Ф. Парка и Э. Уиссера по месторождению Хог Маунтин в Неваде, Х. Э. Мак Кинстри по району Кордильера Реаль в Боливии и некоторые другие.

Можно поэтому полагать, что предрудное сжатие представляет, как и додайковое, характерное явление в истории формирования структуры. Наравне с додайковым предрудное сжатие является ответственным за заложение трещин в рудных полях.

### *Рудный этап*

Рудный этап охватывает период приоткрытия ранее заложенных трещин и размещения в них руд. Наряду с этим иногда имеет место заложение новых, внутрирудных трещин, датированных соответствующим минеральным выполнением.

В литературе приводятся разные мнения о тектонических условиях образования минеральных жил. Так, М. М. Тетяев (1940) считал, что в период рудоотложения имеет место общее расширение среды. Ф. И. Вольфсон (1953, 1962) приходит к выводу, что рудные жилы формировались в условиях сжатия, поскольку во многих случаях они локализованы в трещинах типа взбросо-сдвигов.

Анализ морфологии трещин и их выполнения, взаимоотношения минеральных тел с вмещающими трещинами, характер контактов, текстурные особенности, учет мощностей выполнения в параллельных телах, учет удлинения поверхности в процессе формирования рудовмещающих разломов, взаиморасположение жил, в совокупности показывают, что выполнение трещин рудами происходит в условиях растяжения (Вировлянский, 1956). В минеральном выполнении вдоль трещин распространены гребенчатые, друзовые, брекчиевые и кокардовые текстуры, а также признаки наращивания жил по мощности в процессе обновления трещин мелкими подвижками.

Показателем расширения трещин вкрест простирания является известный факт, что всякая жила сопровождается мелкими жилами того же состава, что обычно рудные жилы развиваются в виде параллельных систем, а также проявления зональности жил и другие данные.

Механизм наращивания минерального выполнения в трещинах, показанный К. Д. Хьюлином (Hulin, 1929) и У. Д. Джонстоном (Jonston, 1938), может проявиться лишь в обстановке растяжения. Каждый очередной цикл, выраженный подвижкой с приоткрытием полостей и последующим выполнением их, влечет за собой увеличение мощности жилы. Наряду с продольным смещением стенок трещины происходит раздвигание их вкрест простирания.

Условия растяжения проявляются одновременно в трещинах различной ориентировки и независимо от их первичной природы. Так, в Ново-Троицком рудном поле преимущественная ориентировка жил широтная. Вместе с тем, как показали подсчеты, наблюдался ряд примеров отложений руд вдоль трещин меридиональных и диагональных простираний. Статистические данные, представленные на круговых диаграммах, также показали, что мелкие меридиональные жилы—кварцевые, кальцитовые и сульфидные—отмечены для всех пунктов, где производились замеры.

Аналогичными особенностями отличались также и Запокровское, Брич-Муллинское, Уч-Имчекское рудные поля. Развитие однотипных жил вдоль трещин двух и более направлений отмечается, по литературным данным, в пределах многих других рудных полей. Обычно одна из систем численно преобладает.

Хрусталеносные кварцевые жилы, детально изученные в различных регионах СССР Н. П. Ермаковым, Н. К. Морозенко, М. Ф. Беляковым, А. Е. Карякиным, А. И. Захарченко, Е. М. Лазько и другими геологами, обнаруживают сходные соотношения. Жилы приурочены к разноориентированным системам трещин скальвания и отрыва и формируются в основном путем простого заполнения трещин минеральным веществом. Отложение материала происходило по мере раскрытия трещин, причем расширение происходило быстрее по сравнению с заполнением.

Формирование руд в обстановке растяжения, проявленного в разных направлениях, объясняет, почему объектами выполнения в равной мере служат трещины отрыва, скальвания, криволинейные и пересекающиеся трещины, оперенные системы разнообразной простирания, почему в трещинах скальвания обычно выполнены не только участки, приоткрытые в связи с искривлениями стенок, но и первоначально

закрытые участки. В самом деле, даже трещины отрыва, представляющие результат растяжения вкрест простирания, по своему происхождению не должны быть зияющими (Пэк, 1939). Ширина их в момент возникновения не должна превышать степени упругой деформации, предшествовавшей разрыву. Последняя для большинства горных пород составляет доли процента. Между тем фактические размеры раздвигания стенок трещин в процессе формирования жил и даек достигают 10% и более. Следовательно, раздвигание стенок трещин представляет результат последующего изменения условий деформации (см. рис. 4).

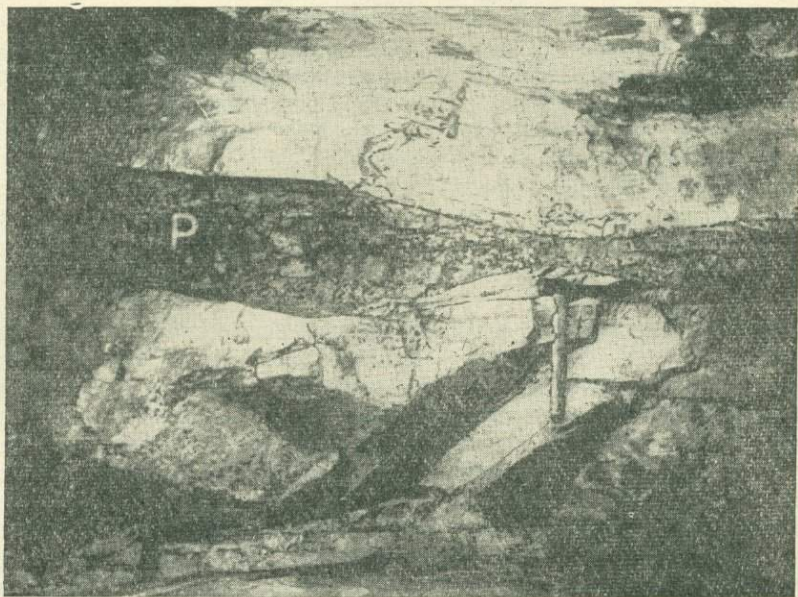


Рис. 5. Рудная жила (P) приурочена к трещине скальвания. Момент заложения ее характеризуется продольным смещением стенок с образованием приоткрытых и закрытых участков. Позднее, в результате раздвигания стенок трещины вкрест простирания, для минералоотложения наряду с открытыми стали доступны ранее закрытые участки. Ново-Троицк

Соответственно, в трещинах скальвания момент заложения характеризуется лишь продольным смещением стенок с образованием приоткрытых и закрытых участков. Раздвигание стенок трещин вкрест простирания происходит позднее, как следствие изменившихся условий деформации. Для минералоотложения становятся также доступными ранее закрытые участки трещин (рис. 5).

Известно, что протяженность рудных столбов, возникших в результате продольного смещения стенок искривленных трещин, во много раз больше, чем размеры смещений. Этот факт, отмеченный Ньюхаузом (Newhouse, 1940), находит объяснение в том, что образование полости представляет не только результат первичного смещения стенок в плоскости трещины, но и связано с последующим расширением ее вкрест простирания.

Последующим наступлением условий растяжения объясняются случаи формирования руд в мощных зонах скальвания. Несмотря на то что рассланцевание пород вдоль этих зон свидетельствует о заложении в условиях сжатия, в минеральных образованиях даже в пережатых участках жил можно наблюдать друзовые, кокардовые и кру-

стификационные текстуры, отражающие свободные условия формирования минерального материала.

Подобным образом может быть объяснено рудоотложение в ряде рудных полей СССР. Так же можно интерпретировать данные, приводимые Ф. Л. Ренсомом, К. Д. Хьюлином и А. М. Бейтменом по зоне скальвания Материнской жилы в Калифорнии, У. Д. Джонстоном по месторождению Грасс Вели в Калифорнии, Р. Фармином по тому же месторождению, А. М. Бейтменом по руднику Лейк Шор в Канаде, Ж. Пуссеном и Мак Коннелом по тектонической зоне Муквамба в рудном поле Мпанда в Африке.

Так же можно объяснить непрерывные переходы руд из крутых трещин скальвания в пологие трещины отрыва с образованием ступенчатых жил типа описанных Конноли, Мак Кинстри, О'Дрисколлом для района Норзмен в Австралии.

Таким образом, тот факт, что в рудных полях мы встречаем трещинные системы различного генезиса и различных простираний, выполненные одним и тем же минеральным материалом и, значит, приоткрытые приблизительно одновременно, свидетельствует (в сочетании с текстурными особенностями руд) о том, что разрывы, приведшие к приоткрываниям, произошли, независимо от первоначальной природы трещин, не в условиях сжатия, параллельного простиранию трещин, а под влиянием растяжения, проявленного в плане в разной степени в двух направлениях.

Наблюдения показывают, что там, где в жилах или дайках обнаруживаются синхронные им смещения стенок трещин, они имеют сбросовый характер. Сбросы либо заложены в период формирования минеральных тел, либо развились на основе ранее заложенных структур. Иногда сбросовые смещения обнаруживаются косвенно. В изученных рудных полях отмечен ряд примеров взаимосвязанности явлений сбросообразования и брекчирования пород. Известно также, что К. Д. Хьюлин (1929) связывал брекчирование с подвижками при наращивании мощности жил. Поскольку эти подвижки сопровождаются расширением трещин вкрест простирания, можно считать, что по характеру это преимущественно нормальные сбросы. С учетом прежних исследований эти данные позволяют заключить, что возникновение в жилах брекчиевых и кокардовых текстур часто является результатом смещений сбросового типа.

Указания на такой характер смещений дают оперенные системы трещин, вмещающие дайки и жилы. Они построены по единому плану. Оперяющие трещины отходят преимущественно в висячий бок и падают круто. Независимо от первичной природы, отрывы в них представляют результат перемещения висячего крыла вниз вдоль главной трещины (см. рис. 4 и 8).

В месторождениях с широко проявленным метасоматозом особенно сти трещин нередко замаскированы. Однако в этих случаях, например, в Брич-Мулле, Уч-Имчеке, Мосриффе на образование руд в условиях растяжения указывают приуроченность и тяготение ряда тел к разноориентированным системам нормальных сбросов. Последние отражают удлинение горизонтальной поверхности вкрест их простирания, достигающее, как показали наши подсчеты, 5 и даже 10% (рис. 6 и 7).

Случаи, когда рудные жилы приурочены к нормальным сбросам, численно преобладают. Известно большое количество месторождений, приуроченных к нормальным сбросам и в меньшей мере к комбинациям нормальных сбросов с надвигами и сдвигами. Заслуживает внимания факт, указанный В. Х. Эммонсом (Emmons, 1937), что во многих случаях районы интенсивно проявленной минерализации приурочены

к зонам опусканий с характерным развитием явлений нормального сбросообразования.

В этой же связи интересна произведенная В. Х. Ньюхаузом (1942) группировка месторождений по типам нарушений. Его третий тип — месторождения, приуроченные к нормальным сбросам — может целиком рассматриваться как свидетельство формирования руд в условиях растяжения. Второй тип представлен комбинацией надвигов и сдвигов со сбросами, причем последние чаще являются и более поздними. Руды обычно формируются после образования сбросов (рис. 8). Даже для первого типа — месторождений, приуроченных к надвигам и сдвигам, — нет достаточных оснований считать, что они возникли в условиях

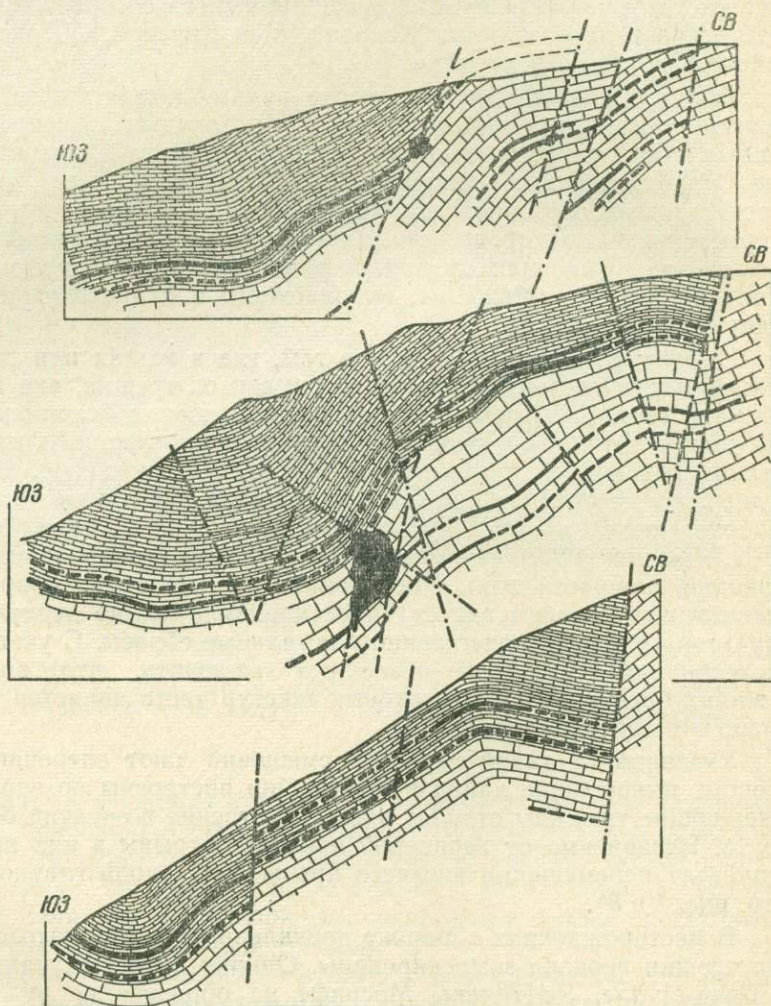
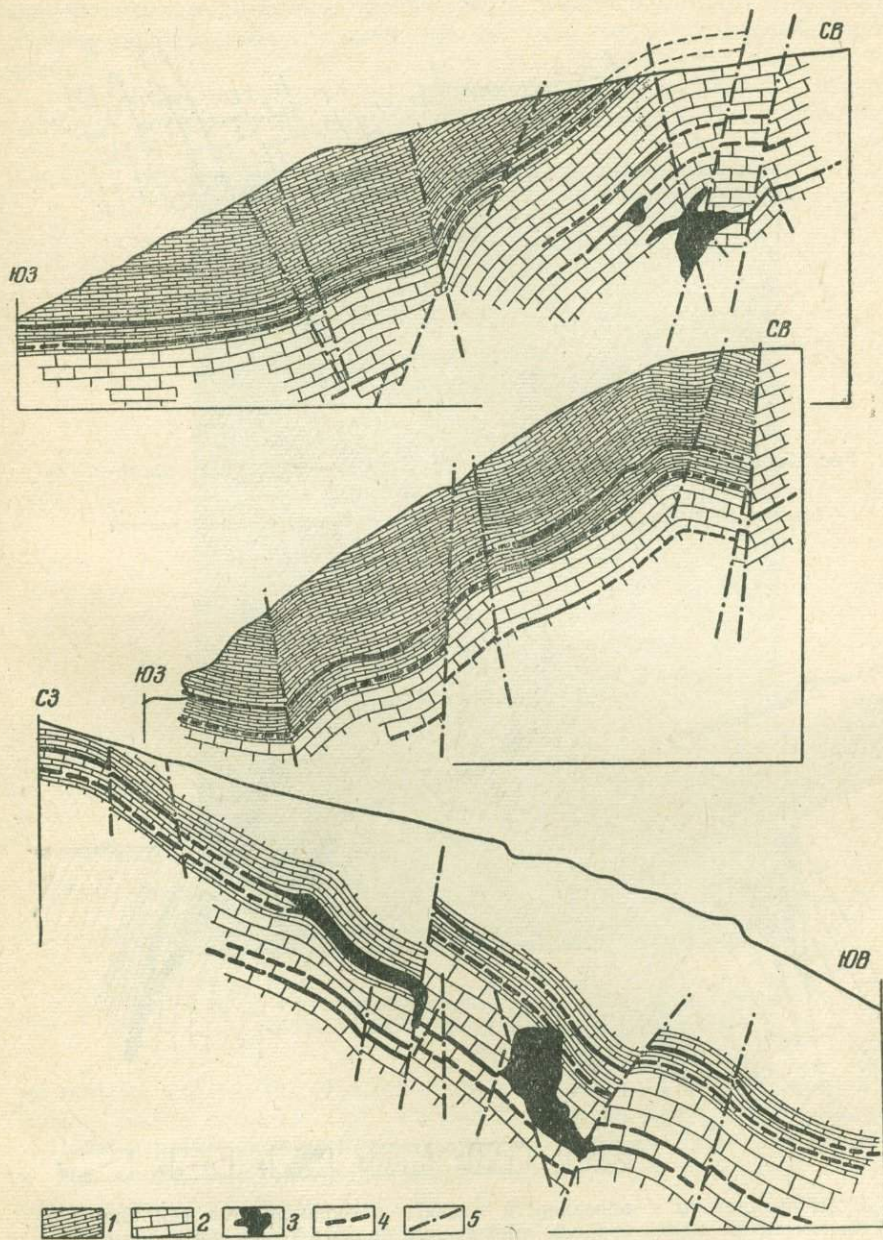


Рис. 6. Системы рудоносных сбросов в раз  
1 — бричмуллинский известняк; 2 — верхнефаменский известняк; 3 — рудные

сжатия. Для некоторых из них указывается, что в висячих боках надвигов проявляются мелкие нормальные сбросы. При этом возникновение сбросов связывается (Фергюсон) с последующим растрескиванием и усадкой пород в результате прекращения сжимающих напряжений (такая интерпретация может быть распространена и на рис. 8). Что касается рудоотложения, то оно налагается на разломы обоих

типов. Таким образом, во всех типах месторождений рудоотложение происходит в период растяжения. Правомерность такой интерпретации данных Ньюхауза подтверждается тем, что рудные поля, на которых



ноориентированных разрезах. Брич-Мулла

тела: 4 — предполагаемое продолжение оруденелого пласта; 5 — сбросы

основываются наши заключения, отражают все его три типа месторождений.

Таким образом, жилы, как и дайки, формируются в определенных тектонических условиях. В обоих случаях присутствие в рудных полях нескольких разноориентированных систем минеральных тел, их тектурные особенности, а также большие величины раздвигания стенок

трещин, во много раз превышающие возможные размеры упругой деформации пород, не позволяют объяснить приоткрытие трещин действием параллельного им сжатия. Приоткрытие трещин происходит

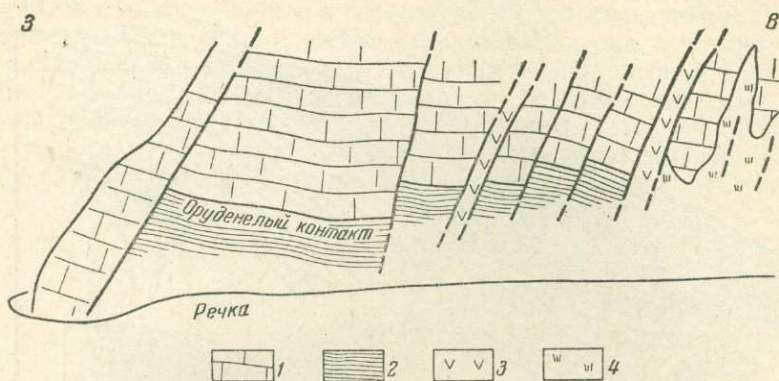


Рис. 7. Система рудоносных сбросов. Разрез — зарисовка месторождения Мосриф

1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — кварцевые диориты; 4 — задернованные участки

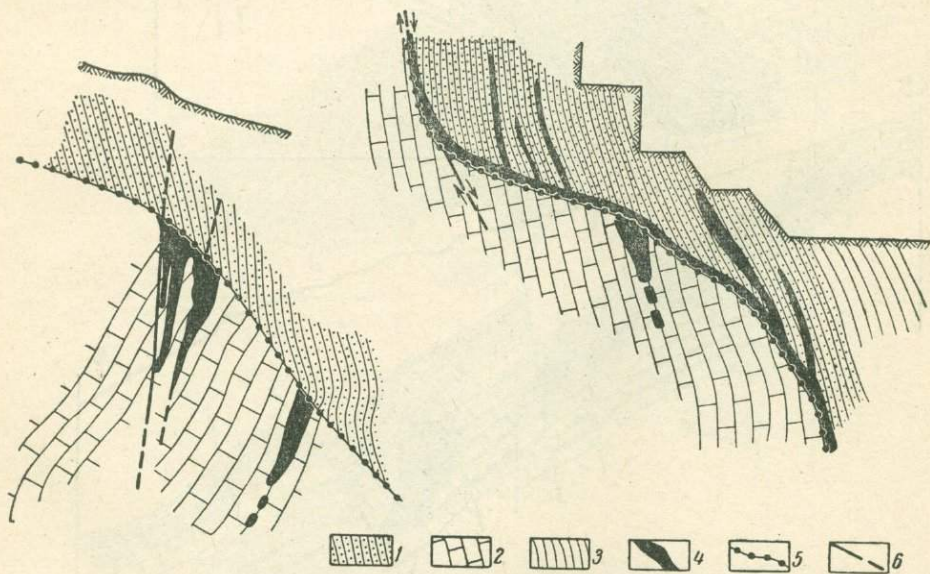


Рис. 8. Руды приурочены к поверхности надвига и экранируются ею. Они распространяются также вдоль сбросов, смещающих надвиг. Кроме того, руды локализованы вдоль опережающих трещин, отходящих в висячий бок надвига. Независимо от первичной природы опережающих трещин, возникновение вдоль них отрывов представляет результат перемещения висячего крыла надвига вниз. Уч-Имчек

1 — роговики; 2 — известняки; 3 — известняково-роговиковые породы; 4 — рудные тела; 5 — надвиги; 6 — сбросы

в условиях двустороннего растяжения, из которых одно преобладает. Этапы приоткрытия трещин и формирования в них минеральных тел отличаются характерной ориентировкой деформации — короткая ось эллипсоида деформации вертикальна.

## Послерудный этап

Согласно М. М. Тетяеву (1941), сбросы являются единственной формой послерудных нарушений. В. В. Белоусов (1948) также считает сбросы послерудными дислокациями, отмечая, что имеются исключения.

Изучение материалов по рудным полям показывает, что в ряде случаев послерудные нарушения действительно представлены нор-



Рис. 9. Крутопадающая кварцевая жила (К) смещена серией послерудных надвигов. Ново-Троицк

мальными сбросами. Однако нередко, послерудная тектоника проявляется более сложно. Так, в Ново-Троицком, Брич-Муллинском, Запоровском и Цанском рудных полях послерудная тектоника развивалась в два этапа. Ранний представлен надвигами и сдвигами, поздний — нормальными сбросами (рис. 9).

Не все послерудные нарушения Садоны представлены сбросами, как считал М. М. Тетяев (1940). Приводимый им же разрез позволяет считать, что часть их выражена надвигами. Возрастные взаимоотношения между надвигами и сбросами аналогичны указанным.

Послерудные надвиги не представляют проявлений последующей складчатости, так как выражены мелкими нарушениями и смещаются нормальными сбросами. Кроме того, они проявлены как в древних рудных полях, так и в наиболее молодых, альпийских.

В литературе также известен ряд случаев, когда послерудные деформации представлены надвигами или сдвигами. В качестве примеров можно привести месторождения Давендинское, Кадаинское и Дарасун-

ское, по данным В. М. Крейтера; месторождения Бурон на Кавказе по Л. И. Лукину; Березовское на Урале по Н. И. и М. Б. Бородаевским; Успенское в Казахстане по Е. И. Паталаху; месторождения Кансайской группы в Средней Азии по В. Н. Титову; Лейк-шор в Канаде по А. Бэйтмену; Грасс-Вели в Калифорнии по Р. Фармину; Болиден в Швеции по О. Одману; Перрон в Канаде по Х. Эймсу; Катерина в округе Оутмен в Аризоне по Ренсому, В. Линдгрёну, К. Лоусену; Золотой берег в Африке по В. Эммонсу.

Распространение послерудных надвигов и сдвигов в рудных полях различных регионов позволяет полагать, что и в этих случаях послерудная тектоника развивалась сходным образом — в два этапа.

Следовательно, даже в простых случаях, когда образование жил происходило после последней складчатости и в связи с нею, формирование послерудной структуры часто представляет сложный процесс, протекающий в условиях смены сжатия растяжением.

### **О разобщении во времени этапов заложения трещин и этапов их приоткрытия**

Во всех рассмотренных случаях отмечается разделение во времени этапов, для которых преобладает заложение трещин и этапов, особенностью которых является их приоткрытие (см. рис. 1). Для первых отмечается распространение трещин скалывания типа надвигов и сдвигов, другие отличаются тем, что ранее заложённые трещины, независимо от первичной природы, развиваются преимущественно как трещины отрыва, с последующим раздвижением стенок и перерастанием в нормальные сбросы.

Изменение характера структур в зависимости от условий образования можно усмотреть в данных геотектоники и структурной геологии. В. В. Белоусов отмечает, что в природе разрывы сжатия проявляются в форме надвигов и сдвигов. Соответственно, при растяжении земной коры образуются трещины отрыва и сбросы. Это согласуется с представлениями М. Биллингса, Э. Хиллса, Г. Д. Ажгирея, некоторых других геологов и находит подтверждение в данных лабораторных исследований.

Известно, что пределы прочности на отрыв и скалывание для большинства материалов резко различны. Поскольку, в зависимости от условий деформации, эти пределы изменяются по-разному, постольку обычно оба типа разрушения не проявляются совместно и одновременно. При данном напряжённом состоянии осуществляется тот или иной тип разрушения.

Таким образом, последовательная смена различных типов тектонических нарушений и характер их развития в процессе формирования рудных полей позволяет поставить возникновение структур в зависимость от изменения напряжённого состояния во времени — проявления сжатия или растяжения.

Формирование изученных рудных полей отвечает поздним и в меньшей мере средним этапам развития подвижных зон. В связи с этим, преобладание среди колебательных движений поднятий объясняет (в согласии с В. Е. Ханым, 1957) факт возникновения в определённые этапы развития рудных полей условий двустороннего растяжения, а также чередование во времени условий сжатия и растяжения.

### **О смещении области заложения и приоткрытия трещин**

Смещение области развития трещиноватости в период рудоотложения рассматривается А. В. Королевым (1949), Ф. И. Вольфсоном и В. А. Невским (1949) как один из основных факторов, определяющих

возникновение первичной зональности в рудных полях. Однако, поскольку периоды заложения и приоткрытия трещин обычно разобщены во времени, постольку возникают разные случаи структурной зональности.

Анализ размещения минеральных образований по Брич-Муллинскому и Кочкарскому рудным полям обнаруживает приуроченность как ранних, так и поздних жил к трещинам одних и тех же простираний. Это свидетельствует о том, что эти трещины уже существовали к началу рудоотложения и были заложены до образования всех жил. Во всех случаях, жильные системы внешних зон являются более

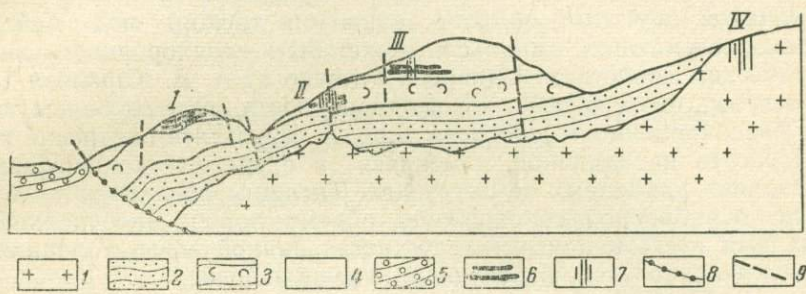


Рис. 10. Схема зонального распределения минеральных образований в Брич-Муллинском рудном поле

1 — гранитоиды; 2 — песчаники франского яруса; 3 — известняки фаменского яруса; 4 — известняки брич-муллинские и вышележащие; 5 — третичные отложения; 6 — пластообразные метасоматические залежи; 7 — кварцевые жилы; 8 — надвиги; 9 — сбросы.

Месторождения: I и III — арсенипиритовые, II — арсенипирит-висмутиновые, IV — молибденитовые

поздними (Вировлянский, 1954). Следовательно, в обоих случаях зональность является результатом смещения области приоткрытия трещин к периферии рудного поля (рис. 10).

Аналогичные соотношения можно усмотреть в данных Д. А. Зенкова и Д. А. Тимофеевского по Дарасуну, В. Н. Котляра по Зангезуру и в некоторых других случаях.

Для объяснения этих явлений, по-видимому, имеет значение сбросообразование, связанное с сокращением объема пород при остывании интрузии. Однако, это сбросообразование не может реализоваться в условиях сжатия, как считает К. Д. Хьюлин (1945). Более вероятно, что сокращение объема пород, развивающееся концентрически зонально, налагается на региональное растяжение, характерное для рудного этапа деформаций. Возникает зона суммированного растяжения, которая по мере остывания интрузива смещается к периферии.

На совместное действие регионального и локального растяжения указывает следующее:

1. Минеральные тела приурочены к правильным, нередко прямоугольным системам трещин, тектоническим по морфологии, не обнаруживающим связи со структурой плутона и заложены под действием региональных факторов.

2. Сближенные группы минеральных тел сходного состава приурочены к зонам, расположенным концентрически по отношению к интрузиву. Это свидетельствует об избирательном приоткрытии той части трещин, которая заключена в пределах этих зон.

В Цанском месторождении последовательные серии ранних кварцевольфрамит-молибденитовых, турмалин-арсенипиритовых и арсенипиритовых жил локализовались вдоль различных трещинных комплексов. Каждый трещинный комплекс, представленный системами надвигов,

сдвигов и трещин отрыва, является результатом деформации определенного плана. Поздние полиметаллические жилы не обнаруживают своих структурных направлений и следуют более ранним. Одновременно устанавливается, что каждый последующий минеральный комплекс располагается на большем удалении от интрузива.

Таким образом, каждый очередной импульс сжатия, вызывая образование трещин, одновременно приводит к смещению области их заложения. За каждым этапом заложения трещин следуют один или несколько этапов их приоткрытия. Следовательно, зональность представляет результат смещения области заложения и приоткрытия трещин.

Причиной смещения области заложения трещин под действием повторных сжимающих импульсов может быть неоднородность системы по физическим свойствам. Однако в отличие от А. В. Королева (1949) автор считает, что в физической неоднородности системы большую роль играет разновременность прогрева пород в результате внедрения интрузива. Прогрев не одинаков, изменяясь в пределах концентрических зон, различно удаленных от интрузива. Трещины локализируются в зоне, наиболее ослабленной сокращением объема пород. Залечивание трещин рудами восстанавливает целостность данной зоны, а локализатором трещин становится последующая, внешняя зона.

Таким образом, во всех рассмотренных случаях зональность рассматривается как результат комбинированного действия трех основных факторов: закономерного распределения геоизотерм, смещения к периферии области приоткрытия трещин (или области заложения и приоткрытия трещин) и, наконец, изменения растворов во времени.

Выделяются три типа структурной зональности рудных полей:

- 1) зональность, связанная с последовательным смещением области приоткрытия трещин;
- 2) зональность, связанная с последовательным смещением области заложения и приоткрытия трещин;
- 3) комбинированная зональность, представляющая сочетание первого и второго типов.

### О формах проявления внутрирудной тектоники

В одних случаях, как в Брич-Мулле или Кочкаре, внутрирудная тектоника выражена трещинами отрыва и нормальным сбросообразованием. Эти разрывы вызывают (преимущественно) приоткрытие ранее возникших трещин, неоднократные дробления руд и последующую цементацию новыми порциями минерального вещества. Они не приводят к существенным изменениям путей движения растворов, представляя форму развития жил, их разрастания по мощности и простиранию.

В других случаях внутрирудное сбросообразование прерывается возникновением мелких надвигов и сдвигов.

В Запокровском поле рудоотложение представлено последовательными комплексами жил — арсенопиритовых и кальцитовых, которые различаются по расположению. Внутрирудное сжатие выражено двумя системами сдвигов и трещинами отрыва, которые секут арсенопиритовые жилы и вмещают кальцитовые.

В Цанском месторождении рудоотложение представлено последовательными комплексами жил — кварц-вольфрамит-молибденитовых, турмалин-арсенопиритовых и арсенопиритовых, которые различаются по расположению. Импульсы внутрирудного сжатия отражаются сериями надвигов и сдвигов, вдоль которых локализовались руды.

В качестве других примеров проявления внутрирудных надвиговых нарушений можно указать месторождения Грасс-Вели в Калифорнии по У. Д. Джонстону и Э. Клоосу; Сансей в Корее по Такео Като; Бендиго в Австралии по Д. В. Стоуну; Костерфилд в Австралии по Ф. Л. Стилуэллу и некоторые другие.

Таким образом, в период рудоотложения обстановка растяжения нередко усложнена эпизодическими возвратами сжатия.

Перерывы в возникновении приоткрытий соответствуют в одних случаях периодам ослабления растягивающих сил, в других — периодам проявления сжимающих импульсов. Поскольку последние также представляют резульат временного ослабления сил растяжения, постольку общей причиной перерывов является неравномерность проявления растягивающих усилий во времени.

### О повторяемости направлений последовательных трещинных комплексов

Сопоставление додайковых, предрудных, внутрирудных и послерудных трещинных комплексов, связанных с последовательными импульсами сжатия, обнаруживает характерные черты. Деформации проявляются в самостоятельной форме, независимо от ранних структур, развиваясь нередко по иному плану. Даже при сходных планах деформации поздние трещинные комплексы имеют независимый характер (см. рис. 1).

В Ново-Троицком и Запокровском полях рудовмещающие трещины налагаются на трещины додайкового комплекса. Жилы следуют дайкам. Однако в полной мере положение их не совпадает. Кроме того, встречаются жилы, развившиеся вне связи с дайками и секущие их. Следовательно, несмотря на то, что многие жилы наследуют более ранние структурные направления, в предрудный этап идет независимый процесс повторного заложения трещин, равнозначный возникновению новых трещин.

В Брич-Муллинском поле рудные тела локализовались вне связи с дайками. Тем не менее и здесь иногда рудовмещающие полости представляют результат обновления додайковых структур. Наряду с этим встречаются мелкие надвиги, развитие которых целиком относится к предрудному этапу. Таким образом и здесь предрудные деформации проявляются независимо и отражают самостоятельный этап в развитии структуры.

Импульсы внутрирудного сжатия, вызывая заложение новых трещинных комплексов, нередко также отражают независимость своего проявления. Так, в Запокровском и Цанском месторождениях каждый новый внутрирудный трещинный комплекс отличается по своему расположению. Он возникает, испытывает приоткрытие и выполнение минеральным материалом независимо от существования ранее заложённых трещин и не считаясь с ними.

Наконец, планы деформации послерудных этапов сжатия во всех рассмотренных случаях отличаются от соответствующих предминеральных этапов на  $90^\circ$ . Несмотря на небольшие амплитуды смещений и размеры трещин, послерудные трещинные комплексы также обнаруживают независимость по отношению к додайковым, предрудным и внутрирудным комплексам.

Следовательно, без повторных усилий определенного направления независимо от того, сходны они или резко отличаются от более ранних, не могут возникнуть трещинные комплексы, вмещающие руды. По существу, трещины, вдоль которых развиваются минеральные тела, формируются непосредственно перед отложением в них материала.

В тех случаях, когда молодой трещинный комплекс повторяет направления ранней трещиноватости, это означает близость планов деформации, а не вынужденную подчиненность позднего трещинного комплекса раннему. Можно полагать, что для рудоотложения главное значение имеют предрудные, а не ранние деформации.

G. M. VIROVLYANSKY

REGULARITIES OF FORMATION OF THE STRUCTURE OF ORE FIELDS  
IN SOME TYPES OF HYDROTHERMAL DEPOSITS

(Summary)

For some years the author has been studied the structure of ore fields of the complex essential arsenopyritic deposits. The following ore fields were subjected to more detailed investigation: Novo-Troitsk field, Zapokrovsk one, Brich-Mulla and Uch-Imchek fields. The ore fields are dislocated in different regions, formed in dissimilar geological situation and in different time. As a result of the investigation it was exposed the peculiarities of development of the structure, which are common for all ore fields. The same was detected at the acquaintance with some deposits of gold, polymetals and rare metals and also on studying of literature to many postmagmatic deposits.

Study of deposits was brought about by usual methods of detailed geologic mapping. The essential part of the investigation was the observations on the morphology, interrelations and space location of elements of structure and especially of ruptures. These observations in conjunction with peculiarities of cavity fillings were of the necessary material for the estimation of formation conditions of given structural complex.

Observations were listed in the table, where the location of fissures and change of their plan in the process of formation of structure were expressed.

It is shown regularities in the development of structure, which are confirmed in many hydrothermal deposits.

1. It reveals a multiple rise of conditions of tension, the alternation of periods of compression and tension. It depends on the fact that during the postfolding period among the oscillating movements of the earth crust the uplifts predominated.

2. The periods of compression resulted in formation of folds, in location of predyke, preore and postore thrusts and tear faults.

Deformations arised from successive impulses of compression often are manifesting independently, irrespective of the older structures, and sometimes displaying in other fracture pattern. Therefore the inherited structures are perspective only when along them signs of following preore fractures reveal.

3. During the periods of tension dykes and veins are forming. Diversely directed fissures are developing as tension fractures, which overgrow into normal faults.

Opening of fissures and deposition of ores in them takes place irresrective of their primary nature.

The analogy of tectonic conditions of formation of dykes and veins explains the prospecting significance of dykes, as well as their alternation with veins, which occurs in some regions.

4. Intraore tectonics in simple cases is expressed by normal faulting, which in the conditions of progressive tension are repeatedly resumed accompanying by the opening of fissures. If the tension is breached by the repeated impulses of compression, the normal faulting is interrupted by location of small thrusts and tear faults.

The postore tectonics is manifesting in the same manner.

5. Displacement of the area of opening of fissures or the area of their location and opening, which is taking place simultaneously with the change of composition of the ore-bearing solutions, on the background of regular distribution of geoisotherms around the intrusion, leads to arising of two types of structural zoning of ores. The combination of these two types of zoning forms the third one.

6. The separation of periods of location and opening of fissures is a result of change of the stressed state in time. Accordingly when subdividing the periods of forming of ore fields, together with the relation of the structures to ore one must take into account:

- a) the prevailed type of structures and
- b) the change of stress pattern.

ЛИТЕРАТУРА

Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.

Вировлянский Г. М. К вопросу о первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, № 3, 1954.

- Вировлянский Г. М. О тектонических условиях внедрения даек и формирования руд в гидротермальных месторождениях. «Советская геология», 1956, № 50.
- Вольфсон Ф. И. Проблемы изучения гидротермальных месторождений. Изд. АН СССР, 1953, 1962.
- Вольфсон Ф. И. и Невский В. А. О первичной зональности в гидротермальных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1.
- Ершов А. Д., Копелиович А. В. Геология и рудные проявления верховьев реки Цхенис-Цхали. Госгеолиздат, 1941.
- Королев А. В. Зависимость зональности оруденения от последовательности развития структур рудных месторождений. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 1.
- Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Изд. АН СССР, 1939.
- Тетяев М. М. Тектоника рудных полей жильного типа. «Советская геология», 1940, № 8, 9.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. Госгеолиздат, 1941.
- Хаин В. Е. Некоторые основные вопросы современной геотектоники. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 12.
- Emmons W. H. Gold deposits of the world, 1937.
- Hulin C. D. Structural control of ore deposition. *Econ. Geol.* vol. 24, No. 1, 1929.
- Hulin C. D. Factors in the Localization of Mineralized Districts. *Mining Technology T. P.*, 1762, 1945.
- Jonston W. D. Vein-filling at Nevada-City, California. *Bull. Geol. Soc. America*, vol. 49, 29, 1938.
- Newhouse W. H. Openings due to movement along a curved or irregular fault plane. *Econ. Geol.* vol. 35, No. 3, 1940.
- Newhouse W. B. Structural features associated with the ore deposits. Ore deposits as related to structural features. Princeton, 1942.

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

**О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СОСТАВНЫХ ЧАСТЕЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ (НА ПРИМЕРЕ КАВКАЗА)**

Результаты металлогенического анализа различных складчатых областей позволяют произвести предварительный опыт группировки эндогенных месторождений по геотектоническим признакам, как это было неоднократно рекомендовано С. С. Смирновым (1946, 1947). В этих целях целесообразно выделить основные типы геологических структур, в частности складчатых зон, отличающиеся особенностями рудообразования.

**Главные составные части геосинклиналей**

Металлогеническая специфика отдельных зон геосинклинальных систем определяется особенностями их геологического развития. Ряд исследователей делали попытки классифицировать геосинклинали в целях их металлогенического районирования на составные части. А. И. Семенов (1957) выделяет 12 типов структурно-металлогенических зон, характеризуя свойственные им этапы развития, магматизм, металлогению и тектонические структуры. В. И. Смирнов (1962) каждый из выделенных им четырех типов геосинклиналей (*A, B, C* и *D*) характеризует по следующим элементам их внутреннего строения: срединные массивы, внутренние зоны геосинклиналей, рвы внутренних зон геосинклиналей, периферические зоны геосинклиналей, рама геосинклиналей, глубинные разломы, передовые прогибы и парагеосинклинали. В. Е. Хаин (1962) в складчатых поясах выделяет следующие структурно-металлогенические зоны: древние глыбы; древние ядра, подразделяемые на ядра, сложенные эвгеосинклинальными формами предыдущего цикла, и ядра, сложенные карбонатными формациями предыдущего цикла; внутренние зоны геосинклинальных систем (эвгеосинклинали); внешние зоны геосинклинальных систем (миогеосинклинали), подразделяемые на сланцевые, флишевые и известняковые; краевые массивы; срединные массивы; позднегеосинклинальные прогибы.

Нами (Твалчрелидзе, 1961) на основе существующих классификаций геосинклиналей были выделены структурные зоны, обладающие различными металлогеническими особенностями. В настоящем сообщении рассматриваются следующие четыре типа геосинклинальных структур: 1) гипербазитовые геосинклинали (офиолитовые пояса, развитые вдоль зон глубинных разломов); 2) вулканогенные геосинклинали; 4) периферические зоны геосинклиналей и сопредельные части платформ.

Чередование между собой отмеченных геологических структур определяет зональное геотектоническое строение складчатых областей. Металлогенический анализ Кавказа показывает наличие здесь региональной металлогенической зональности, обусловленной приурочен-

ностью определенных магматических и связанных с ними рудных формаций к отдельным геотектоническим зонам. С севера на юг здесь развиты следующие главные металлогенические зоны (см. рисунок).

1. Зона Кавказских минеральных вод, представляющая поднятую часть эпигерцинской платформы, пограничную со складчатой системой Большого Кавказа. Зона сложена маломощным чехлом кайнозойских терригенных осадков, вмещающих лакколиты изверженных пород кислого состава. В экзоконтакте последних развито убогое вкрапленное свинцово-цинковое оруденение.

2. Зона Передового хребта Северного Кавказа, являющаяся палеозойской вулканогенной геосинклиналью, отделенной от платформы

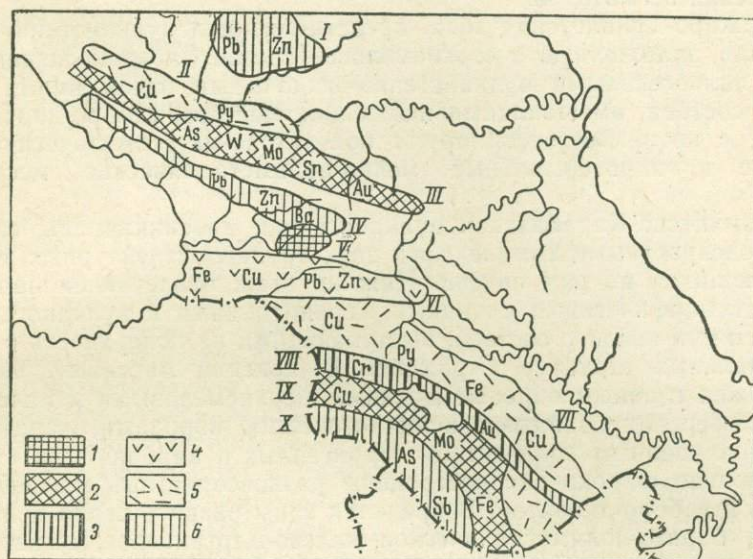


Схема металлогенической зональности Кавказа

1 — срединный массив; 2 — геoaнтиклинали; 3 — гипербазитовая геосинклиналь; вулканогенные геосинклинали; 4 — спилит-андезитовая, 5 — диабаз-альбитофировая; 6 — периферические зоны геосинклинали

Металлогенические зоны: I — Кавказских минеральных вод; II — Передового Хребта; III — Главного хребта; IV — Гагринско-Джавская; V — Дзирульская; VI — Аджаро-Триалетская; VII — Сомхитско-Карабахская; VIII — Севано-Курдистанская; IX — Мисхано-Зангезурская; X — Араксинская

парагеосинклиналью Северного склона. В строении зоны принимают участие комплексы трех структурных этажей: 1) допалеозойский фундамент, сложенный гранитизированными метаморфическими сланцами; 2) геосинклинальные вулканогенно-осадочные отложения ниже-среднепалеозойского возраста; 3) эпиконтинентальные терригенные осадки верхнего палеозоя — мезозоя. Рудные районы с серно-медноколчеданной минерализацией приурочены к диабаз-альбитофировой формации среднего этажа.

3. Зона Главного Кавказского хребта, представляющая геoaнтиклиналь, возникшую как область устойчивого поднятия в конце докембрия. В строении ее участвуют сложно дислоцированные и метаморфизованные осадки допалеозоя, палеозоя и мезозоя, вмещающие крупные разновозрастные массивы гранитоидов, с которыми связана редкометальная минерализация.

4. Гагринско-Джавская зона, расположенная на южной периферии складчатой системы Большого Кавказа у границы с Закавказским срединным массивом. Сложена комплексами двух структурных этажей. Нижний из них представлен мощными дислоцированными геосинкли-

нальными терригенными и главным образом вулканогенными отложениями средней юры, а верхний — эпиконтинентальными, менее интенсивно складчатými, преимущественно карбонатными осадками верхней юры, мела и палеогена. В пределах зоны распространены разновозрастные свинцово-цинковые, баритовые, ртутные и мышьяковые оруденения.

5. Дзирульская зона, являющаяся выступающей на поверхность частью Закавказского срединного массива. Сложена докембрийскими и нижнепалеозойскими метаморфическими сланцами, вмещающими массивы гранитоидов и габброидов палеозойского возраста. В зонах экзоконтакта гранитов распространены небольшие месторождения керамических пегматитов.

6. Аджаро-Триалетская зона, представляющая вулканогенную геосинклиналь, заложенную в верхнемеловое время. Сложена верхнемеловыми и палеогеновыми вулканогенно-осадочными отложениями андезитового состава, вмещающими небольшие массивы габбро-диоритов и сиенитов, с которыми ассоциируют контактово-метасоматические магнетитовые и гидротермальные медно-полиметаллические месторождения.

7. Сомхитско-Карабахская вулканогенная геосинклиналь, сложенная разновозрастными комплексами двух крупных структурных этажей, расчленяющихся на ряд ярусов. Нижний этаж представлен палеозойскими метаморфическими сланцами, гранитоидами и вулканогенными образованиями кислого состава, выступающими на поверхность в ядрах антиклинальных структур (Храмский и Локский массивы). Верхний этаж сложен главным образом юрскими, верхнемеловыми и палеогеновыми дифференцированными вулканогенными породами, чередующимися с подчиненным количеством терригенных и карбонатных отложений. Довольно широко распространены разновозрастные массивы гранитоидов и габбро-диоритов. В пределах зоны развито серно-медноколчеданное, барито-полиметаллическое, железо-марганцевое, магнетитовое и полиметаллическое оруденение.

8. Севано-Курдистанская зона, представляющая гипербазитовую геосинклиналь, возникшую в верхнемеловое время вдоль пояса глубоких разломов. Сложена вулканогенными и карбонатными отложениями верхнемелового — палеогенового возраста, вмещающими разновозрастные массивы ультраосновных, основных и кислых изверженных пород. На хромитовое оруденение, связанное с гипербазитами, наложена более поздняя золото-сульфидная минерализация.

9. Мисхано-Зангезурская зона — геоантиклиналь, представляющая часть палеозойской Закавказской плиты, испытавшей в альпийском цикле повторное геосинклинальное погружение и последующую инверсию. Состоит из двух структурных этажей — палеозойского, сложенного вулканогенными и карбонатными породами, а также гранитоидами, и палеогенового, в строении которого принимают участие вулканогенно-осадочные породы, прорванные сиенит-диоритовым батолитом неогенового возраста. С последним связаны медно-молибденовые, скарново-магнетитовые и отчасти полиметаллические месторождения.

10. Араксинская периферическая зона, представляющая палеозойское поднятие, перекрытое олигоценными и миоценовыми осадками. С проявлениями континентального эффузивного вулканизма кислого состава ассоциируют мышьяковые, ртутные и другие оруденения (см. рисунок).

Ниже приводится краткое описание рудоносности различных тектонических зон, причем данные о генетических типах месторождений, характеризующих отдельные зоны, излагаются в предельно сжатом виде.

### Месторождения гипербазитовых геосинклиналей

На примере Севано-Курдистанской зоны Малого Кавказа устанавливается разновозрастность и разнотипность эндогенной минерализации, проявляющейся в отдельные стадии развития гипербазитовых геосинклиналей. Эта зона заложилась в верхнемеловое время в результате раскола палеозойской Закавказской плиты (Гамкрелидзе, 1957) вдоль серии параллельных глубинных разломов. Фаза максимального развития разломов сопровождалась проникновением в верхние структурные этажи ультраосновной магмы, с которой связаны месторождения хромитов.

Выходы отдельных массивов гипербазитовой формации в пределах Закавказья отмечаются вдоль пояса длиной 350 км, являющегося ветвью северной офиолитовой провинции Анатолии. Большинство массивов, представленных интенсивно серпентинизированными и магнетизированными перидотитами, имеют верхнемеловый возраст (Асланян, 1958; Абдуллаев и др., 1962). Гипербазитовая формация по всем данным характеризуется небольшими глубинами образования. А. Ганссер (Gansser, 1960) указывает на постепенный переход полнокристаллических ультраосновных и основных пород нижних частей покровов в типичные лавы, характерные для верхов тех же покровов. Поскольку аналогичные соотношения наблюдаются и в офиолитовом поясе Закавказья, то можно полагать, что образование магматических месторождений хромитов, тесно связанных с гипербазитами, происходило в субвулканических условиях на глубинах, не превышающих первые сотни метров. Месторождения представлены гнездами и линзами хромита массивной, либо вкрапленной текстуры. В рудах устанавливается присутствие никеля, платины, осмистого иридия и ванадия. Вслед за гипербазитовым магматизмом в раннюю стадию развития Севано-Курдистанской зоны сформировалась мощная (свыше 3000 м) толща вулканогенно-осадочных пород среднеэоценового возраста. С эффузивными и субвулканическими кварцевыми порфирами, представляющими кислые дифференциаты этой толщи, связано серноколчеданное оруденение Тандзут-Чибухлинского района (Саркисян, 1963). Интенсивные тектонические движения, проявившиеся перед верхним эоценом и перед олигоценом (соскладчатая стадия), сопровождалась внедрением гранодиоритов и кварцевых диоритов Шальва-Лачинского и других интрузивов. В металлогеническом отношении они особого интереса не заслуживают; лишь некоторые рудопроявления меди, возможно, связаны с постмагматической гидротермальной деятельностью.

Металлогенический облик Севано-Курдистанской зоны осложняется наложенным магматизмом постскладчатой стадии развития, когда в миоцене и плиоцене образовались малые интрузии гранодиорит-порфиров и дацитов. С последними принято связывать (Магакьян, 1959; Салия, 1962) обильное окварцевание и низкотемпературное близповерхностное оруденение золота, сурьмы, ртути, мышьяка (реальгар и аурипигмент).

### Месторождения вулканогенных геосинклиналей

Каждый из типов вулканогенных геосинклинальных зон на Кавказе в отличие от других складчатых областей, например Урала, представлен изолированно. Помимо отмеченного выше типа гипербазитовых геосинклиналей, здесь можно выделить тип диабазо-альбитофировый (зоны Передового хребта и Сомхитско-Карабахская) и тип спилито-андезитовый (Аджаро-Триалетская зона). Для первого характерно неглубокое залегание подстилающего древнего фунда-

мента, непосредственные выходы которого на поверхность фиксируются в ядрах антиклинальных поднятий, а также развитие кислых дифференциатов основных вулканогенных пород, которыми преимущественно сложены эти геосинклинали. По-видимому, отмеченные особенности определяют различия эндогенной минерализации, характерной для двух названных типов вулканогенных геосинклиналей. Так для геосинклиналей диабазо-альбитофирового типа характерны главным образом колчеданные месторождения ранней стадии и скарново-магнетитовые средней стадии, тогда как металлогенический облик спилит-андезитовых геосинклиналей определяется железными полиметаллическими и отчасти магнетитовыми месторождениями средней стадии.

На Кавказе выделяется два разновозрастных пояса развития медноколчеданных месторождений. В зоне Передового хребта фиксируется приуроченность минерализации к вулканогенным отложениям силура, девона и нижнего карбона; в Сомхитско-Карабахской зоне — к отложениям средней юры, верхнего мела и палеогена. Месторождения контролируются локальными поднятиями, иногда поперечными простиранию зон, и интрузиями кислых дифференциатов основных пород. Рудовмещающие толщи интенсивно гидротермально изменены — окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы и аргиллизированы.

Большинство исследователей колчеданных месторождений Кавказа связывает их происхождение с вулканизмом, в результате которого были сформированы мощные рудовмещающие толщи. При этом некоторые геологи склонны относить часть колчеданных месторождений к группе эксгальционно-осадочных (Смирнов, Гончарова, 1960; Дзоценидзе, 1960), другие считают их полностью гидротермальными образованиями, связанными с поствулканическими процессами (Магакьян, 1959; Твалчрелидзе, 1961; Буадзе, 1962; Гогишвили и др., 1962).

Устанавливается многократное повторение образования колчеданных месторождений в полициклическом, ритмичном процессе формирования вулканогенных геосинклиналей.

Обычно достаточно уверенно к эксгальционно-осадочному типу удается отнести некоторые проявления руд серного колчедана, гематита и марганца. Что касается медноколчеданных и барито-полиметаллических месторождений, то анализ существующих геологических материалов, а также результаты петрологических и некоторых экспериментальных исследований позволяют допустить глубину их образования, как и пропилитов субвулканической фации, от 500 до 1000—1200 м от поверхности и сравнительно небольшие температуры рудоотложения.

В раннюю стадию развития спилито-андезитовых геосинклиналей типичных колчеданных месторождений не возникало, а приповерхностные поствулканические процессы вызывали образование вкрапленных серноколчеданных руд, описанных Г. С. Дзоценидзе (1960) на примере Цабланского месторождения.

В соскладчатую стадию при инверсии вулканогенных геосинклиналей образовались интрузивные породы габбро-сиенит-гранодиоритовой формации. Они почти полностью отсутствуют в геосинклинали Передового хребта и особенно характерны для Малого Кавказа. При этом в Аджаро-Триалетской зоне проявлены породы габбро-сиенитового ряда, а в Сомхитско-Карабахской — габбро-гранодиоритового. В обеих зонах с интрузивами отмеченной формации ассоциируют скарново-магнетитовые месторождения. Генетическая связь последних с конкретными массивами гранитоидов устанавливается на основании следующих фактов:

1. Наличие на Малом Кавказе региональной зональности, при которой пояса развития пород состава от габбро до граносиенитов

(габбро, диориты, гранодиориты, плагиограниты, граносиениты) характеризуются контактово-метасоматическими железорудными и гидротермальными сульфидными (кобальтовыми, медными, полиметаллическими) месторождениями. К таким поясам относятся (с севера на юг): Аджаро-Триалетская, Сомхитско-Карабахская и Мисхано-Зангезурская тектонические зоны.

2. Тесная ассоциация месторождений с интрузивами габбро-диоритов (Дзама), кварцевых диоритов (Кульп), гранодиоритов (Дашкесан, Судагян).

3. Наличие горизонтальной зональности в расположении месторождений по отношению к металлоносному интрузиву. Так, в Дашкесанском рудном районе в непосредственных контактах вулканогенных и карбонатных пород с интрузивом развита скарново-магнетитовая минерализация, в некотором удалении от него — кобальтовая, на значительном удалении — баритовая, а еще дальше — пиррофиллитовая и алунитовая.

4. Взаимопересечения жильных дериватов интрузивов с рудными телами. Так, на Дашкесанском и Дзамском месторождениях наблюдается пересечение магнетитовых скарнов дайками, контролирующими сульфидные оруденения. Аналогичные факты, по данным Л. Н. Овчинникова (1960), характеризуют магнетитовые месторождения Урала.

В. А. Николаев (1953) считает, что скарновые месторождения образуются относительно неглубоко от поверхности, когда на магматический расплав не оказывает большого влияния гидростатическое давление и система является открытой для газовой фазы, уходящей в окружающие породы. По нашим данным, глубина формирования Дашкесанского месторождения не менее 3000 м; для Дзамского месторождения, связанного с апикальными фациями интрузива, она не превышает 2000 м. Процесс рудообразования обычно четко подразделяется на ряд этапов и стадий, отражающихся в геологической структуре скарново-рудных полей. Если формирование колчеданных месторождений многократно повторяется в истории развития вулканогенных зон, то в образовании скарново-магнетитовых месторождений, фиксирующих периоды консолидации зон, такой периодичности не обнаруживается.

С гранитоидным магматизмом вулканогенных геосинклиналей также генетически связаны жильные медно-полиметаллические месторождения (Дамблудское, Мехманинское, Мерисское и др.). Для них характерна вертикальная зональность, выраженная преимущественным развитием на разных горизонтах отдельных ассоциаций рудных и нерудных минералов. Эту зональность по классификации В. И. Смирнова (1960) следует отнести к стадийной, поскольку она обусловлена совместным проявлением деформационных нарушений рудовмещающих трещин и постмагматических гидротермальных растворов.

### Месторождения геоантиклиналей

В пределах геоантиклиналей на Кавказе, так же как в терригенных геосинклиналях других складчатых областей, оруденение проявляется только в периоды складкообразования и инверсии. Ранние стадии обычно не сопровождаются процессами эндогенного рудоотложения (Смирнов, 1962). Одновременно со складчатостью, или несколько позднее, в структурах этого типа образуются многофазные массивы гранитоидов умеренно кислого и кислого состава. В зависимости от типа геоантиклиналей с гранитоидным магматизмом связаны либо пегматитовые и гидротермальные месторождения редких металлов, либо скарновые железорудные и гидротермальные медно-молибденовые месторождения.

## Схема размещения главных типов эндогенных

Главные составные части геосинклиналей	Металлогенические зоны	Генетические типы			
		Магматические, связанные с ультраосновными и основными породами	Экспозиционно-осадочные и гидротермальные, связанные с эффузивным вулканизмом	Контактово-метасоматические, связанные с габбро-сиенито-гранодиоритовой формацией	Гидротермальные
Гипербазитовые геосинклинали	Севано-Курдистанская	Хромита и титаномагнетита (Cr <sub>2</sub> )	Серноколчеданные (Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup> )	—	Рудопоявления меди (Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> )
Вулкано-генные геосинклинали	Передового хребта	Хромита (Pz <sub>1</sub> )	Медноколчеданные (S, D, C <sub>1</sub> )	Рудопоявления магнетита и гематита	—
	Сомхитско-Карабахская	—	Серно-медноколчеданные, барито-полиметаллические и железо-марганцевые (J, Cr, Pg <sub>2</sub> )	Скарново-магнетитовые (Cr)	Кобальтовые и полиметаллические (J, Cr)
	Аджаро-Триалетская	—	Серноколчеданные (Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> )	Скарново-магнетитовые (Pg <sub>2</sub> )	Медно-полиметаллические (Pg <sub>2</sub> )
Геоантиклинали	Главного хребта	—	—	—	—
	Мисхано-Зангезурская	—	—	Скарново-магнетитовые (Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> , Pg <sub>3</sub> )	—
	Кавказских минеральных вод	—	—	—	—
Периферические зоны	Гагринско-Джавская	—	—	—	—
	Араксинская	—	—	—	—

## месторождений в металлогенических зонах Кавказа

Таблица

эндогенных месторождений				
Пегматитовые, связанные с гранитами	Гидротермальные высоко-среднетемпературные, связанные с умеренно кислыми гранитоидами	Гидротермальные низкотемпературные, связанные с континентальным вулканизмом	Гидротермальные средне-низкотемпературные, связанные с малыми трещинными интрузиями	Телетермальные, не имеющие видимой связи с магматизмом
—	—	—	Золото-ртутно-сурьмяные (N <sub>1</sub> —N <sub>2</sub> )	—
—	—	—	Свинцово-цинковые (Pz <sub>3</sub> )	—
—	—	—	Полиметаллические вкрапленные рудопоявления (Pg <sub>2</sub> <sup>3</sup> )	—
—	—	—	—	—
Мышьяковые (Pz <sub>1-3</sub> )	Мышьяковые (Pz, Mz-Kz)	—	Полиметаллические (J <sub>2</sub> )	Ртутные вдоль поздних разломов (N)
—	Медно-молибденовые и полиметаллические (Pg <sub>3</sub> —N <sub>1</sub> )	—	—	—
—	—	—	Свинцово-цинковые вкрапленные рудопоявления (N <sub>2</sub> )	—
—	—	—	Барито-полиметаллические (постсреднеюрские — доверхнемеловые)	Свинцово-цинковые вкрапленные в карбонатных породах, ртутные, мышьяковые (N)
—	—	Мышьяковые, сурьмяные, ртутные, серные, халцедоновые, марганцевые (N <sub>2</sub> )	—	Свинцово-цинковые в карбонатных породах (N)

В геантиклинали Главного хребта в течение ряда геологических циклов (металлогенических эпох) последовательно возникали сходные рудообразования, характеризующиеся тесной связью с гранитоидами, наличием горизонтальной зональности в размещении рудных тел разного состава и сравнительно большими глубиной и температурой рудоотложения. Пегматитовые месторождения Большого Кавказа относятся к первому типу, выделяемому П. П. Боровиковым (1961); они образованы в результате раскристаллизации пегматитового расплава. Жилы отличаются мелкозернистой гранит-пегматитовой, ортотектитовой, реже блоковой структурами; содержат шеелит, арсенопирит, касситерит и молибденит, характерные и для кварцевых жил, которыми они непосредственно сменяются по простирацию (месторождения Кти-Теберда, Илисар, Блыбь и др.).

Эти месторождения на Кавказе и в сопредельных районах Динарид и Анатолид относятся исключительно к палеозойскому возрасту. Данное обстоятельство следует объяснять не глубиной эрозионного среза, а глубиной формирования месторождений от поверхности, существовавшей в период рудоотложения. Анализируя результаты петрологических исследований О. Ш. Надарейшвили (1962), на месторождении Кти-Теберда глубину формирования материнских гранитоидов и редкометального оруденения можно ориентировочно оценить в 4000—5000 м. Вместе с тем скарновые и гидротермальные редкометальные мезозойские, а особенно палеогеновые месторождения, характеризуются гипабиссальными условиями (менее 3000 м), примером чего является Цанский и Каробский рудные узлы. Последовательное уменьшение размеров и глубины формирования массивов изверженных пород характеризует «прямое» направление развития земной коры, ведущее к нарастанию ее жесткости, затуханию вулканизма в геосинклиналях, их консолидации и превращению в платформы.

«Обратное» развитие, сопровождающееся возникновением молодых вулканогенных геосинклиналей, а впоследствии и батолитов молодых гранитоидов, характерно для Мисхано-Зангезурской зоны, в пределах которой расположены месторождения медно-молибденовой формации (Магакьян, 1959; Твалчрелидзе, 1961 и др.).

В Зангезурском рудном районе, металлогения которого обусловлена батолитом сиенит-гранодиоритового состава, с первой сиенитовой фазой связано образование контактово-метасоматических месторождений магнетита. Вторая фаза внедрения гранодиоритов и порфириовидных гранодиоритов является родоначальной для медно-молибденовых месторождений, приуроченных к разломам в эндо- и экзоконтактах массива, а также для полиметаллических рудопоявлений, образующих внешний ореол зонального ряда. Месторождения относятся к среднетемпературным гидротермальным образованиям, глубина формирования которых по геологическим данным А. Т. Асланяна (1958) равна 2000—3000 м. Полиметаллические месторождения образовались на меньшей глубине, по-видимому, не превышающей 1500 м.

### Месторождения периферических зон

Для этих зон характерны гидротермальные месторождения постскладчатой стадии развития, связанные с наземным вулканизмом, малыми интрузиями, либо не имеющие видимой связи с магматизмом. Первые распространены в Араксинской зоне, где они представлены сурьмяно-мышьяковыми месторождениями Дарры-Даг, Сальварты и др. Месторождения залегают среди континентальных лав и их пирокластолитов нижнеплиоценового возраста, прорванных экструзиями андезитодацитового состава. На южном участке Даррыдагского месторождения

имеются термальные мышьяковистые источники. Рудная минерализация, так же как и экструзии кислых изверженных пород, контролируется протяженными крупными разрывами (Абдуллаев и др., 1962). В пределах рудных районов фиксируются скопления сольфатарной серы и халцедона (Биченаг, Гюмюр), а также проявления гидротермальных марганцевых руд. Отмеченная ассоциация и геологические условия вполне соответствуют рудообразованиям, связанным с процессом вулканизма (Котляр, 1962; Уайт, 1958).

Вкрапленное галенит-сфалеритовое оруденение устанавливается на некоторых участках зоны Кавказских минеральных вод в непосредственной связи с лакколитами изверженных пород кислого состава (Золотой Курган).

В Гагринско-Джавской периферической зоне распространены гидротермальные приповерхностные низкотемпературные месторождения постсреднеюрского — доверхнемелого и неогенового возрастов, относящиеся к постскладчатым рудообразованиям киммерийской и альпийской эпох. Первые представлены свинцово-цинковыми и баритовыми месторождениями, местами ассоциирующими с трещинными малыми интрузиями альбитофиров; вторые — свинцово-цинковыми, ртутными и мышьяковыми (реальгар, аурипигмент) месторождениями телетермального типа, контролирующимися региональными разрывами.

В зонах Араксинской и Гагринско-Джавской известны также небольшие свинцово-цинковые месторождения, вкрапленные в карбонатных породах (Гумушлюг, Дзышринская группа). Поскольку они здесь тесно ассоциируют с явно гидротермальными рудообразованиями, то отнесение их к эндогенным месторождениям возражений вызывать не должно.

Наконец, на стыке геотектонических зон разного типа вдоль региональных разломов глубокого заложения распространены ртутные месторождения телетермального типа. К ним относится главным образом месторождения южного склона Большого Кавказа, концентрирующиеся в разных частях так называемого «ртутного пояса» вдоль чешуйчато расположенных трещинных структур. Минерализация контролируется в первую очередь структурным и во вторую — литологическим факторами. Вертикальный интервал отложения руд довольно велик, например, на ртутном месторождении Авадхара оруденение прослежено по падению на 1000 м. Прилагаемая схема, в которой использован более обширный материал по эндогенной минерализации Кавказа, чем изложенный в настоящем сообщении, иллюстрирует металлогеническую зональность данной складчатой области (см. табл.).

G. A. TVALCHRELIDZE

ON GENETIC TYPES OF DEPOSITS IN COMPOSITE PARTS  
OF GEOSYNCLINES  
(CAUCASUS TAKEN AS AN EXAMPLE)

(Summary)

In the course of geological development of geosynclinal systems a number of big geological structures carrying specific features of sedimentation, tectonics, magmatism and endogenous mineralization become individualized. Among these we mark out hyperbasite geosynclines; volcanogenous geosynclines, geoanticlines; peripheral parts of folded systems and adjoining platforms. Regular alternation of these structures within geosynclines calls forth the geotectonic zonality in the structure of the latter.

Evolution of magmatism and ore mineralization within the main geological structures of the folded systems calls forth the metallogenic zonality in the distribution of deposits of various types, that zonality having no genetic connection with horizontal and vertical mineral zonality observed in ore-bearing areas and in ore deposits.

In early stages of geological cycles ore-forming processes occurred in hyperbasite and volcanogenous geosynclines only. In the former magmatic deposits of chromites, titanomagnetites and platinum connected with ultrabasic and basic rocks originated under subvolcanic conditions. In the latter somewhat later exhalative-sedimentary deposits of iron, manganese, sulphur and, still later, subvolcanic hydrothermal chalcopyrite and baryte-polymetallic deposits were formed. These deposits are connected with acid differentiates of basaltic magma that came forth during the period of tectonic movements.

Simultaneously with partial inversion of volcanogenous geosynclines originated hypabyssal hybrid gabbro-granodiorite-syenite formations and contact metasomatic as well as hydrothermal deposits of iron, nonferrous metals and gold connected with the forms. Later at the time of general inversion of geosynclines, in terrigenous geosynclines and geanticlines multi-phase abyssal granodiorite and diorite batholiths are formed accompanied by pegmatite and hydrothermal deposits of rare metals.

During the post-tectonic stage deposits of rare and nonferrous metals of three types were formed in peripheral parts of geosynclines. To the first type belong deposits connected with surface acid volcanism, to the second — those associated with small fissure intrusives, and to the third — telethermal deposits having no obvious connection with magmatism.

Ore-forming occurred periodically in certain stages of formation of folded regions and bears individual features within separate zones of the latter. Thus similar pegmatite and hydrothermal deposits formed repeatedly in the geanticline of the Main Caucasian Range during four geological cycles; pyrite-chalcopyrite deposits of Somkhito-Karabakh volcanogenous geosyncline of Minor Caucasus were formed during two cycles; lead-zinc deposits of Gagra-Djava peripheral zone originated during the post-tectonic stages of two cycles.

Thus, each type of geosynclinal tectonic zones is characterized by a comparatively small set of genetic types of endogenous deposits originating under definite geological conditions.

On the ground of the above it seems reasonable to classify ore deposits on the geotectonic basis. The experience we have in tectonic dismembering of geosynclines may serve the purpose.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А. и др. *Металлогения Азербайджана*. Изд-во АН АзССР. Баку, 1962.
- Асланян А. Т. *Региональная геология Армении*. Изд-во Айпетрат, Ереван, 1958.
- Боровиков П. П. *Магматический и структурный контроль пегматитовых месторождений*. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 57. Госгеолтехиздат, 1961.
- Буадзе В. И. *Условия формирования Худесского медноколчеданного месторождения*. Геол. сб. № 2, КИМС. Госгеолтехиздат, 1962.
- Гамкрелидзе П. Д. *Основные черты тектонического строения Грузии*. Тр. геол. ин-та АН ГрузССР, т. X (XV). Изд. АН ГрузССР. Тбилиси, 1957.
- Гогошвили В. Г., Зуляшвили Т. Г., Каландаришвили Н. А. *Изменение рудовмещающих пород сульфидных месторождений Алавердского рудного района и их поисковое значение*. Геол. сб. № 2, КИМС. Госгеолтехиздат, 1962.
- Дзюценидзе Г. С. *О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии)*. В сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.
- Котляр В. Н. *О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом*. Изв. МВО СССР, Геология и разведка, 1962, № 11.
- Магакьян И. Г. *Основные черты металлогении Армении*. «Советская геология», 1959, № 7.
- Надарейшвили О. Ш. *Петрология гранитоидов и кристаллических сланцев района верховьев р. Малый Зеленчук (Северный Кавказ)*. Автореф. канд. дисс. Изд. Тбилис. гос. ун-та, 1962.
- Николаев В. А. *К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса*. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Овчинников Л. Н. *Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала*. Изд-во УФАИ СССР, Свердловск, 1960.
- Салия Д. Г. *Некоторые закономерности локализации гидротермального оруденения Амасия-Акеринской геотектонической зоны Малого Кавказа*. Геол. сб. № 2, КИМС. Госгеолтехиздат, 1962.
- Саркисян С. Ш. *Некоторые особенности магматизма в зоне глубинных разломов Закавказья*. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 2.
- Семенов А. И. *Структурно-металлогенические зоны (о закономерностях пространственного распределения эндогенных месторождений в складчатых областях)*.

В сб.: «Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей». Госгеолтехиздат, 1957.

Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. В сб.: «Генетические проблемы руд». Докл. сов геологов к XXI сессии МГК. Госгеолтехиздат, 1960.

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд-во АН СССР, 1962.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 2.

Смирнов С. С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 3.

Смирнов С. С. Систематика магматогенных рудных месторождений П. Ниггли (рецензия). Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Уайт Д. Термальные источники и эпитеральные рудные месторождения. В сб.: «Проблемы рудных месторождений». Изд-во иностр. лит., 1958.

Хаин В. Е. О тектонической основе металлогенического районирования складчатых зон. Геология рудных месторождений, 1962, № 4.

Gansser A. Ausseralpine Ophiolithprobleme. Eclogae geol. helf., 52, No. 2, 1959 (1960).

ЭКЗОГЕННОЕ  
РУДООБРАЗОВАНИЕ

И. С. РОЖКОВ

## УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЛОКАЛИЗАЦИЯ АЛМАЗНЫХ РОССЫПЕЙ

До открытия в Южной Африке (1870 г.) коренных месторождений добыча алмазов во всем мире производилась только из россыпей. В связи с этим россыпи сравнительно хорошо изучены во многих странах. Выявлены районы их распространения, возрастные группы, генетические и морфологические типы.

На территории СССР первые алмазы были найдены в 1829 г. в Крестовоздвиженской золотоносной россыпи на Урале, в 1947 г. — в отложениях р. Малой Еремы, левого притока Нижней Тунгуски, и в 1949 г. — на косах р. Вилюя на Сибирской платформе.

### Геологический возраст россыпей

Россыпи представлены рыхлыми или сцементированными обломочными отложениями, содержащими алмазы и другие тяжелые минералы, устойчивые к процессам выветривания. По времени образования они относятся к самому различному геологическому возрасту — от докембрийского до современного.

Самыми древними россыпями алмазов являются докембрийские конгломераты системы витватерсранд (Южная Африка, Трансвааль), где алмазы были обнаружены в 90-х годах прошлого столетия попутно при добыче золота. К докембрийскому же возрасту относятся алмазные месторождения Бирима (Гана), открытые в 1919 г. Они приурочены к биримской формации верхнего докембрия, представленной метаморфизованными конгломератами, филлитами и туфогенными песчаниками. В Индии алмазы давно известны в докембрийских конгломератах Виндхийской формации; в районе Карнуля (южная группа месторождений) они разрабатывались в 1910—1912 гг. Докембрийские алмазоносные конгломераты известны также в Бахии и Минас-Жераис в Бразилии.

В верхней части Виндхийской формации (северная группа месторождений) алмазы найдены в кембро-силурийских отложениях. На Урале единичные кристаллы встречены в ордовикских гравелитах. А. Дю Тойт (1957) указывает, что в последнее время в западной Бразилии и в Боливии алмазы обнаружены в ледниковых каменноугольных отложениях. Есть упоминание о находках алмазов в тиллитах Двайка, относимых к основанию системы Карру (верхний карбон), у Клипдама в Беркли-Уэсте (Южная Африка) и в ледниковых наносах Северной Америки. На Сибирской платформе отдельные находки алмазов и его спутников установлены в пермских континентальных отложениях.

О. Штутцер (Stutser, 1932), описывая алмазные месторождения Южной Родезии, указывает на алмазоносность верхнетриасовых отложений Сомабулы. В бассейне р. Конго интерес представляет сланцево-

песчаная формация, по возрасту соответствующая верхнему палеозою — триасу (аналогична формации Карру). В СССР в бассейне р. Вилюя на Сибирской платформе известны алмазные россыпи рэт-лейасового возраста в континентальных отложениях, а в бассейне р. Лены — россыпи прибрежно-морского происхождения средне- и верхнеюрского возраста.

На Урале в бассейне р. Чусовой широко распространены мезозойские и палеоген-неогеновые россыпи алмазов. На Сибирской платформе алмазы установлены в верхнемеловых — палеогеновых отложениях; на юге р. Калимантан — в верхнемеловых конгломератах и эоценовых песчаниках, в Бразилии — в меловых породах.

Россыпи третичного возраста известны в Австралии и в Новом Южном Уэльсе (алмазы встречаются попутно с золотом и платиной), а также широко распространены во всех алмазоносных районах Африки, но там они не всегда отделяются от россыпей четвертичного возраста.

Наиболее распространенными, а по промышленному значению главными, являются россыпи четвертичного возраста. Они интенсивно разрабатываются в республиках Конго, Гане, Южно-Африканской республике, СССР и других странах.

### Коренные источники

Коренными источниками алмазных россыпей на платформах являются кимберлитовые тела трубчатой формы и дайки, сложенные кимберлитовыми брекчиями. В складчатых областях, включая и докембрийские структуры, источником алмазных россыпей, по-видимому, служили перидотиты. Существенное значение для образования относительно молодых россыпей имели более древние россыпи, так называемые промежуточные коллекторы.

Возраст коренных месторождений алмазов не только на разных континентах, но и в пределах одной алмазоносной провинции различен, что подтверждается широко распространенением разновозрастных россыпей. Однако коренные источники установлены не для всех россыпей. Достаточно изученными являются лишь кимберлитовые тела.

Известно, что кимберлитовые трубки и дайки в Южной Африке секут почти все доверхнемеловые формации и поэтому их возраст однозначно считается верхнемеловым. Возраст кимберлитовых тел в Конго, согласно Л. Каэна (Cahen, 1951), датируется большим интервалом времени. Так, кимберлиты плато Кунделунгу — от конца докембрия до конца мела; кимберлиты района Бушуме — от верхней юры до плейстоцена; кимберлиты района Касаи-Лунда сформировались в период между верхней юрой — нижним мелом и верхним мелом; образование кимберлитовых тел Чешского среднегорья относится к третичному возрасту. Кимберлитовые тела в восточной части Сибирской платформы относятся к допермскому (девон — карбон), средне-верхнетриасовому и верхнеюрско-нижнемеловому периодам.

Формирование и распространение каждой возрастной группы россыпей зависело, помимо коренных источников, от климатических условий, колебательных движений и эрозионной деятельности. Наиболее благоприятными условиями являлись интенсивное химическое выветривание коренных месторождений, крупные поднятия районов и активная эрозионно-аккумулятивная деятельность водных потоков. Рассмотрим образование россыпей с учетом этих условий на примере Якутской алмазоносной провинции.

В пределах восточной части Сибирской платформы кимберлитовые тела прослеживаются на протяжении более 1000 км, образуя ряд

полей и изолированных трубок. Алмазные россыпи размещаются в пределах известных кимберлитовых полей или вблизи их и часто имеют непосредственную связь с алмазоносными кимберлитовыми трубками.

Разный возраст кимберлитовых тел и неодинаковая степень их алмазоносности, а также особые условия геологического развития отдельных районов, где размещены кимберлитовые тела, обусловили своеобразие и степень интенсивности россыпеобразующих факторов и привели к формированию разновозрастных россыпей различных генетических и морфологических типов.

### Кора выветривания

Одним из главных факторов в образовании россыпей является выветривание. Процессы химического и физического выветривания приводят к разрушению и разложению массивных пород и высвобождению из связанного состояния наиболее устойчивых минералов.

В истории геологического развития восточной части Сибирской платформы устанавливается несколько континентальных эпох, которые характеризуются интенсивным химическим выветриванием. Для образования россыпей имеют значение те коры выветривания, которые наложались на алмазоносные месторождения. Наиболее древней из таких кор, по-видимому, следует считать кору допермского возраста, распространение которой фиксируется во многих местах северо-восточной части алмазоносной провинции. К этому возрасту относится кора выветривания мощностью до 15 м, выявленная на гранитах протерозоя по р. Буор-Эйякит. Продукты выветривания ее изучены еще недостаточно.

Широко развита в пределах Сибирской платформы древняя кора выветривания верхнетриасового возраста. Она залегает на породах разного состава: на мергелях, песчанистых известняках и других разновидностях ордовикских пород, а также на пермо-триасовых траппах и кимберлитах.

Кора выветривания на кимберлитах отчетливо выражена в пределах верхней части трубки. Верхние горизонты кимберлита всюду превращены в глинисто-дресвянистую массу с обломками кимберлитов и ксенолитов вмещающих пород. Цвет этих образований желтый, грязно-зеленый и зеленовато-голубой. Все составляющие компоненты как кимберлитов, так и включений посторонних пород, за исключением устойчивых к выветриванию минералов, разрушены в равной мере. На трубке «Мир» кимберлиты до глубины 4—10 м превращены в дресву с сохранившейся структурой первоначальной породы; среди дресвы встречаются отдельные участки плотных разностей кимберлита; ниже обычно наблюдается крупноглыбовый материал. Примерно с глубины 10—15 м дезинтеграция постепенно уменьшается, чаще встречаются участки неизмененных пород, и на глубине 20—30 м кимберлиты представлены уже плотными разностями зеленого, зеленовато-черного и голубого цвета. Наибольшие изменения пород наблюдаются в контакте трубки. Здесь кимберлит полностью разрушен и имеет желтый цвет. Желтые продукты интенсивно пропитаны карбонатом и содержат в небольшом количестве серпентин, а в непосредственной близости от контакта превращены в глинистую массу.

В результате дезинтеграции и разложения кимберлитовых пород устойчивые по отношению к выветриванию минералы — алмаз, пироп, ильменит и др. — находятся в свободном состоянии в виде индивидуализированных зерен (кристаллов). Продукты коры выветривания на кимберлитах представляют собой элювиальные россыпи. В вертикальном профиле выветрелых кимберлитов устанавливается зональность;

зоны отличаются различной степенью выветривания и минералогическим составом (см. таблицу).

Т а б л и ц а

Зоны коры выветривания на брекчиевидных кимберлитах Западной Якутии

Вертикальные зоны	Средняя мощность	Общая характеристика породы	Минеральный состав продуктов выветривания
Зона монтмориллонита	До 4 м	Глинистая и глинисто-охристая масса, рыхлая грязно-зеленого, серого и желтого цвета	Гидроокислы железа, лейкоксен, монтмориллонит, керолит, сепиолит, арагонит, кальцит, доломит, серпентин, кварц, халцедон
Зона гидрослюд	4—10 м	Глинисто-дресвянистая с сохранившейся структурой первоначальной породы, легко рассыпается. Окраска зеленая, голубоватая	Гидрослюда, серпентин, серпифит, кальцит, доломит, вермикулит, лейкоксен, монтмориллонит
Зона дезинтеграции	10—15 м	Щебенисто-глыбовая, постепенно переходящая в массивную, зеленого, голубого и темно-серого цвета	Брекчиевидный кимберлит с серпентинизированной и карбонатизированной цементирующей массой

В зоне монтмориллонита коренные породы полностью изменены. Составляющие компоненты, за исключением устойчивых к выветриванию минералов кимберлита и включений посторонних пород, превращены в однородную глинисто-песчанистую, иногда охристую массу. Первичных текстурно-структурных признаков породы не сохранилось. Зоны развития глинистых продуктов распространены ограниченно; более широко представлены зоны гидрослюд, состоящие из глинисто-дресвянистых продуктов.

Кимберлиты зоны гидрослюд представляют собой мягкую, дресвянистую породу, легко рассыпающуюся, но с отчетливо выраженными текстурно-структурными признаками первоначальной породы. В массиве порода кажется плотной, но в отвалах она через короткое время под влиянием атмосферных агентов несколько вспучивается, становится рыхлой, рассыпается.

Эту способность продуктов зоны гидрослюд (зоны выщелачивания) к последующей активной гидратации в поверхностных условиях следует считать самым характерным ее свойством. В Южной Африке этим свойством длительное время пользовались для извлечения алмазов из руды «синей земли» без применения дробления (Williams, 1932).

Замечено, что увеличение объема и веса происходит тогда, когда «синяя земля» преобразуется в «желтую землю», т. е. происходит процесс ее гидратации и окисления. Свойством активной гидратации таких продуктов выветривания пользуются в ряде мест и сейчас.

Кимберлиты зоны дезинтеграции представлены щебенисто-глыбовыми плотными породами.

Верхнетриасовый период в эпоху формирования коры выветривания характеризовался влажным и жарким климатом. Образование коры выветривания происходило также в начале третичного периода. Однако специфические геологические и минералогические особенности этой коры еще не установлены, так как она обычно накладывается на древние коры или на терригенные мезозойские отложения. То же самое можно сказать и про раннечетвертичную кору, но четвертичная кора образована в большей мере процессами физического выветривания и

нередко на вершинах и склонах возвышенностей можно видеть крупную дресву, щебенку и каменные осыпи, являющиеся продуктами этого выветривания.

Интенсивность выветривания вмещающих пород и коренных месторождений в эрозионном срезе бывает не одинакова. Наряду с сильно выветрелыми разностями встречаются и более свежие крепкие породы. Естественно, что отношение различных по физическим свойствам продуктов к денудационно-эрозионным процессам также не одинаково. Более выветрелые породы легче подвергаются сносу и размыву, чем породы массивные.

### Тектонические движения

Колебательные движения обуславливают интенсивность эрозионной деятельности. Поднятия района коренных месторождений алмазов создают благоприятные условия для образования россыпей разных генетических типов. Эрозионная деятельность водных потоков при восходящих колебательных движениях приводит к образованию долины реки, нередко с многочисленными террасами. Интенсивно происходит разрушение водоразделов. В это время в долины рек поступает большое количество обломочного материала.

При повышении базиса эрозии образование россыпей не происходит, а сформированные россыпи перекрываются отложениями другого происхождения. В этом отношении наглядным примером может являться Мало-Ботубинский район. В этом районе известны россыпи рэт-лейасового и четвертичного возраста. Судя по мощности нижнеюрских континентальных отложений, в это время поднятие не превышало 100 м, а около трубки «Мир» — 35—45 м. Вскоре поднятия прекратились и затем произошло некоторое опускание. Начиная со среднеюрского и почти до конца третичного периода район находился в сравнительно стабильном состоянии. Отсутствие осадков, соответствующих этому возрасту, а также сохранившиеся маломощные рэт-лейасовые отложения и древняя кора выветривания свидетельствуют об отсутствии каких-либо значительных движений земной коры.

Вновь движения начались с конца третичного периода и интенсивно проявились в четвертичное время. В современных долинах рек Мал. Ботуби и Ирелях за это время образовалось соответственно пять и четыре аккумулятивных и эрозионно-аккумулятивных террас с максимальными высотами над урезом воды 60 и 45 м.

Колебательные движения оказали непосредственное влияние на глубину эрозионного среза кимберлитовых трубок. Надо полагать, что количество алмазов, поступивших в россыпи, прямо зависит от размеров разрушения коренных месторождений (алмазоносных кимберлитовых тел).

Для определения глубины эрозионного среза кимберлитовых тел необходимо восстановить ту геологическую обстановку, которая была в момент их формирования и сравнить ее с геологической обстановкой при современной поверхности. Основным фактическим материалом для этих целей могут служить стратиграфические разрезы. Такие разрезы целесообразно рассматривать в каждом отдельном случае, учитывая боковые колебательные движения и разновременность образования кимберлитовых тел. Для большей части трубок не всегда удастся достоверно установить первоначальный разрез отложений на момент образования кимберлитовых тел, так как современный эрозионный срез вскрывает породы разных возрастов.

Например, трубка «Мир» залегает в нижнеордовикских отложениях усть-кутского яруса. Более молодых пород в непосредственной

близости к трубке не сохранилось. В этом случае существенным материалом для восстановления геологического разреза являются ксенолиты осадочных пород с сохранившейся фауной, встречающиеся в кимберлитовых трубках. К. В. Францесон среди ксенолитов карбонатных пород трубки «Мир» обнаружила породы с фауной ландовери — уинлока. Были найдены также ксенолиты песчано-глинистых пород, похожие на породы пермского возраста. Таким образом, представилось возможным в районе трубки «Мир» поднять геологический разрез до верхней перми. Восстановив стратиграфический разрез путем распространения мощности отложений соседних районов, и, учитывая возраст ксенолитов, удалось определить толщу эродированных пород общей мощностью около 365 м.

Другим примером является трубка «Обнаженная». Она залегает в нижнекембрийских доломитах; в 1958 г. В. А. Милашев (1959) в ксенолитах посторонних включений обнаружил фауну, характерную для отложений верхней юры — нижнего мела. Восстанавливая в этом районе стратиграфический разрез и сравнивая его с сохранившимся разрезом, можно установить, что общая толща эродированных пород составляет 1500—2000 м. Для Далдыно-Алакитского района мощность эродированных пород определяется в 250—500 м, в Мунском районе — 200—500 м. Вместе с вмещающими породами на такую же глубину срезаны и кимберлитовые трубки, если они при образовании доходили до поверхности земли.

### Эрозионно-аккумулятивные процессы

Неодинаковые климатические условия и колебательные движения, имевшие место в мезозое и кайнозое в разных районах Сибирской алмазоносной провинции, определили и разную палеогеографическую обстановку. Большинство кимберлитовых полей и прилегающие к ним районы со времени образования кимберлитов находились в условиях континентального режима. Главным фактором в создании современного рельефа и в образовании россыпей являлась эрозионно-аккумулятивная деятельность.

Для северо-восточного района Сибирской платформы наряду с эрозионно-аккумулятивной деятельностью существенное значение имели трансгрессии среднелейасового и верхнеюрского морей. Западные границы этих морей сравнительно близко подходили к полям кимберлитовых тел, а местами и перекрывали их, что создавало иные условия осадконакопления и образования россыпей, чем в других районах. Рассматривая с этой точки зрения разновозрастные отложения, следует упомянуть пермские континентальные отложения, которые местами перекрывают трубки или залегают вблизи них. Нижние части их разреза нередко сложены галечниками, гравелитами и песками и содержат комплекс тяжелых минералов, характерный для алмазных россыпей. Отложения этого возраста изучены еще очень слабо.

Эрозионно-аккумулятивная деятельность в Мало-Ботубинском районе на разных этапах геологического развития была различна. В рэт-лейасовое время широко были развиты озера и существовали временные протоки. Отложения их, включая и алмазоносные горизонты, приурочены к депрессиям, имеют сложное, чаще линзовидное залегание и слабую сортировку материала. Местами озерно-пролювиальные образования перекрыты болотными осадками лейасового возраста. Других мезозойских и палеоген-неогеновых отложений в этом районе не известно.

Реки и ручьи четвертичного периода характеризуются постоянным водотоком, сопровождаемым в течение летнего сезона неоднократными

мощными паводками. В пределах всей долины, особенно по нижним террасам, аллювий хорошо прослеживается. Строение аллювия двухчленное, нижний горизонт сложен песчано-глинистыми галечниками, а верхний — песками, илами, суглинками. Алмазы приурочиваются к песчано-глинистым галечникам, залегающим в основании нижнего горизонта.

В пределах междуречья Мархи и Тунга (в их среднем течении) широко развиты на плоских водоразделах галечники, соответствующие верхнемеловому — палеогеновому возрасту (Кардопольцева и др., 1961). Они представлены грубозернистыми песками, гравийными отложениями, галечниками и глинами белого, серого и черного цвета общей мощностью до 10—15 м. Особенности этих отложений свидетельствуют об их аллювиальном и озерном происхождении. С галечниками связывается алмазность отложений (особенно русловых) средней части р. Мархи. В этом же районе установлены реликты отложений плиоценовых речных долин. Они представлены красноцветной толщей грубых, сравнительно хорошо сортированных галечников и образуют несколько полос, вытянутых параллельно современному руслу р. Мархи.

В конце плиоцена и начале нижнего плейстоцена значительно усиливается эрозионная деятельность, вызванная сводовыми поднятиями большей части территории Сибирской платформы. В это время заложилась речная сеть, масштабы и контуры которой отвечают современным речным долинам. Плиоцен-нижнеплейстоценовому возрасту отвечают отложения шестой террасы р. Мархи, высота которой достигает 90—105 м над урезом воды. Судя по отложениям этой террасы ширина долины р. Мархи составляла 6—7 км, а на отдельных участках — 40—45 км.

В северо-восточной части Сибирской платформы в отличие от предыдущих районов палеогеографические условия в мезозое были иными. В триасе здесь также господствовал континентальный режим и район испытывал поднятия, но начиная с нижней юры, видимо, началось опускание краевой части платформы, сопровождаемое наступлением моря. Судя по сохранившимся морским отложениям, нижнелейасовое море распространялось на ограниченной площади, а среднелейасовая трансгрессия была активнее и продвинулась не только на запад, но и далеко на юг, в районы бассейнов рек Тунга, Мархи и Вилюя. Существовавшие в то время поднятия (Мунское, Оленекское и др.), в пределах которых расположены поля кимберлитовых тел, являлись областями сноса (Одинцова и др., 1962). Многочисленные находки минералов-спутников алмаза и иногда самих алмазов в плинсбахских и домерских морских отложениях подтверждают это.

В среднеюрское время эта территория представляла, по-видимому, сушу. Новая морская трансгрессия отмечается в верхнеюрское время. Граница этого моря проходила значительно восточнее (около 30—35 км) по сравнению с границей среднелейасового моря. Отложения верхнеюрского возраста (нижневожского яруса) распространены в междуречье Молодо, Сянгююде и Лены, далее к западу они не известны. В конгломератах верхней юры установлены алмазы, пироп, пикроильменит и другие минералы.

Мезозойские конгломераты как среднелейасового, так и верхнеюрского возраста, являлись источниками питания многочисленных алмазных россыпей четвертичного возраста. Пространственно россыпи, сформировавшиеся за счет среднелейасовых и верхнеюрских конгломератов, разобщены и только в долинах, которые размывают и те и другие конгломераты, аккумулируют одновременно алмазы двух источников. Автор полностью согласен с М. И. Одинцовой, которая считает, что алмазные россыпи левых притоков Сянгююде и в большей мере

меридиональных участков долин рек Сюнгююде и Молодо образовались за счет перемыва домерских россыпей. Алмазы в устьях рек Молодо, Моторчуны и левых притоков Лены привнесены из конгломератов нижеволжского возраста. Часть алмазов привнесена в четвертичные россыпи и непосредственно из кимберлитовых трубок.

Пространственное разобщение четвертичных россыпей с разными источниками питания убедительно подтверждается особенностями геоморфологического строения междуречья рек Молодо, Сюнгююде и Лены. В. И. Тимофеев отмечает, что склон, обращенный к р. Лене, пологий, а к р. Сюнгююде — крутой. Водораздельная линия значительно смещена к долине р. Сюнгююде и находится всего в 1—1,5 км от бровки долины. При этом перехватов рек, относящихся к разным бассейнам, не наблюдается. Некоторые притоки рек Молодо и Сюнгююде также прорезают указанный водораздел.

Строение долин рек Сюнгююде и Молодо резко асимметричное. На меридиональном отрезке всюду отчетливо видно, что восточный склон долин крутой, западный — пологий. В низовьях р. Сюнгююде по левому берегу выходят породы домерского яруса, а по правому — нижеааленского подъяруса, что указывает на опускание западного берега примерно на 25—30 м. Это позволяет считать, что отчетливо выраженная депрессия, прослеживающаяся вдоль меридиональных частей рек Сюнгююде и Молодо, фиксирует часть тектонической зоны — зоны сочленения Сибирской платформы и Приверхоанского прогиба. Тектоническое нарушение произошло после отложения нижеааленского подъяруса. В это время, а затем и в четвертичный период происходили сводовые поднятия междуречья Сюнгююде и Лены, которые разделили рассматриваемую территорию на два морфологических района с различными источниками питания алмазных россыпей.

Четвертичные россыпи известны в бассейне рек Сюнгююде, Молодо, Моторчуны и левых притоков р. Лены. В зависимости от геоморфологического строения долин россыпи приурочены к террасам, долинам и руслам рек. Большое значение, как и в других районах, имеют русловые и нижние террасовые россыпи.

### Типы россыпей

Генетические и морфологические типы алмазных россыпей в восточной части Сибирской платформы находятся в зависимости от условий и времени их образования. Наиболее крупные россыпи связаны с речными потоками и относятся к аллювиальному и пролювиальному типам. На северо-востоке существенное значение в образовании россыпей имели прибрежные зоны среднелейасового и верхнеюрского морей. Там, где на кимберлитовых телах сохранилась кора выветривания, большое значение приобретает элювиальный тип.

Наиболее древними алмазонасными отложениями восточной части платформы следует считать нижнепермские конгломераты. Единичные зерна алмазов и его минералов-спутников были найдены в базальных конгломератах нижней перми на территории Тунгусской синеклизы в бассейнах верхнего течения рек Алакита, Мархи и Вилюя. Редкие зерна пироба встречены также в пермских терригенных отложениях, развитых по северному краю Анабарской антеклизы (Анабаро-Беевчимское междуречье). Одно зерно алмаза было найдено в аллювии, состоящем из кварцевых конгломератов перми, на западном берегу оз. Надежды (Сытыкан), расположенного на водоразделе верховий рек Сохсолох (Мархинский) и Сытыкан. Пиробы в пермских отложениях были найдены и в других местах.

Наибольший интерес в пределах Сибирской алмазоносной провинции представляют россыпи мезозойского и четвертичного возрастов. В плиоценовых и плиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях — верхние террасы (шестая) современной речной сети — также известны алмазы, но они находятся в очень небольших концентрациях.

**Россыпи мезозойского возраста** развиты широко и представлены разными генетическими типами. Среди них выделяются: элювиальные россыпи — продукты коры выветривания кимберлитов, соответствующие рэту; пролювиальные россыпи рэт-лейасового возраста; прибрежно-морские россыпи, относящиеся к домерскому и нижеволжскому (титонскому) ярусам. Кроме того, единичные находки алмазов установлены в альб-сеноманских (?) континентальных конгломератах в бассейне р. Некекит и в верхнемеловых — палеогеновых аллювиальных отложениях.

Элювиальные россыпи территориально связаны с алмазоносными кимберлитами и представляют собой древнюю кору выветривания последних. В самой верхней части разреза элювиальные отложения представлены глиноподобной массой желтовато- и зеленовато-серого цвета с дресвой кимберлита, а также с небольшим количеством щебенки и обломков кимберлитовой брекчии. Величина и количество обломков кимберлита с глубиной возрастают, сменяясь вниз по разрезу разрушенными кимберлитами, переходящими в плотные разности. Ближе к контакту с вмещающими породами россыпь частично перекрывается делювием карбонатных пород.

Размеры и формы россыпей определяются размерами и формой кимберлитовых трубок в плане и примерно повторяют их контуры. Содержание алмазов неравномерное как в плане, так и в вертикальном разрезе.

Пролувиальные россыпи сохранились в депрессиях, приуроченных к современным водоразделам. Эти россыпи на поверхности не выражены, а расположение их не совпадает с современной речной сетью. Обычно они погребены под озерно-болотными отложениями и могут быть обнаружены только с помощью разведочных выработок.

Наибольшая концентрация алмазов и их спутников среди мезозойских (точнее рэт-лейасовых) отложений наблюдается в гравийно-песчаных глинах с галькой. Такие отложения образуют пропластки, линзы, неправильные гнезда и приурочены или к основанию рэт-лейасовой толщи, или залегают среди песчаных глин, но в нижней их пачке. Судя по литологическим особенностям и условиям залегания, все эти отложения образованы временными потоками в депрессиях, многие из которых были заполнены озерами. Размер, форма и условия залегания алмазоносных отложений зависели прежде всего от мощности тех потоков, которые размывали кимберлитовые тела и отлагали обломочный материал в депрессиях. Разведочными данными установлено, что особо повышенное содержание алмазов приурочено к гравийно-песчаным глинам, залегающим непосредственно на плотике коренных пород, вернее на продуктах их выветривания. Алмазоносными являются не только приплотиковые гравийно-песчаные глины с галькой, но и подобные отложения, залегающие среди песчано-глинистых пород.

Приплотиковые гравийно-песчаные глины с галькой, составляющие нижний продуктивный горизонт, обычно имеют серый, пепельно-серый и темно-серый цвет. Нижний горизонт не составляет единого тела, а состоит из отдельных линз, гнезд и неправильных участков различного размера и мощности. Отложения его в целом характеризуются преобладанием алевроито-глинистого материала. Песчано-гравийно-галечные отложения не превышают 2—3% от общего объема залежи.

Верхние продуктивные горизонты залегают в среднем на 4 м выше нижнего продуктивного горизонта и также состоят из отдельных разобщенных линз и гнезд, в той или иной степени обогащенных алмазами. В строении верхнего продуктивного горизонта принимают участие уплотненные алевритистые глины, углистые глины, песчано-алевритистые глины и пески. Все эти разновидности пород содержат небольшое количество гравия и гальки, а также углистое вещество и углефицированные растительные остатки.

Как нижний, так и верхние продуктивные горизонты характеризуются разнообразным комплексом минералов. Среди глинистых минералов встречаются гидрослюды, каолинит, гидроокислы железа, галлуазит и монтмориллонит. В легкой фракции песков преобладает кварц, здесь же находятся халцедон и обломки пород. Для тяжелой фракции песков характерны ильменит, пироп, магнетит, марказит, пирит, сидерит, ставролит, турмалин, кианит, рутил, циркон и др. Галька и гравий продуктивных отложений представлены кремнистыми породами. Наибольшая концентрация алмазов в продуктивных горизонтах отмечается в гравийно-галечно-песчано-глинистых слоях.

Прибрежно-морские россыпи. В северо-восточной части Сибирской платформы на границе Предверхоаянского прогиба наряду с аллювиальными россыпями установлены прибрежно-морские россыпи юрского возраста. В незначительных количествах пироп был встречен в плинсбахских и домерских отложениях, а также и в более высоких горизонтах нижней и средней юры. В заметных содержаниях алмазы и пироп обнаружены в прибрежно-морских верхнеюрских конгломератах. Б. И. Прокопчук установил, что эти конгломераты являются слоем нижневолжского яруса верхней юры и залегают на размытой поверхности песчаных отложений. Пласт конгломератов прослеживается почти в меридиональном направлении в междуречьях Сянгююде, Молодо и Лены на протяжении более 200 км; мощность пласта 0,3—0,8 м; залегание почти горизонтальное.

Строение пласта неоднородное, в северной части — двучленное. Нижняя часть (0,25—0,35 м) сложена песчаником с редкой галькой, верхняя — конгломератом и гравелитом. На участках с однообразным строением пласта конгломерат сложен грубообломочным материалом. В бассейне р. Кюрююк пласт представлен гравелитом, галька составляет не более 10%. Обломки представлены кремнистыми породами, кварцем, халцедоном, песчаниками. Средний размер галек 2—4 см, реже до 8 см. Песчаная фракция имеет кварцево-полевошпатовый состав с глауконитом (иногда до 25%). Цементирующим веществом конгломерата является фосфат, содержание которого достигает 14%. Тяжелая фракция состоит преимущественно из ильменита, пикроильменита, альмандина, циркона, пироба, хромпикотита, хромдиоксида. Все зерна пироба окатаны слабо. В одной пробе был встречен оливин. Найденные алмазы не несут следов переноса. Выше конгломератов залегают алевролитопесчаная толща.

Конгломераты верхнеюрского возраста являются источником россыпей четвертичного возраста. Всюду, где реки размывают указанные конгломераты, фиксируется увеличение содержания алмазов в четвертичном аллювии.

**Россыпи четвертичного возраста** приурочены к долинам и террасам современных рек. Особенности этих россыпей заключаются в том, что каждый морфологический тип отчетливо фиксирует определенный геоморфологический элемент речной долины. Например, россыпи террасовые приурочены к эрозионно-аккумулятивным террасам, русловые — к руслам рек, косовые — к косам рек, долинные — к аккумулятивным террасам. Четвертичные россыпи наиболее хорошо сохранились,

за исключением россыпей пятой и четвертой террас, отложения которых в значительной мере размыты.

Среди россыпей четвертичного возраста выделяются элювиально-делювиальные, аллювиальные и аллювиально-делювиальные генетические типы. Преобладают россыпи аллювиального происхождения.

Элювиальные россыпи имеют ограниченное распространение и развиты в пределах контуров кимберлитовых трубок и древних алмазоносных россыпей. На кимберлитовых трубках современное выветривание наложилось на древнее, в связи с чем установить границы четвертичного элювия не представляется возможным. На древних алмазоносных россыпях элювий представляет собой окисленную и несколько дезинтегрированную поверхность мезозойских алевритистоглинистых пород. Мощность его не превышает 2 м.

Делювиальные россыпи развиты на склонах логов и рек возле кимберлитовых трубок и древних алмазоносных россыпей. Образование их связано с перемещением материала в пределах и за пределами алмазоносных кимберлитовых трубок и с выносом его из мезозойских россыпей. Продуктивные горизонты делювиальных россыпей обычно имеют плащевидную форму и небольшую мощность (около 1—2 м). Отложения их представлены глиной и обломочным карбонатным материалом различной крупности с незначительной примесью песчано-гравийно-галечного материала.

Аллювиальные россыпи имеют наиболее широкое распространение и представлены различными морфологическими типами: террасовыми, долинными, русловыми, косовыми и ложковыми.

Террасовые россыпи приурочены к четвертой, третьей и второй террасам, цоколь которых располагается выше современного уреза воды. Размеры террасовых россыпей весьма различны и зависят прежде всего от размеров сохранившихся террас. Большие размеры обычно имеет вторая терраса, более высокие террасы чаще представлены отдельными останцами. Алмазоносные горизонты обычно располагаются на коренном цоколе террасы и перекрываются суглинками, супесями, глинами и песками. Продуктивные горизонты сложены песчано-гравийными галечниками с глиной и редкими валунами и плитами карбонатных пород. Мощность их непостоянна и всецело зависит от сохранности террас. Алмазы в них распределены неравномерно.

Долинные россыпи имеют наибольшую промышленную ценность как по содержанию алмазов, так и по распространенности. Они приурочены к долинам современных водотоков и включают россыпи первой аккумулятивной террасы и поймы, имеющих общее днище, расположенное в 3—3,5 м ниже современного уреза воды. Верхняя часть аллювиальных отложений долины (торфа) представлена тонкими суглинками, илами, супесями, реже песком с гумусированными прослоями. Иногда среди этих отложений встречаются единичная галька, гравий и щебень. Мощность «торфов» неодинаковая и изменяется от 0,1 до 8 м. Нижняя часть аллювия, или продуктивный пласт, залегает на коренном цоколе и сложена глинисто-гравийно-щебнистым и песчано-гравийно-галечным материалом. В составе продуктивных отложений преобладает галька; гравий и песок присутствуют в равных количествах. Мощность продуктивного пласта неодинакова, в среднем составляет около 2 м. Размеры долинных россыпей весьма разнообразны — от нескольких сот метров до десятков километров длиной и от десятков до сотен метров шириной. Наибольшая концентрация алмазов сосредоточена в песчано-глинистых галечниках, т. е. в отложениях русловой фации. В плане россыпи устанавливается одна или несколько полос, а иногда струй и гнезд, особенно обогащенных алмазами.

Русловые россыпи залегают в руслах современных рек. Для них характерна относительно небольшая мощность песков и часто полное отсутствие торфов. В рыхлых отложениях русловых россыпей гравийно-галечный материал преобладает над мелкозернистым. Обычным является наличие валунов и отдельных глыб. Петрографический состав крупнообломочного материала разнообразен, преобладают породы, развитые в бассейне реки. Большой частью русловые россыпи представляют собой продуктивный пласт долинных россыпей, в значительной мере перекрытый и в какой-то степени, в верхней части, переотложенный современным русловым потоком. В связи с этим русловые отложения наиболее богаты алмазами.

Косовые россыпи залегают на косах, островах и отмелях современных крупных рек. Основную часть отложений кос составляют галечники с примесью песчано-гравийного материала при почти полном отсутствии глинистой фракции. Размеры россыпей весьма разнообразны: протяженность до нескольких сот метров, ширина от десятков до сотен метров. Мощность отложений непостоянна и обычно возрастает от головной части к хвостовой и от краевых частей к осевым. На различных косах мощность отложений колеблется от 0,5 до 4—6 м.

Ложковые россыпи залегают в долинах логов и мелких ключей с непостоянным водотоком, размывающим террасовые и древние алмазоносные отложения. Отложения логов образуются за счет гравитационного смещения и частичного перемыва сезонными водами аллювия высоких террас, поэтому по происхождению ложковые россыпи относятся к аллювиально-делювиальному типу.

Для всех типов четвертичных россыпей, как и вообще для алмазоносных россыпей, характерно довольно высокое содержание наряду с алмазами пироба и ильменита. Кроме того, в четвертичных россыпях встречаются магнетит, лимонит, пироксены, гранаты, эпидот, кианит, циркон, рутил, турмалин, ставролит, апатит и другие устойчивые к выветриванию минералы.

При сравнении алмазов из разновозрастных россыпей и коренных месторождений выявляется несомненная близость внешнего облика, габитуса кристаллов. Каких-либо признаков, характеризующих только россыпные алмазы в отличие от алмазов из коренных источников, не наблюдается.

I. S. ROZHKOV

#### THE CONDITIONS OF FORMATION AND LOCALIZATION OF DIAMOND PLACERS

(Summary)

In all the countries of the world the production of diamonds began with placers. The formation of placers occurred in different geologic times — from Pre-Cambrian up to the present time. Placers on platforms originated from kimberlite pipe-shaped bodies and dikes made up of kimberlite breccias. In areas of folding, including Pre-Cambrian structures, diamond placers appear to have originated from peridotites. More ancient placers played an important part in the formation of comparatively recent placers as intermediate collectors. The formation and spreading of placers pertaining to each age group depended on climatic conditions, the movements of the earth's crust and erosion. The most favourable conditions were intensive chemical weathering of original diamond deposits, big uplifts and intensive erosive and accumulative activity of water streams.

Most important placer deposits of diamonds within platforms are localized in the vicinity of kimberlite pipes or intermediate collectors. Their genetic and morphological types in each district depended on the intensity of deposit-forming factors.

The formation of diamond placers in the eastern part of the Siberian platform is connected with the disintegration of kimberlite bodies of different ages: Pre-Permian (D—C), Middle-Upper Triassic (T<sub>2</sub>—T<sub>3</sub>) and Upper Jurassic-Lower Cretaceous (J<sub>3</sub>—Cr<sub>1</sub>).

The study of ancient crusts of weathering within this part of the platform indicates that Pre-Permian, Upper Triassic and Lower Tertiary crusts of weathering might have influenced favourably the formation of placers. The peculiarities in the composition of the products of these crusts point to original intensive chemical weathering. In a number of diamond-bearing kimberlite pipes the ancient crust was preserved up to present times, though the depth of the erosion shear in these pipes is 200—500 m. Detrital products of the crust of weathering in kimberlites make up residual placers.

Within the Siberian diamond province diamonds have been found in continental depositions of Permian, Rhaetian-Liassic, Upper Cretaceous—Paleogenic and Quarternary age and in sea-beach depositions of Middle Liassic and Lower Volga (Tithonian) age. Placers of Mesozoic and Quarternary ages are of greatest practical importance. It should be pointed out that Quarternary placers originated from kimberlite bodies and more ancient placers.

According to the conditions of their formation placers may be subdivided as belonging to residual, deluvial, alluvial, proluvial and sea-beach genetic types.

According to the mode of occurrence there are blanket-shaped, lenticular, stratified, brooklet, river-bar, valley and terrace morphological types of placers. So far minerals buried placers have not been found on the Siberian platform.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Дю Тойт А. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.  
Кардопольцева О. И. и др. Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тюнга. Материалы по геол. Вост. Сибири. Сб. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 66, 1961.  
Милашев В. А., Шульгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 126, 1959, № 6.  
Одинцова М. М. и др. Алмазность юрских отложений Приверхолянского прогиба. Материалы по геол. и полез. ископ. ЯАССР, вып. X, Якутск, 1962.  
Рожков И. С. Всесоюзное совещание по геологии алмазных месторождений. «Геология и геофизика», 1961, № 11.  
Sahen L. Donnes nouvelles concernent la géologie et la géomorphologie du Kasai oriental et l'origine du diamant. Bull. Soc. geol. Belgique, Ziege, 1951.  
Stutser O. Die Lagerstätten des Diamanten. Berlin, 1935.  
Williams A. F. Genesis of the Diamond. London, 1932.

В. М. ПОПОВ

**ПЛАСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ  
И ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА**

Среди различных генетических типов медного и свинцово-цинкового оруденения большое экономическое значение имеет пластовый или стратифицированный тип месторождений, связанный с различными осадочными и осадочно-вулканогенными формациями. Этот тип оруденения пользуется исключительно широким распространением во всех районах мира, образуя важнейшую в промышленном отношении группу месторождений. Однако генезис подобных месторождений является спорным, на протяжении многих десятилетий они служили объектом острых дискуссий, продолжающихся и поныне. За последние 10—15 лет наука об осадочных породах и рудах резко продвинулась вперед. Разработка основ теории литогенеза, особенно советскими литологами, в первую очередь Н. М. Страховым, а также новые фактические данные, полученные по многим спорным месторождениям в результате их детального изучения, подвели совершенно новую теоретическую и фактическую базу для рассмотрения проблемы стратифицированных месторождений и осадочного рудообразования.

Анализ геологических особенностей многих месторождений пластового типа как в СССР, так и за рубежом показывает, что подавляющая их часть имеет осадочный (сингенетичный с вмещающими породами) генезис. Об этом свидетельствуют многочисленные признаки, отражающие закономерности длительного формирования месторождений в течение двух основных этапов — седиментационного и постседиментационного, или тектоно-метаморфического.

Седиментационный этап относится к начальным стадиям осадочного рудообразования: седиментогенезу и диагенезу. На данном этапе ведущее значение приобретают палеогеографические и палеотектонические факторы, определяющие собой общий характер областей седиментации и пространственное размещение в их пределах рудных концентраций.

Основные особенности пластовых месторождений, сформированные в седиментационный этап, в той или иной мере удерживаются и сохраняются в ходе дальнейшего их преобразования при процессах регионального и дислокационного метаморфизма, складкообразования, сопровождавшихся нередко воздействием на рудные залежи более поздней магматической деятельности. Совокупность этих процессов, приводящих часто к глубоким изменениям пластовых месторождений, составляет более поздний постседиментационный или тектоно-метаморфический этап их формирования.

**Седиментационный этап формирования пластовых месторождений**

В ходе общего осадконакопления на данном этапе определяется стратиграфическое положение рудоносных горизонтов и пластовых залежей в разрезе продуктивных толщ; закладываются основные мор-

фологические их особенности и вещественный состав; возникает ритмичность в строении продуктивных толщ и тесно связанная с ней многоярусность оруденения; широко проявляются процессы химической дифференциации вещества, обуславливающие обособление отдельных металлов в различных стратиграфических горизонтах и возникновение минералогической зональности в строении рудных залежей. Дорудный палеорельеф влияет на пространственное размещение в области седиментации рудообразующих фаций. Как составная часть первичного осадка рудное вещество участвует во всех долитификационных процессах и седиментационных текстурах, входя в состав диагенетических образований. Устанавливается ясный стратиграфический, литологический и фациальный контроль оруденения.

**Приуроченность пластовых месторождений к определенным формациям осадочных и осадочно-вулканогенных пород** является их характерной особенностью. Рудное вещество, являясь составной частью данной формации, участвовало вместе с ней в ее становлении и развитии на протяжении всей геологической истории. Среди рудоносных формаций выделяются следующие основные типы: терригенные (красноцветные или пестроцветные), терригенно-карбонатные, карбонатные, карбонатно-кремнистые и карбонатно-кремнисто-глинистые, осадочно-вулканогенные; в последней группе особо выделяются вулканогенно-кремнистая или отдаленно-кремнистая формация (Шатский, 1954). По своим литолого-фациальным признакам продуктивные формации часто относятся к «переходным», образовавшимся в переходных от морских к континентальным условиям.

Совокупность нескольких различных формаций образует возрастные стратиграфические комплексы, определяющие иногда металлогению целых крупных регионов. Для территории Центрального Казахстана и Тянь-Шаня особое значение приобретает стратиграфический комплекс девона — карбона, особенно его переходная часть — верхи фамена и низы турне (слои этрен), с которым связана подавляющая часть свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Центрального и Южного Казахстана и Тянь-Шаня.

**Стратифицированный характер пластовых месторождений** является важным признаком их тесной генетической связи с процессами осадконакопления продуктивных свит; об этом же свидетельствует и согласное залегание пластовых залежей с вмещающими породами. Морфология рудных тел может отклоняться от идеальной пластовой формы, однако при всех морфологических вариациях рудные залежи всегда оказываются приуроченными в разрезе продуктивных толщ к строго определенным стратиграфическим горизонтам и пластам. В этом выражен ясный стратиграфический контроль оруденения в пластовых месторождениях. В некоторых из них, особенно связанных с карбонатными породами, наряду с пластовыми развиваются секущие рудные тела, часто очень сложной формы, сопряженные обычно с пластовыми залежами и стратифицированными рудоносными горизонтами, за счет которых они образовались в результате переотложения рудного вещества при более поздних процессах катагенеза, метаморфизма и карстообразования. Характерна исключительная выдержанность и устойчивость стратифицированных рудоносных горизонтов и пластов, прослеживающихся по простиранию иногда на многие километры, десятки и даже первые сотни километров и занимающих огромные площади; например, полиметаллическая минерализация в пермо-карбоновых доломитах Восточных Гималаев устанавливается спорадически на протяжении 450 миль (Roy Chowdhury и др., 1960).

Как известно, стратифицированный характер рассматриваемых месторождений и пластовая форма оруденения объясняются сторонниками гидротермальной гипотезы наличием в разрезе продуктивных толщ горизонтов и пластов, благоприятных для замещения гидротермальными продуктами, в сочетании с экранирующими горизонтами. Однако проведенный нами критический анализ действительной роли и значения «благоприятных» и «экранирующих» горизонтов на примере многочисленных месторождений СССР и зарубежных стран (Попов, 1962) показал ненадежность этой концепции, привлекаемой для обоснования гидротермального генезиса пластовых месторождений цветных металлов.

**Палеогеографическая позиция пластовых месторождений** характеризуется приуроченностью их к прибрежной зоне мелководных палеобассейнов. Так, медистые песчаники Центрального Казахстана (включая Джезказган) и Северной Киргизии в верхнепалеозойских красноцветных толщах формировались в мелководных заливах, проливах, лагунах, озерах и дельтах рек, составляющих периферическую часть обширных эпиконтинентальных бассейнов. Наиболее благоприятными для накопления меди являлись заливы, имевшие ограниченную связь с открытым морем и периодически обособлявшиеся от него.

В структурно-палеотектоническом отношении области распространения меденосной формации на указанной территории строго определяются приуроченностью их к герцинским обширным наложенным мульдам и депрессиям, возникшим в краевой и сводовой частях каледонских структур (Кокчетав-Улутау-Северотяньшанская геоантиклинальная зона); последние представляли собой в среднем и верхнем палеозое области устойчивого поднятия, окаймлявшие обширные аллювиально-дельтовые равнины, в периферических частях которых формировались меденосные отложения (Попов, 1956а, 1959б, 1960).

Приуроченность к прибрежным зонам древних бассейнов характерна и для свинцово-цинковых пластовых месторождений в карбонатных породах во всех районах их проявления как в СССР, так и в зарубежных странах.

**Ритмичность строения продуктивных толщ и связанная с ней многоэтажность оруденения в пластовых месторождениях** представляет весьма характерное и широко распространенное явление, устанавливаемое в большинстве случаев в рудоносных формациях всех типов, включая и вулканогенно-осадочные. Это явление нами особо рассмотрено на примере меденосных пестроцветных формаций, и, в частности, на примере Джезказгана (Попов, 1960). В разрезе джезказганской продуктивной свиты устанавливается 36 чередующихся сероцветных и красноцветных серий пластов, образующих 18 однотипно построенных ритмов; с девятью ритмами связано промышленное оруденение, приуроченное, как правило, только к сероцветным пластам трансгрессивного элемента ритма.

Ритмичность и многоярусность оруденения, подобная наблюдающейся на Джезказгане, устанавливается и для многих других районов развития бесспорно осадочных медистых песчаников и сланцев как в СССР, так и за рубежом. Примерами могут служить Донбасс, Удоканское месторождение в Восточной Сибири (Бердичевская, Лейтес, 1961); Корокоро в Боливии, Уайт Пайн в США (White, Wright, 1954) и др. Однако эта особенность в меденосных красноцветах проявляется лишь в толщах, которые являются членами морских или паралических формаций, характеризующихся упорядоченным строением (Страхов, 1962).

Примером ритмичного строения и многоэтажности оруденения вулканогенно-осадочных толщ являются месторождения: Привольнен-

ское в Закавказье, приуроченное к миоценовой туфогенно-осадочной формации (Саакян, 1960); Джайрем в Атасуйском рудном бассейне; Болео в Мексике (Попов, 1962). Ритмичное строение и многоэтажность свинцово-цинкового оруденения в продуктивных толщах карбонатного состава устанавливается во многих рудных районах Сибири, Средней Азии и Центрального Казахстана: бассейн Подкаменной Тунгуски, Нижнеангарские месторождения Красноярского края, Сумсар-Бозбутооский и Джергаланский районы в Киргизии, Учкулачский в хр. Нуратау; Тенгизская впадина, Атасуйский район и Западное Прибалхашье в Казахстане. Многоярусность оруденения многих месторождений долины Миссисипи, по-видимому, также связана с ритмичным строением продуктивных свит, которое будет несомненно установлено при более детальном литологическом исследовании.

В месторождении Джайрем (Центральный Казахстан) в разрезе продуктивной пачки верхов фамена установлено чередование углисто-кремнисто-карбонатных пород, содержащих свинцово-цинковое оруденение, с железистыми яшмами и железо-марганцевыми рудами. Полиметаллическое оруденение локализуется в трех горизонтах в виде многочисленных линз, пластообразных залежей, маломощных прослоев и пропластков сульфидов, иногда сливающихся в более мощные пластовые залежи. Пласты свинцово-цинковых и железных руд в западном направлении фациально выклиниваются.

В составе нижнего рудного горизонта встречены маломощные прослойки туфов андезитовых порфиритов с обломками пузыристых лав. Весь разрез верхнедевонских — нижнекаменноугольных морских отложений района формировался в условиях периодической вулканической деятельности (Митряева и др., 1962). Месторождение Джайрем, по нашему мнению, представляет собой пример осадочно-эксталяционного образования с сингенетичным оруденением.

Примеры ритмичного строения продуктивных толщ, многоярусности оруденения, а также пространственного обособления металлов в разных стратиграфических горизонтах свидетельствуют о том, что первичное накопление рудных элементов в ходе общего осадкообразования было длительным и прерывистым. Высокие рудные концентрации возникали лишь при определенных благоприятных палеогеографических и палеотектонических условиях, периодически повторявшихся в ходе осадконакопления, и обусловлены тонкой химической дифференциацией вещества, осуществившейся часто на огромных площадях и в разрезе мощных отложений.

**Фациальный контроль оруденения пластовых месторождений** выражен отчетливой связью их с определенными фациями; при этом нередко характер оруденения, морфология рудных тел, минералогические типы руд изменяются в разрезе продуктивных толщ параллельно со сменой фациального типа отложений. Особенно ярко это выражено в Джезказгане, где оруденение приурочено к прибрежно-морским, дельтовым и аллювиальным отложениям (Наркелюн, 1962). Меняющаяся в разрезе джезказганской свиты морфология рудных залежей от плащеобразных и изометрических в нижних горизонтах до ленточных и руслообразных в верхних отражает смену и изменение фациальных условий осадконакопления от прибрежно-морских до континентальных. Это одна из особенностей Джезказгана, свидетельствующих об осадочном происхождении его руд.

Выше уже отмечались приуроченность оруденения в Джезказгане в разрезе седиментационных ритмов к сероцветным пластам, представляющим собой прибрежно-мелководную (бассейновую) фазию, и отсутствие рудной минерализации в красноцветных слоях наземной фафии.

В Удоканском месторождении четкий фациальный контроль оруденения (Бакун, 1958) выражен в приуроченности медистых песчаников к русловым и пойменно-озерным отложениям, слагающим надводную часть дельты. Богатые руды приурочены преимущественно к песчаникам русловых дельтовых фаций (Богданов, 1962). В ряде случаев устанавливается сложное чередование минералогических типов руд, согласующееся со сложным фациальным строением дельтовых отложений продуктивной толщи (Р. Н. Володин).

Формирование месторождений часто происходило в прогрессивно осолонявшихся бассейнах; осадконакопление в таких водоемах обычно завершалось образованием мощных галогенных отложений (Джезказган, Донбасс, Джергалан, Сумсар, Ленский бассейн, Мансфельд и др.). Меденосные и галогенные отложения в разрезе продуктивных толщ нередко стратиграфически сближены, а иногда почти синхронны (Киргизский хребет, Таджикская депрессия, Корокоро в Боливии и др.). Фациальная и парагенетическая связь меденосных красноцветных толщ с галогенными отложениями является характерной для многих рудных районов (Попов, 1956б).

О приуроченности многих пластовых месторождений к субсолонным фациям свидетельствует преимущественная связь свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах с доломитами и повышенная концентрация в рудовмещающих породах сульфатов — барита, гипса, ангидрита, целестина (Каратау, Туяк, Джергалан, Сумсар, Калкан-Ата, Уч-Кулач, Джезказган, Верхняя Силезия и др.).

Рудоносные доломиты и известняки, а также песчано-сланцевые толщи с медным оруденением часто представляют собой фации застойных бассейнов с сероводородным заражением в илах, обычно возникавших в понижениях и депрессиях морского дна в прибрежной зоне. Нередко оруденение тяготеет к зонам разграничения и перехода одних фаций в другие. Так, согласно Грушик (Gruszczuk, 1961), в Силезско-Краковском рудном бассейне свинцово-цинковое оруденение, приуроченное к доломитам, локализуется вблизи зоны перехода доломитовой фации в известняковую. Для ряда районов (Атасуйский, Сумсар-Бозбутооский, Лорийский бассейн и др.) установлена фациальная сопряженность железорудной, марганцевой, медной и свинцовой минерализации, закономерно сочетающаяся с цикличностью в осадконакоплении.

**Возрастное скольжение (омоложение) оруденения и перемещение его в более молодые стратиграфические комплексы.** Примером может служить область проявления свинцового оруденения в карбонатных толщах, охватывающая районы Кетменского хребта и Текеса в Южном Казахстане и Джергаланского — в Северной Киргизии. Свинцовые рудопроявления и месторождения Кетменского хребта и Текеса (Туяк и др.) приурочены к отложениям далашикской свиты визе-намюра; в смежном же Джергаланском районе аналогичные месторождения (Каркара, Чааркудук, Икичат и др.) связаны с более молодыми карбонатными отложениями учкашинской свиты башкирского яруса среднего карбона. Палеогеографические исследования, по данным В. Г. Королева, устанавливают, что начало башкирского века для Джергаланского района ознаменовалось трансгрессией моря с востока и северо-востока, т. е. из района Кетменского хребта, в связи с чем рудообразующие фации, перемещаясь во времени и пространстве в направлении трансгрессии, постепенно омолаживались. В обоих районах осадконакопление сопровождалось колебательными тектоническими движениями, обусловившими ритмичное строение продуктивных свит. В пределах собственно Джергаланского района омоложение оруденения проявляется даже в разрезе учкашинской свиты в направлении трансгрессии башкирского моря.

Другим примером является обширная область проявлений свинцово-цинкового оруденения в западном и центральном Тянь-Шане. В пределах этой области оруденение в карбонатных породах среднего девона — нижнего карбона приурочивается к определенным горизонтам разновозрастных толщ, омолаживаясь с юга на север, в направлении, совпадающем с направлением послениждедевонской трансгрессии (Абрамович, 1962). Так, в Сумсар-Бозбутооском районе оруденение связано в основном с доломитами живетского яруса, в горах Калан-Ата (Приташкентский район) рудоносными являются доломиты франского яруса, а в южном Присонкулье и хребтах Молдотто, Сандалашском и Каратау (Южный Казахстан) оруденение приурочено к карбонатным отложениям фамена и нижнего карбона, а местами проявляется и в более молодых отложениях визе-намюра и среднего карбона (Молдотто).

Последовательное перемещение оруденения в вышележащие стратиграфические горизонты в пределах одного месторождения, связанное с отступанием береговой линии, особенно ярко выражено в Джезказгане. Промышленное оруденение здесь распространяется по падению рудоносных горизонтов лишь до некоторой определенной «критической» глубины, определяемой в 350—400 м по вертикали от дневной поверхности. Рудоносные горизонты, достигнув указанной глубины погружения, становятся практически безрудными, а оруденение перекидывается в вышележащий соседний стратиграфический горизонт. В результате в разрезе продуктивной толщи создается кулисообразное расположение рудных горизонтов; последние в виде дугообразных зон огибают замковую часть Кенгирской антиклинали в области ее юго-западного погружения (Штифанов и др., 1961). Эти особенности пространственного расположения оруденения тесно связаны, по нашему мнению, со всем ходом формирования джезказганской рудоносной свиты в седиментационном этапе и с палеотектоническими условиями развития Джезказганской впадины.

Известно, что в результате общих восходящих движений в конце визейского века и дифференциальных движений, проявившихся на границе нижнего и среднего карбона, Джезказганская впадина в связи с общей регрессией постепенно сокращалась и центр ее смещался в южном направлении, к низовьям р. Сарысу (Богданов, 1954). Береговая линия в северной части впадины, а вместе с ней и прибрежная зона, в которой происходили процессы рудообразования, также перемещались в том же направлении. В период накопления рудоносных осадков джезказганской свиты Кенгирская антиклиналь представляла собой палеоподняtie или глубоко вдающийся в бассейн береговой выступ с пологим подводным склоном, около которого в прибрежной зоне бассейна происходило рудообразование. Благоприятные рудообразующие фации, опоясывающие Кенгирский выступ с юго-западной стороны, выражены в современном виде дугообразными зонами промышленного оруденения. Кулисообразное их смещение в направлении общего погружения Кенгирской антиклинали вызвано общей регрессией бассейна в том же направлении.

Перемещение оруденения из нижних горизонтов в верхние наблюдается также в рудоносной толще Удоканского месторождения при прослеживании ее с севера на юг (Бакун, 1958), что связано с регрессией водного бассейна и перемещением береговой линии в юго-западном направлении. При этом наряду с перемещением рудных тел вверх по разрезу имело место смещение их также к юго-западу (Богданов, 1962).

Аналогичные явления, по-видимому, имеют место в некоторых свинцовых месторождениях в каледонидах Швеции (Лайсвалл). Рудные слои здесь, согласно Грипу (Grip, 1960), залегают эшелонированно,

перемещаясь уступообразно из Нижних песчаников в Верхние песчаники. Анализ геологических особенностей указанных месторождений приводит к выводам об их нормально-осадочной природе и сингенетичном накоплении металлов в осадках вмещающих пород.

**Приуроченность свинцово-цинкового оруденения к нижним пачкам карбонатных толщ и к основанию трансгрессирующих серий осадков** наблюдается очень часто в пластовых месторождениях цветных металлов; это явление тесно связано с предшествующими периодами длительного континентального режима, сопровождавшегося образованием кор выветривания, которые служили источниками металлов. Для многих рудных районов в качестве исходного субстрата для развития кор выветривания особое значение имели эффузивные породы, обычно обогащенные многими тяжелыми металлами и в том числе медью, свинцом, цинком. В частности, основным источником металлов для широко распространенных на территории Центрального Казахстана и Тянь-Шаня свинцово-цинковых месторождений в карбонатных отложениях девона карбона являлись толщи кислых эффузивов нижнего — среднего девона (Куденко, 1954; Островская, 1960 и др.). Последние либо непосредственно подстилают трансгрессивные серии осадков карбонатных формаций, либо обломочный материал эффузивных пород входит в состав отложений их основания с образованием красноцветных терригенных толщ.

В первые этапы трансгрессии с суши сносилась наиболее рыхлая верхняя часть коры выветривания, максимально обогащенная геохимически подвижными соединениями металлов, которые и фиксировались в более ранних осадках трансгрессирующих серий, образуя в их основании наиболее высокие рудные концентрации. Локальные участки промышленных концентраций металлов в пределах нижних стратиграфических горизонтов создавались лишь в обстановке благоприятных прибрежно-морских фаций и в ходе последующих процессов диагенеза.

**Перегруппировка первичного рудного вещества в диагенезе и участие его в долитификационных образованиях.** Рудное вещество, внесенное в той или иной форме в осадок, являясь его составной частью, участвует во всех последующих диагенетических процессах, протекающих в осадке, проходя вместе с ним все стадии литификации до полного превращения осадка в породу. Разделяя судьбу вмещающего осадка, первичное рудное вещество входит в состав различных долитификационных образований, возникающих на разных стадиях диагенеза (оолиты, конкреции, стяжения, глобулы, сутуро-стилолитовые швы и т. д.), а также участвует в образовании различных слоистых текстур, подчеркивая их рисунок. При перемыве первичных рудоносных осадков и при подводно-оползневых явлениях, часто возникающих в ходе осадкообразования, рудные гальки и обломки входят в состав внутриформационных конгломератов, осадочных брекчий, кластических даек и др. Рудное вещество часто также образует псевдоморфозы по органическим (животным и растительным) остаткам. Все эти образования встречаются в очень многих пластовых месторождениях.

В месторождениях Атаусуйской группы наблюдаются диагенетические глобулярные образования и сульфидные конкреции. Представляют интерес сферические скопления мельчайших глобулей пирита; перекристаллизуясь, они принимают идиоморфные кристаллические формы, образуя метакристаллы. При этом можно наблюдать все постепенные переходы одних образований к другим.

В ядре конкреций нередко наблюдается галенит, вокруг которого располагается сфалерит; пирит при этом образует лишь тонкую внешнюю оболочку. Процесс раскристаллизации коллоидных образований сульфидов сопровождается обычно перекристаллизацией около них

вмещающей породы с образованием кристаллов доломита. В Караджале, кроме того, встречены диагенетические карбонатные и кремнисто-карбонатные конкреции и стяжения, содержащие выделения сульфидов свинца, цинка и железа (Бондаренко, 1961).

Сферические скопления глобулей пирита наблюдались нами в медистых песчаниках Донбасса, Приуралья, Джезказгана; в медистых сланцах Мансфельда; в свинцово-цинковом месторождении Сумсар. Они установлены также в месторождениях Лорийского бассейна в Закавказье (Саакян, 1960).

Выделение галенита в составе оолитов, пизолитов, часто в виде отдельных концентратов, чередующихся с карбонатами, отмечены в месторождениях Каратау, западного Прибалхашья (Георгиевское), Джергалана, Атасу и многих других. В Миргалимсае (Каратау) сфалерит часто выделяется в форме почковидных образований, характеризующихся колломорфной и метаколлоидной структурами (Юшко, 1961).

В медном месторождении Беркара в Восточном Казахстане (Сорокин В. И., 1962 г.) оруденение локализуется в основном в туфах кислого состава и в углистых породах девона. Главным рудообразующим минералом является борнит, для которого очень характерны глобулярные структуры. Сферические образования борнита располагаются цепочками вдоль слоистости породы, нередко переполняя ее и сливаясь в сплошной агрегат. Каждое такое образование состоит, в свою очередь, из мельчайших (тысячные доли миллиметра) шариков борнитового вещества. Биохимическая природа борнита и его сингенетичный характер, по нашему мнению, являются несомненными. В вулканических породах борнит выделяется в миндалинах. Анализ всей совокупности геологических особенностей месторождения Беркара позволяет нам отнести его к эффузивно-эксгальционно-осадочным образованиям, сингенетичным с вмещающими породами.

В рудоносных горизонтах мезозойских отложений южного Узбекистана также наблюдаются глобулярный пирит и известковые оолиты, в которых один-три концентрата сложены галенитом и сфалеритом; сульфиды часто замещают остатки раковин, образуют псевдоморфозы по растительным остаткам.

В месторождении Уайт Пайн халькозин встречается в виде конкреций и стяжений; слоистость огибает их сверху и снизу, что указывает на образование нодул до литификации породы (White, Wright, 1954). Аналогичные явления постоянно наблюдаются в Джезказгане и почти во всех месторождениях медистых песчаников Центрального Казахстана, Киргизии, Донбасса, Мансфельда и др. (Попов, 1954, 1959; Наркелюн, 1962). Глобулярные выделения пирита в тесной ассоциации с галенитом и сфалеритом установлены нами в рудоносных карбонатных породах Южного Присонкуля и хр. Молдотто (Киргизия). Там же обнаружены псевдоморфозы галенита по раковинам морской фауны. В Джергаланских месторождениях галенит и сульфиды железа часто приурочены к сутуро-стилолитовым швам (Богомазов, 1957).

**Участие рудного вещества в долитификационных образованиях** является одним из убедительных признаков осадочного происхождения многих стратифицированных месторождений цветных металлов. В связи с подводными оползнями в них часто возникают нарушения в залегании осадков, выраженные различными деформациями слоистости. Весьма характерно, что тонкие рудные слои участвуют во всех оползневых деформациях, повторяя и подчеркивая их сложное строение и рисунок. Подводные оползни приводят также к образованию различного типа седиментационно-диагенетических брекчий, развивающихся часто по рудоносным пластам; обломки и целые глыбы последних входят в их состав; нередко в самих обломках можно наблю-

дать пластические деформации, возникшие в более раннюю стадию подводного оползня.

В связи с оползнями в полужатвердевших глинистых осадках возникают разрывные секущие нарушения, заполнение которых песчаным материалом приводит к образованию «нептунических даек»; последние часто несут оруденение, если таковое содержится в смежных слоях. Широко распространены также трещины усыхания в тонкозернистых осадках, заполненные песчаным материалом, часто содержащим оруденение; наблюдаются также межпластовые микроразрывы, выполненные материалом, содержащим окатанные рудные зерна.

Нередко обломочный материал, возникший при подводных оползнях, перемывался и переоткладывался, образуя конгломераты с оруденелой угловатой галькой. При этом более тонкий рудный материал иногда вымывался и отлагался в стороне с образованием песчаников, в состав которых в изобилии входят окатанные сульфидоносные зерна; цемент таких песчаников нередко совсем не содержит оруденения. Рудное вещество очень часто участвует также в седиментационных текстурах руд, подчеркивая еще резче различные типы слоистости — нормальной, волнистой, косой, линзовидной и др.

Все описанные выше явления пользуются широким распространением в пластовых месторождениях цветных металлов. Особенно ярко они выражены в Джекказгане (Попов, 1953, 1959а; Наркелюн, 1962; Иванков, 1957).

Подводно-оползневые явления и связанные с ними осадочные брекчии в рудоносных толщах установлены в Маунт-Айза (Fisher, 1960, Elliston, 1960); в месторождениях Северной Родезии: Роан Антелоп, Нкана, Чамбиши, Муфулира (Mendelsohn и др., 1961); в Джефферсон Сити в Теннесси (Kendall, 1960). В Брокен Хилле во вмещающих породах и рудах сохранились ненарушенные седиментационные структуры — косая слоистость, знаки ряби, межпластовые размывы и их заполнения, оползни (Condon, 1959). Классическим примером осадочных брекчий и их важной роли как рудоконтролирующих структур являются месторождения юго-восточного Миссури (Snyder, Odell, 1958).

Природа оруденения в осадочных брекчиях, однако, различными исследователями трактуется по-разному. Так, Фишер (Fisher, 1960) полагает, что более высокий удельный вес сульфидоносных слоев в первичном осадке делал их особенно чувствительными к оползням. Большинство исследователей рассматривает рудоносные брекчии как осадочные образования, возникшие в процессе осадконакопления, а оруденение в них как сингенетичное, существовавшее в осадке до их нарушения оползнями (Попов, 1953, 1959а, Kendall, 1960 и др.).

В пластовых рудных залежах, связанных с карбонатными породами, нередко развиваются псевдобрекчиевидные текстуры, возникшие при диагенезе, частично в стадию катагенеза за счет перекристаллизации отдельных участков породы и заполнения карстовых пустот. При этом рудные минералы, подвергаясь собирательной перекристаллизации, образуют крупнокристаллические выделения, выполняя вместе с жильными минералами друзовые полости и пустоты. Участки породы, не затронутые перекристаллизацией, производят впечатление «обломков» таких псевдобрекчий. Характерно, что в подобных брекчиевидных образованиях Джергалана сохраняются ненарушенными сутуро-стилолитовые швы (Богомазов, 1957).

#### **Постседиментационный, или тектоно-метаморфический этап**

Этот этап по сравнению с седиментационным охватывает гораздо более длительный период существования пластовых месторождений, начиная с момента завершения литификации рудовмещающего осадка

и до современного его состояния. Длительность этапа определяется, по существу, геологическим возрастом вмещающих оруденение пород. В древнейших формациях первичные особенности пластовых месторождений настолько усложняются, что распознать в них первоначальные элементы сингенетичных месторождений весьма трудно. Только учет всей совокупности геологических особенностей и истории развития таких глубоко преобразованных месторождений может позволить раскрыть их действительную исходную природу.

**Пострудный характер складчатых и разрывных нарушений** является характернейшей особенностью стратифицированных месторождений. Рудоносные горизонты и пластовые залежи, как правило, участвуют вместе с вмещающим их осадочным комплексом во всех пликативных и разрывных нарушениях. Строго сохраняя стратиграфическое положение в разрезе продуктивных толщ и согласное залегание с вмещающими породами, рудоносные горизонты и пластовые залежи с исключительной точностью повторяют часто весьма сложные складчатые и разрывные деформации. Рудные пласты, участвуя в дислокациях вмещающего их осадочного комплекса, могут оказаться в условиях самых разнообразных структур, среди которых невозможно выделить наиболее благоприятные и предпочтительные для оруденения.

Рудоносные горизонты и пластовые залежи часто разбиваются ступенчатыми крутопадающими сбросами на серию смещенных относительно друг друга блоков, в которых строго сохраняются стратиграфическое положение рудных пластов, их состав, мощность, а также взаимоотношение между ними в случае многоэтажности оруденения. В пластовых месторождениях фактически отсутствует структурный контроль оруденения, что нами показано на ряде месторождений СССР и зарубежных стран (Попов, 1962). В. И. Смирнов (1961), лично ознакомившийся с месторождениями долины Миссисипи, также отмечает отсутствие отчетливого структурного контроля оруденения и связи его со складками и сбросами.

Говоря об отсутствии общего структурного контроля оруденения, как главного фактора, следует, однако, учитывать его частное и локальное значение. Разрывные пострудные нарушения нередко обуславливают перераспределение рудного вещества первичных пластовых залежей в их контурах, с образованием небольших минерализованных секущих и пластовых жил, представляющих собой метаморфогенные, латераль-секреционные образования. Нередко с ними связывается даже более богатое оруденение, чем в пластовых залежах с вкрапленными рудами (Ачисай, Каратау). В Джезказгане с пластовыми нарушениями связаны узкие полосы богатых руд, возникшие за счет внутрислового перераспределения вкрапленного оруденения.

В подавляющем большинстве случаев, однако, запасы руд, связанные с жилообразными рудными телами, имеют резко подчиненное значение и не определяют экономической ценности месторождений. Основные запасы руд сосредоточены в пластовых залежах с вкрапленным оруденением.

Важно отметить, что вещественный состав минерализованных жильных образований находится, как правило, в полном соответствии с составом руд и вмещающих их пород. Эта особенность ярко выражена решительно во всех пластовых месторождениях и, в частности, в Джезказгане, Каратау, Сумсаре, Джергалане и во многих других районах как в СССР, так и за рубежом.

**Околорудные термальные изменения вмещающих пород в пластовых месторождениях** практически отсутствуют.

Изучение медистых песчаников Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня показывает, что вторичные изменения в них (карбо-

натизация, окварцевание и окремнение, серицитизация и хлоритизация, эпидотизация, альбитизация, минеральные новообразования, перекристаллизация цемента, явления регенерации и коррозии терригенных зерен и др.) связаны с катагенезом и начальными стадиями метаморфизма. Эти процессы носят широкий региональный характер и знаменуют собой начальные стадии метаморфических преобразований осадочных пород независимо от оруденения в них; они наблюдаются также в бесспорно осадочных медистых песчаниках (Попов, 1954, 1956а).

В свинцово-цинковых пластовых месторождениях, залегающих в карбонатных породах, явления доломитизации, баритизации, окремнения, сидеритизации, флюоритизации, огипсования часто рассматриваются как околорудные термальные изменения, возникшие путем метасоматического замещения известняков. Однако детальные литолого-фациальные исследования многочисленных авторов, проведенные за последние годы в ряде районов распространения оруденения подобного типа, устанавливают, несомненно, седиментационный и седиментационно-диагенетический характер доломитов, баритов, сидеритов, кремнистых образований, флюорита, гипса.

Так, наиболее богатое оруденение в Миргалимсае (Каратау, Южный Казахстан) приурочено к пачке карбонатных пород, среди которых резко преобладают доломитовые и доломито-баритовые породы седиментационного и седиментационно-диагенетического происхождения (Колотухина, 1960). В тонкослоистых пелитоморфных «ленточных» доломитах наблюдаются послойные выделения барита и сульфидов, подчеркивающих полосчатую текстуру породы. В оолитовых доломитах наблюдается концентрический-зональное строение оолитов, сложенных концентриками доломитов, анкерита и сульфидов (галенит, пирит).

Тонкослоистые доломитовые породы, обогащаясь послойными скоплениями барита, постепенно переходят в породы доломито-баритовые, а затем в баритовые (до 75% барита); галенит образует узкие полоски, подчеркивающие тонкую слоистость породы. Тесные взаимопрорастания галенита и барита свидетельствуют об их одновременном образовании. С баритовыми породами связывается обычно богатая рудная минерализация. Описанные доломитовые и баритовые породы образовались в обстановке мелководья и несут все признаки седиментационно-диагенетического происхождения. Возможность формирования доломитовых пород в процессе седиментогенеза и диагенеза доказана теоретически (Страхов, 1956).

Совместное нахождение барита и галенита в структурах взаимного прорастания, выделение сульфидов в концентриках доломитовых оолитов одновременно с карбонатами, колломорфные и почковидные структуры рудных минералов, тонкослоистая текстура руд указывают также на седиментационно-диагенетическую природу оруденения в доломитовых и доломито-баритовых породах.

Детальный анализ геологических особенностей Туюкского месторождения в Кетменском хребте (Южный Казахстан) показывает, что и здесь баритовые, барито-доломитовые, барито-кремнистые, реже барито-флюоритовые породы, вмещающие и сопровождающие свинцовое оруденение, представляют собой седиментационно-диагенетические образования и не являются продуктом замещения известняков гидротермальными растворами.

«Баритовая зона» на Туюке представляет собой в разрезе чередование мощных пластовых залежей кристаллического барита и разнообразных по составу баритосодержащих пород с горизонтами красноцветных железисто-кремнистых пород. В баритовых телах нередко встречаются маломощные слои розовой барито-флюоритовой породы.

Все эти образования обладают ясно выраженной слоистой текстурой (Кораблев, 1959).

Зональное строение баритовой зоны отражает, по нашему мнению, разнообразие фациальных условий ее формирования. Срединные части зоны сложены почти чистым баритом; к периферии степень баритизации постепенно уменьшается и баритизированные породы переходят в железисто-кремнистые, образующие другую периферическую «кремнистую зону». Соответственно этой зональности происходит и пространственное обособление свинцовых и свинцово-медных руд; первые тяготеют к баритовым породам, а вторые — к кремнистым. В баритовой рудной зоне основным рудообразующим минералом является галенит, а в кремнистой зоне — халькопирит. Нерудные минералы в первой зоне представлены преимущественно баритом, во второй — кварцем. Подобное размещение минералогических типов руд отражает общую закономерность осадочных месторождений, в которых свинец чаще тяготеет к карбонатным породам, а медь — к силикатным.

Характерно, что барит в пластовых месторождениях медных и свинцово-цинковых руд содержит постоянную примесь стронция; часто встречаются также баритоцелестин, целестин и стронцианит. Геохимический ряд элементов Pb, Ba, Sr, Ca является типоморфным для пластовых месторождений, особенно приуроченных к карбонатным породам. Ассоциация этих элементов в осадочном процессе обусловлена их геохимическим родством и близостью геохимических показателей (ионные радиусы, величины экв). Барий и стронций являются характерными элементами осадочных пород, в которых они часто образуют промышленные сингенетические концентрации.

Флюорит в рудоносных породах Каратау, Туюка и других подобных месторождений является также седиментационно-диагенетическим образованием, не связанным с гидротермальными постмагматическими растворами. Известно, например, довольно широкое распространение флюорита и целестина совместно с ангидритом и гипсом в доломитовых толщах Русской платформы (Страхов, 1956); диагенетический флюорит распространен среди визейских известняков юго-западной окраины Донбасса (Панов, 1962), в пермских отложениях Приуралья.

Свинцовая минерализация, связанная с осадочными баритовыми и барито-карбонатными породами, установлена также в Атасуйском рудном бассейне в месторождении Бестюбе (Верк, 1959). Аналогичный характер, по нашему мнению, имеют баритовые залежи и баритизированные породы со свинцовой минерализацией в месторождениях Джайрем, Карагайлы и др. (Центральный Казахстан). Приуроченность свинцового оруденения к доломитам (обычно содержащим барит) седиментационно-диагенетического происхождения устанавливается целым рядом исследователей для большинства месторождений Тянь-Шаня (Сумсар, Калка-Ата, Уч-Кулач, Джергалан, Южное Присонкулье, хр. Молдотое и др.). Ол и Браун (Ohle, Brown, 1954) полагают, что доломитизация в месторождениях долины Миссисипи может быть результатом диагенеза. Наконец, примером осадочных образований барита, сопровождающегося сульфидным оруденением, может служить месторождение Мегген.

В месторождениях, связанных с карбонатными породами, за окремнение и окварцевание обычно принимаются диагенетические кремнистые или карбонатно-кремнистые образования, проявляющиеся в виде стяжений, конкреций, желваков среди рудоносных известняков и доломитов; они обычно приурочиваются к определенному слою и, сливаясь, образуют кремнистые линзы и прослои. Внутри конкреций и желваков часто наблюдаются выделения сульфидов меди, свинца, цинка (Сумсар, Джергалан, Атасу и др.). Огибание конкреций слои-

стостью, приуроченность их к определенным слоям и горизонтам, скрытокристаллический характер свидетельствуют о принадлежности их к диагенетическим образованиям.

Рудовмещающие карбонатные породы нередко сами обогащены первичным кремнистым материалом, представляя собой кремнисто-карбонатные образования нормально-осадочного происхождения. Например, в Атасуйском районе свинцово-цинковое оруденение пластового типа приурочивается к углисто-кремнисто-карбонатным породам, подстилающим пласты марганцево-железных руд и силикатных пород (силициты), а иногда даже переслаивающимся с ними.

Источником кремнезема при процессах окремнения медистых песчаников Джекказгана и других районов, как показали исследования Н. С. Мануиловой (1957) и наши, явились мономинеральные зерна, преимущественно кислые полевые шпаты и обломки кислых пород. Вторичный кварц представляет собой продукт молекулярной перегруппировки вещества самой породы, возникающей на месте при процессах метаморфизма. Интенсивность окварцевания (как и других процессов) продуктивных терригенных толщ, даже одновозрастных, может быть неодинакова; она обычно усиливается в тектонических зонах смятия и динамометаморфизма (медистые песчаники Киргизского хребта) и значительно слабее выражена в одновозрастных меденосных породах Джекказгана. В более древних месторождениях (Северная Родезия, каледониды Швеции, Удоканское месторождение и др.) рудовмещающие песчаники превращены обычно в кварцитоподобные породы или типичные кварциты.

В месторождениях Джефферсон Сити в Восточном Теннесси в США, согласно Кендоллу (Kendall, 1960), тонкозернистый доломит характеризуется ясной кремнистостью. Кремни встречаются в виде разобобщенных желваков, расположенных параллельно слоистости, или образуют выдержанные маломощные слои. Доломит рассматривается Кендоллом в качестве первичного образования, одновременного с осадконакоплением. Нам представляется, что и кремни также являются первичными, возникшими в процессе диагенеза карбонатного осадка, содержащего примеси кремнезема.

В Маунт-Айза, согласно Фишеру (Fisher, 1960), окремнение и доломитизация, сопровождающие цинковое оруденение в рудных залежах, не связаны с действием рудообразующих растворов и возникли раньше. Фишер считает, что доломит в сланцах и рудных залежах является сингенетичным. Очевидно и кремнезем является также сингенетичным.

**Синхронность метаморфизма руд и вмещающих пород.** Вмещающие породы и руды по-разному реагируют на проявления метаморфических процессов и степень их интенсивности. Метаморфические преобразования вмещающих пород, по сравнению с рудами, сопровождаются возникновением более разнообразного и сложного минерального комплекса, часто резко отличного от минерального состава исходных пород, подвергшихся метаморфизму. Сульфиды же тяжелых металлов подвергаются в основном лишь перекристаллизации и переотложению с преимущественным образованием тех же сульфидов в виде многочисленных их генераций или крайне небольшого числа новых сульфидов.

Длительность и интенсивность метаморфических процессов также по-разному сказывается на минеральном составе вмещающих пород и руд. Чем древнее месторождение и интенсивнее метаморфизм, тем более глубокие преобразования испытывают вмещающие породы, вплоть до полной утраты ими своего первоначального минералогического состава, в то время как сульфиды тяжелых металлов, испытывая лишь многократную перекристаллизацию, образуют все новые и новые

генерации преимущественно тех же минералов даже в месторождениях древнейшего возраста. Например, в Удоканском месторождении нижнепротерозойского возраста процессы регионального и контактового метаморфизма обусловили возникновение во вмещающих песчаниках сложных минеральных ассоциаций; в рудах же сульфиды меди и железа подверглись лишь перекристаллизации, сопровождавшейся некоторой миграцией рудного вещества в пределах ранее существовавших рудных тел и образованием прожилков альпийского типа. При этом, почти полностью утрачивается первичная седиментационно-диагенетическая природа рудных минералов; по отношению к вмещающим породам они, естественно, приобретают эпигенетический характер. Неоднократная перекристаллизация и переотложение сульфидов меди в ходе длительных процессов регионального и контактового метаморфизма обусловили возникновение на Удокане многочисленных генераций (до пяти) основных рудообразующих минералов — халькопирита, борнита, халькозина, пирита (Р. Н. Володин).

Совершенно аналогичная картина имеет место и в Джекказгане, однако процессы метаморфических преобразований вмещающих пород и руд выражены, по сравнению с Удоканом, значительно слабее в связи с более молодым геологическим возрастом джекказганских руд (средний — верхний карбон) и полным отсутствием проявлений более поздней магматической деятельности в районе.

Одновременность метаморфических преобразований руд и вмещающих пород обуславливает фактическое отсутствие околорудных изменений боковых пород. Характер рудовмещающих пород остается неизменным как вблизи рудных залежей, так и в удалении от них и даже далеко за пределами рудных полей. Процессы метаморфизма пород и руд протекали в одной и той же термодинамической и физико-химической обстановке, менявшейся в течение длительного геологического времени одинаково для рудных минералов и вмещающих пород.

Одним из главных признаков гидротермального генезиса пластовых месторождений часто считают наличие в рудах структур распада твердого раствора, в частности халькопирит-борнитового. При этом обычно ссылаются на экспериментальное воспроизведение подобных структур Г. Шварцем (Schwartz, 1931) и А. А. Филимоновой (1952, 1959), получивших их при температурах соответственно 475 и 270°. Важно отметить, что указанные исследователи проводили свои опыты путем нагревания естественных минералов и руд. Однако приведенные результаты экспериментальных исследований нельзя переносить на природные условия возникновения подобных структур в рудах, образовавшихся при несомненном участии водных растворов. Нами подобные структуры наблюдались почти во всех бесспорно осадочных месторождениях.

В связи со сказанным следует напомнить забытые экспериментальные исследования Джемса Рея (Ray, 1930), получившего структуры распада борнит-халькопиритового твердого раствора из водных растворов при температуре 90—100°С через 8 дней. Стефанс и Грюнер (Gruner, 1955) получили эти структуры при температуре около 125° через 24 часа; при этом полученные данные указывают, что структуры распада могут возникать даже при еще более низкой температуре (при достаточной продолжительности опыта и подходящем соотношении в растворе ионов меди и железа).

Структуры распада возникают также на любых стадиях метаморфических преобразований руд, протекающих, как известно, в условиях повышенных температур и давлений.

**Отношение пластовых месторождений к интрузивным породам.** Одной из характернейших особенностей пластовых месторождений

цветных металлов является отсутствие пространственной и генетической связи их с интрузивными породами; последние чаще совершенно отсутствуют вблизи таких месторождений или удалены на такие большие расстояния от них, что не приходится говорить о какой-либо генетической связи с ними оруденения. Классическая гидротермальная теория допускает существование на глубине гипотетических рудогенерирующих магматических очагов, с которыми связывается генезис месторождений. Это положение послужило основанием для искусственного выделения так называемых «телетермальных» месторождений, к которым и относится подавляющая часть пластовых месторождений цветных металлов. Предполагаемая связь этих месторождений с интрузиями толкает исследователей на бесплодные поиски «молодых» магматических источников для рудоносных гидротермальных растворов. Именно этим объясняется, что в ряде районов СССР и зарубежных стран омолаживался возраст интрузий, обнажающихся вблизи пластовых месторождений. Это имело место, например, в Северной Родезии, Джекказангане, Киргизском хребте, Джергалане, где древним гранитам неверно приписывался более молодой возраст.

Исходя из генетической связи месторождений с магматическими очагами, более молодыми, чем рудовмещающие осадочные формации, некоторые исследователи естественно омолаживали и возраст оруденения в пластовых месторождениях, подчиненных этим формациям. Отсюда возникло другое ошибочное представление об отсутствии крупных полиметаллических и свинцово-цинковых месторождений, связанных с более древними металлогеническими эпохами. Между тем самые крупные концентрации полиметаллов в земной коре относятся именно к древнейшим металлогеническим эпохам и тесно связаны с процессами осадконакопления докембрийских комплексов. Это подтверждается данными определения изотопного состава свинцов (Russel, Farquhar, 1960), которые, например, дают абсолютный возраст для руд Сулливана 1170—1460, Маунт-Айза 1410—1740 и Брокен Хилла — 1460—1750 млн. лет. Еще более многочисленны месторождения свинца и цинка, связанные с нижнепалеозойской эпохой рудообразования (долина Миссисипи — Миссури, Восточный Теннесси и др.).

Возникновение в докембрии крупных концентраций меди в связи с древнейшими осадочными и осадочно-вулканогенными формациями сейчас уже не вызывает сомнений. Примером могут служить Уайт Пайн в США, меднорудный пояс (с ураном и кобальтом) Северной Родезии — Катанги и аналогичные месторождения Китая (Meng Hsien—min, 1962), Удокан в Восточной Сибири, крупнейшие в мире скопления медных руд Верхнего озера и др.

Следует, однако, учитывать, что пластовые месторождения могут оказаться под действием более поздней магматической деятельности, в связи с которой они претерпевают значительные изменения. Особенно интенсивные преобразования возникают в месторождениях, приуроченных к карбонатным породам. Первичные пластовые залежи при этом могут утратить свою первоначальную форму и минеральный состав. Возможно к подобным образованиям относятся некоторые скарновые месторождения Карамазара (Алтын-Топкан в Узбекистане, Аксаран в Центральном Казахстане, Бозымчек в Киргизии и др.).

Воздействие интрузий на рудоносные формации терригенного и силикатного состава выражено значительно слабее, однако и здесь оно сопровождается развитием процессов окварцевания, хлоритизации, эпидотизации, биотитизации, мусковитизации и т. д. Это, например, имеет место на Удокане, где изверженные породы, прорывающие меденосную осадочную толщу, даже сами обогащаются медью (Бакун, 1958).

О генетической связи с интрузивными породами медистых песчаников Джекказгана, залегающих непосредственно под мощными залежами каменной соли и гипсов, говорить не приходится. Кроме того, для данного района доказано полное отсутствие интрузивной деятельности верхнепалеозойского времени (Попов, 1959). Невозможно представить себе связь с интрузивной деятельностью полиметаллических месторождений Верхней Силезии, залегающих над двухкилометровой толщей карбона, содержащей более 400 пластов угля. Безуспешны были также попытки установить во многих пластовых месторождениях (Джекказган, Сумсар, Джергалан и др.) наличие рудоподводящих путей для восходящих гидротермальных рудоносных растворов; они остаются также недоказанными и гипотетическими, как и магматические рудогенерирующие очаги, предполагаемые на глубине.

\* \*  
\*

Анализ многих стратифицированных месторождений в различных районах мира показывает, что пластовые залежи даже в самых древнейших осадочных формациях, вообще, удерживают основные черты своего исходного первичноосадочного происхождения. Даже при самых интенсивных складчатых деформациях и глубоком метаморфизме, приводящих к образованию совершенно новых минеральных комплексов как во вмещающих породах, так и в рудах, рудное вещество все же остается в контурах стратифицированных горизонтов, выходя за их границы лишь на относительно небольшие расстояния. Первичное рудное вещество в пластовых месторождениях цветных металлов находится, вообще, *in situ*, т. е. там, где оно первоначально отложилось в ходе осадкообразования, подобно тому, как это имеет место в осадочных месторождениях железа, марганца и других металлов. Допущение широкой миграции металлических компонентов в земной коре, их мобилизации и перемещения из нижележащих структурных этажей в более высокие, с прохождением расстояний, измеряемых многими километрами, и последующим селективным отложением в «благоприятных» горизонтах и пластах нам представляется весьма сомнительным. Этим самым фактически отрицается возможность сингенетического накопления высоких концентраций тяжелых металлов в связи с более древними эпохами осадкообразования; отсюда вытекает и тенденция подменить реально существовавшие на всех этапах развития земной коры, включая и древнейшие, естественные процессы осадочного рудообразования весьма искусственными и сложными гипотезами, исключаящими нормальный седиментационный способ образования пластовых месторождений цветных металлов в ходе осадконакопления продуктивных толщ.

V. M. POPOV

## STRATIFIED ORE DEPOSITS OF NON-FERROUS METALS AND THE PROBLEMS OF THEIR GENESIS

(Summary)

The formation of stratified ore deposits of non-ferrous metals embraces a long period, which includes two principal phases — a sedimentation stage and a post-sedimentation or tecto-metamorphic stage.

The sedimentation stage belongs to the initial phase of sedimentary ore formation — the sedimentogenesis and the diagenesis. Characteristic features of sheet deposits are taking shape during this stage, in the process of a general accumulation of productive series. They include:

1. Association with definite sedimentary and sedimentary volcanic formations.
2. A strictly stratified character of mineralization and a concordant occurrence of sheet deposits in their enclosing rocks.

3. A definite paleogeographic position of the deposits reflected by their localization in the littoral zone of paleobasins.

4. A rhythmic structure of the productive series and an associated multilayer character of mineralization.

5. A spatial segregation of diverse metals in different stratigraphic horizons and a sedimentary mineralogical zonality in the structure of ore deposits.

6. Facies and lithological control of metallization.

7. An influence during the period of productive strata formation of the character of pre-ore relief and paleotectonic movements upon the spatial distribution in the sedimentation area of ore-forming facies.

8. A mobility of metallization both in time and space reflected regionally in an age sliding of productive series in the direction of a transgression development and, within the separate ore fields, in a displacement of ore bodies into overlying stratigraphic horizons in the direction of the shoreline retreat. This results in an échelon arrangement of metalliferous horizons in the productive strata section.

9. A predominant association of the highest ore concentrations with the lower members of productive series and the basement of transgressing series of sediments.

10. The participation of the ore matter in all the processes of sediment diagenesis and its inclusion into the composition of diagenetic and dolitification forms (oolites, concretion, suterestylolite seams, textures of sediment slumps, neptunian dikes, sedimentation breccias, intraformational conglomerates, etc.).

11. Rearrangements in the process of diagenesis of the disseminated ore matter within the slime bed and the formation of its high concentrations in the portions enriched by organic matter and the activity of bacteria.

During the post-sedimentation stage in the formation of sheet deposits the following specific features in their nature become fixed:

1. Post-ore character of folded and disjunctive dislocations and an actual lack of a general structural control of mineralization; the latter is only of a local and secondary importance.

2. A virtual absence of wallrock alterations.

3. Synchronicity of metamorphic transformations in enclosing rocks and in the ores reflected in the formation of varied and complicated mineral complexes and in the ores — by a recrystallization and redeposition of mainly primary sulphides and the formation of their numerous generations.

4. The origine in sheet deposits of metamorphogenic veins of «Alpine type», the material composition of which fully corresponds the composition of enclosing rocks and ores.

5. An absence of genetic relations with intrusive rocks and reliable ore-supplying channels for ascending hydrothermal solutions.

6. A high productivity of the Precambrian metallogenic period in respect to non-ferrous metals and the presence of very large lead-zinc and polymetallic sheet deposits genetically associated with the oldest sedimentary formations, the mineralization syngeneity in which is confirmed by absolute age determinations.

In sheet deposits mineralization takes place *in situ*, i. e. in the locality, where it has been originally deposited in the process of the accumulation of productive series. A wide migration of metallic components and their displacement to long distances measured by many kilometers from the underlying structural layers of the crust into upper horizons is not very probable. A normal sedimentation process is a leading and main factor in the formation of sheet deposits during all the stages in the formation of the crust, beginning with the oldest periods. The fundamental primary sources of metals were disintegrating rocks of the continents and a subaqueous (or terrestrial in adjacent areas) volcanic activity or maybe a combination of these two factors.

## ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Е. Л. К вопросу о генезисе и закономерностях размещения полиметаллического оруденения в карбонатной толще девона гор Калкан-Ата (Приташкентский район). В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, Изд. АН СССР, 1962.

Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников. Изв. МВО СССР, Геология и разведка, 1958, № 11.

Бердичевская М. Е., Лейтес М. Е. Геолого-петрографическая характеристика протерозойских меденосных осадочных толщ в северной части Читинской области. В кн.: «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд. АН СССР, 1961.

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Советская геология», 1954, сб. 41.

Богданов Ю. В. Геология и закономерности размещения медистых песчаников Удоканского района. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V Изд. АН СССР, 1962.

- Богомазов Г. П. Некоторые вопросы геологии и генезиса свинцовых месторождений Джергаланского района. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. IX, 1957.
- Бондаренко И. И. Тектурные особенности осадочных пород месторождения Караджал. Вест. АН Каз. ССР, № 10 (199), 1961.
- Верк Д. Л. К методике поисков и разведки полиметаллических месторождений в Атаусуйском районе. «Советская геология», 1959, № 5.
- Иванков Л. И. и др. О некоторых особенностях геологии Джекказганского месторождения и новых фактах, полученных рудничной геологией. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. 9, 1957.
- Кораблев Б. К. Полиметаллическое месторождение Туюк в Кетменском хребте. «Советская геология», 1959, № 4.
- Колотухина С. Е. Литология рудоносных слоев месторождения Миргалимсай. Изв. МВО СССР, Геология и разведка, № 8, 1960.
- Куденко А. А. Об условиях формирования осадочно-метаморфических месторождений свинца в Центральном Казахстане. «Разведка и охрана недр», 1954, № 1.
- Мануилова Н. С. К вопросу о метаморфизме медистых песчаников Джекказгана. В сб.: «Методы исследования минерального сырья». Госгеолтехиздат, 1957.
- Митряева Н. М., Рожнов А. А., Щерба Г. Н. К генезису полиметаллических руд Атаусуйского района (Центральный Казахстан). Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., вып. 6 (51), 1962.
- Наркелюн Л. Ф. Геология и оруденение Джекказганского месторождения. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 87, 1962.
- Островская Г. А. Особенности формирования свинцово-цинковых руд в туфокарбонатных отложениях (на примере отложений верхнего девона — нижнего карбона Центрального Казахстана). В кн.: «Прикладная геология, вопросы металлогении». Госгеолтехиздат, 1960.
- Панов Б. С. О флюорите в карбонатной толще юго-западной окраины Донецкого бассейна. Докл. АН СССР, т. 147, 1962, № 5.
- Попов В. М. Явления диагенеза и эпигенеза в медистых песчаниках Донецкого бассейна. Изв. Кирг. фил. АН СССР, вып. 1 (11), 1954.
- Попов В. М. Медистые песчаники Северной Киргизии и Центрального Казахстана и вопросы их генезиса. Изв. АН Кирг. ССР, вып. 2, 1956а.
- Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями. Тр. Ин-та геол. АН Кирг. ССР, вып. 6, 1956б.
- Попов В. М. Диагенетические нарушения слоистости и напластования в рудоносных породах джекказганской свиты. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959а, № 6.
- Попов В. М. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. II. Изд-во АН СССР, 1959б.
- Попов В. М. О ритмичности в осадконакоплении меденосных красноцветных свит. Изв. АН Кирг. ССР, сер. естеств. и технич. наук, 2, вып. 1, 1960.
- Попов В. М. О благоприятных и экранирующих горизонтах в пластовых месторождениях цветных металлов. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд-во АН СССР, 1962.
- Саакян П. С., Саакян В. М. Рудоносная туфоосадочная формация Лорийского бассейна. В сб. «Вопросы седиментологии». Госгеолтехиздат, 1960.
- Смирнов В. И. О некоторых рудных месторождениях США. «Геология рудных месторождений», 1961, № 4.
- Страхов Н. М. О типах и генезисе доломитовых пород (состояние знаний). Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд-во АН СССР, 1962.
- Филимонова А. А. Опыты по нагреванию борнитсодержащих колчеданных руд. Изв. АН СССР, сер. геол., 1952, № 3.
- Филимонова А. А. О структурах распада твердых растворов в рудах, подвергшихся метаморфизму. «Геология рудных месторождений», 1959, № 3.
- Штифанов В. И. и др. Геологоструктурные факторы локализации оруденения и направления дальнейших геологических и разведочных работ на медь в Джекказганском районе. В кн.: «Большой Джекказган», Изд. АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1961.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954, № 4.
- Юшко С. А. Минералы цинка в рудах свинцово-цинкового оруденения хребта Каратау. Изв. МВО СССР, Геология и разведка, 1961, № 6.
- Condon M. A. Sedimentary structures in the metamorphic rocks and orebodies of Broken Hill. Proc. Aust. Inst. Min. Met., No. 189, 1959.
- Elliston J. Ore localization by preconsolidation structures. Proc. The Aus. In. Min. and Met., No. 196, 1960.
- Fisher N. H. Review of evidens of genesis of Mt. Isa orebodies. Int. Geol. Congr. Report the Twenty-first session, Norden, Part XVI; Genetic problems of ores. Copenhagen, 1960.

Grip E. The lead deposits of the eastern border of the caledonides in Sweden. Int. Geol. Congr., Report of the Twenty-first session, Norden, Part XVI; Genetic problems of ores. Copenhagen, 1960.

Gruner J. W. Comments on «Uranium ore controls of the Happy Jack deposits, White Canyon, San Juan County, Utah». Econ. Geol., vol. 50, No. 7, 1955 (Discussion).

Gruszczuk H. Versuch einer neuen Vorstellung der Geologie des Schlesisch-Krakauer Erzbeckens. Bull. de L'Acad. Polonaise des Sciences, serie des Chim., geol. at geogr. vol. IX, No. 3, 1961.

Kendall D. L. Ore deposits and sedimentary features Jefferson City mine, Tennessee. Econ. Geol., vol. 55, No. 5, 1960.

Mendelsohn F. et al. The geology of the Northern Rhodesian copperbelt. London, 1961.

Meng Hsien-min. The problem of genesis and classification of ore deposits. Scientia Sinica, vol. XI, No. 6, 1962.

Ohle E. L., Brown J. S. Geological problems in Southeast Missouri lead district. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 65, pp. 201—222, 935—936, 1954.

Russel R. D., Farquhar R. M. Dating galenas by means of isotopic constitutions. Geochim. et cosmochim. acta, 19, pp. 41—42, 1960.

Ray J. C. Synthetic sulphide replacement of ore minerals. Econ. Geol., vol. 25, p. 433—451, 1930.

Roy Chowdhury M. K., Submaniam M. R., Banerjee P. K. Source bed concept in some sulphide ore bodies from the Western Himalayas. Int. geol. Congr., Report of the twenty-first session, Norden, part XVI; Genetic problems of ore. Copenhagen, 1960.

Schwartz G. Intergrowths of bornite and chalcopyrite. Econ. Geol., vol. 26, 2, 1931.

Snyder F. G., Odell J. W. Sedimentary breccias in Southeast Missouri lead district. Bull. Geol. Soc., Am., vol. 69, No. 7, 1958.

White W. S., Wright I. S. The White Pine copper deposits, Ontonagon County, Michigan. Econ. Geol., No. 7, 1954.

Ю. В. БОГДАНОВ, Г. Г. КОЧИН, Э. И. КУТЫРЕВ

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ (НА ПРИМЕРЕ УДОКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ)

Месторождения типа медистых песчаников широко распространены на земном шаре и в общем балансе запасов и добычи меди играют существенную роль. Они характеризуются многими специфическими чертами, общими для всех известных месторождений подобного типа (повсеместная приуроченность к породам пестроцветной формации, пластовый характер рудных тел, простота минерального состава, зональность распределения оруденения и т. д.), и встречаются в породах почти всех периодов геологического летоисчисления. Несмотря на длительность изучения таких месторождений, вопросы их генезиса остаются пока спорными.

Наиболее древними представителями месторождений типа медистых песчаников являются месторождения Восточной Сибири, к числу которых относится, в частности, Удоканское — первое, открытое в СССР месторождение подобного типа, залегающее в метаморфизованных осадочных толщах докембрия.

### Краткий геологический очерк

Рассматриваемые медистые песчаники Восточной Сибири распространены в пределах Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны внешнего (миогеосинклиналиного) пояса байкалид, непосредственно примыкающей с юго-запада к Чарской глыбе архея.

В строении Чарской глыбы участвуют архейские суперкрупные образования, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами и кварцитами. Породы интенсивно дислоцированы, прорваны небольшими интрузиями метагабброидов и заключают послонные тела гнейсовидных гранитов или гранито-гнейсов.

Складчатое обрамление Чарской глыбы в Кодаро-Удоканской зоне сложено толщами метаморфизованных пород удоканской серии, в составе которой выделяется 11 согласно залегающих между собой свит, объединяемых в три подсерии. Нижняя подсерия, включающая сыгхтинскую, ортурыхскую, борурыхскую, икабийскую и аянскую свиты, представлена преимущественно сланцевыми и отчасти карбонатными породами мощностью около 5000 м, возникшими в условиях сравнительно глубоководного морского бассейна.

Средняя подсерия, объединяющая инырскую, читкандинскую, александровскую и бутунскую свиты, сложена метаморфизованными мелкозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками и алевролитами со следами ряби и трещинами усыхания. Вверху разреза наблюдаются горизонты и прослои доломитов, а в средней части — маломощ-

ные горизонты медистых песчаников и алевролитов. Мощность подсерии — до 3000 м. Породы средней подсерии образовались в мелководном бассейне, временами имевшем лагунный характер, и реже в дельтовых условиях.

Верхняя подсерия представлена сакуканской и намингинской свитами. В разрезе сакуканской свиты выделяется три подсвиты. Нижне-сакуканская подсвита сложена мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с филлитами и гравелитами. В основании подсвиты иногда встречаются линзы конгломератов. Среднесакуканская подсвита представлена косослоистыми и горизонтальнослоистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, содержащими прослойки магнетита и единичные гальки гнейсов и гранитов. Верхнесакуканская подсвита образована мелко- и среднезернистыми полевошпато-кварцевыми, кварцево-полевошпатовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями алевропесчаников, алевролитов, аргиллитов и конгломерато-брекчий. Характерна косая, косоволнистая, волнистая и горизонтальная слоистость. В верхних частях разреза широко распространены знаки волновой ряби, следы течений и трещины усыхания. Мощность свиты 2500—3100 м.

Намингинская свита сложена волнисто- и горизонтальнослоистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Мощность ее 900—1000 м. Образование пород верхней подсерии происходило в прибрежно-морских и дельтовых условиях.

Общая мощность всего разреза удоканской серии около 12 тыс. м.

Кодаро-Удоканская зона в целом представляет собой крупный синклиорий, в пределах которого породы удоканской серии собраны в простые складки, местами осложненные складками более высоких порядков. Для рассматриваемых складчатых структур характерно субширотное простирание и отчетливое огибание южного выступа Чарской глыбы. Границы пород удоканской серии с более древними образованиями всюду тектонические.

Для определения возраста удоканской серии прямых данных нет. По мнению Л. И. Салопа (1958), эта серия имеет нижнепротерозойский возраст. Г. Л. Падалка (1961) относит ее к синию. В 1962 г. в отложениях бутунской свиты были найдены строматолиты, предварительно определенные Г. И. Кириченко как *Soprophyton*, известные до сих пор только в синие.

Магматические образования, распространенные в пределах Кодаро-Удоканской зоны, относятся к двум главным интрузивным комплексам: каларскому и чуйско-кодарскому. К каларскому комплексу принадлежат, в основном, габброиды, и породы, близкие к анортозитам. С этим комплексом, вероятно, связаны крупные дайки габбро-диабазов. Чуйско-кодарский комплекс представлен разнообразными гранитоидами, формирование которых происходило в несколько фаз. К этому комплексу относятся, в частности, граниты Кеменского массива, прорывающие и метаморфизующие меденосные толщи удоканской серии. Кроме этих главных, выделяется еще по крайней мере два интрузивных комплекса, из которых один объединяет дайки микрогаббро-диабазов и диабазов, а второй — кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры и другие породы.

Породы интрузивных комплексов прорывают образования удоканской серии и в пределах Кодаро-Удоканской зоны местами перекрываются отложениями, относимыми к нижнему кембрию (Падалка, 1961). Абсолютный возраст гранитоидов Чуйско-Кодарского комплекса определен в 863, 980—1100 и 1960 млн. лет (граниты Кеменского массива; наши данные) и 1100—1500 млн. лет (Салоп, 1960), что указывает на докембрийский возраст интрузивных пород.

Меденосные толщи Кодаро-Удоканской зоны занимают различное стратиграфическое, но достаточно определенное положение в разрезе удоканской серии, хотя и существенно отличаются по условиям формирования. Наиболее выдержанные и мощные горизонты медистых песчаников известны в верхнесауканской подсвите сауканской свиты и в читкандинской и александровской свитах. Медистые песчаники верхнесауканской подсвиты залегают на 2500—3000 м выше по разрезу над меденосными породами читкандинской и александровской свит. Расстояние между меденосными горизонтами двух последних свит по разрезу не превышает 300 м. Проявления медной минерализации известны также в нырской и бутунской свитах и в верхах нижнесауканской подсвиты.

### Характеристика медистых песчаников

Медистые песчаники верхнесауканской подсвиты распространены в небольших мульдах, расположенных в полосе северо-западного простираения, проходящей параллельно границе Чарской глыбы с породами удоканской серии на расстоянии 40—50 км. Мульды с горизонтами медистых песчаников ориентированы вдоль простираения рассматриваемой полосы.

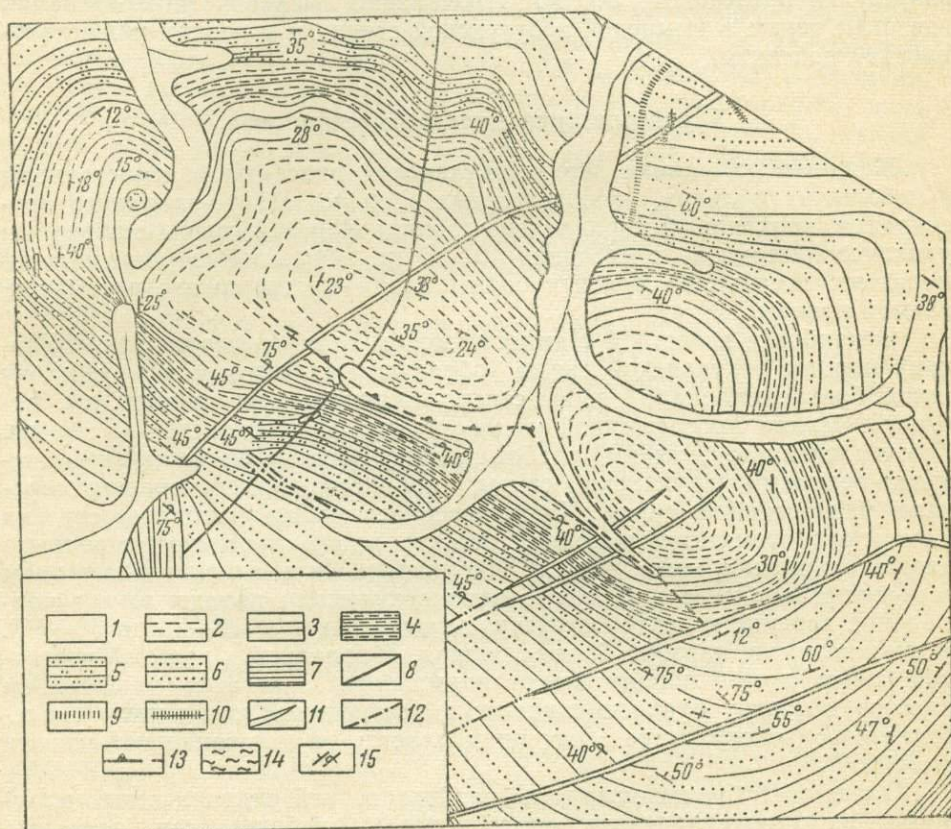
В наиболее известной Намингинской мульде (месторождение Удокан) породы сауканской свиты образуют синклинальную складку (типа брахисинклинали) запад-северо-западного простираения (см. рисунок). Длина прослеженной части складки определяется в 15 км. Крылья складки сложены слабометаморфизованными алеврито-песчаными осадками сауканской свиты, ядро песчано-алевритовыми породами намингинской свиты. Часть северного крыла складки срезана Кеменским гранитным массивом, южное крыло частично перекрыто аллювиальными отложениями р. Ингамакит. На восточном и западном замыкании и в северном крыле брахисинклинали породы имеют нормальное падение к центру структуры под углами от 12—20 до 35—40°. В южном крыле картина более сложная. В западной и крайней восточной частях крыла породы имеют нормальное залегание с падением пластов к центру брахисинклинали; в центральной части крыла залегание пород опрокинутае с падением пластов на юго-запад под углами от 30 до 80°.

Указанная брахисинклиналь разбита серией тектонических нарушений различных порядков, вдоль которых наблюдаются заметные смещения отдельных блоков пород. Большинство из них фиксировано дайками габбро-диабазов, реже гранит-порфиоров и граносиенит-порфиоров. Наиболее крупными из разрывных нарушений являются пологий Намингинский надвиг северо-восточного направления и ряд разрывов типа шарнирных взбросо-сдвигов или сбросов преимущественно северо-восточного простираения. Шарнирные повороты сопровождались дополнительным изгибом пластов южного крыла структуры. Наиболее крупные разрывы характеризуются амплитудами перемещений, увеличивающимися в направлении с севера на юг от 50 до 1000 м. Отмечаются также мелкие разрывы, зоны дробления и трещиноватости и многочисленные системы трещин.

Складчатые структуры не оказали влияния на размещение или перераспределение оруденения в пределах брахисинклинали. Положительная роль их сказалась в захоронении значительной части меденосной толщи в складчатой структуре. Отсутствует контроль оруденения и разрывными нарушениями, так как время проявления их, так же как и складчатых движений, было значительно более поздним по сравнению с периодом рудоотложения. Однако разрывные нарушения крупных

порядков значительно осложнили общий структурный план меденосных отложений. В силу достаточно больших перемещений отдельных блоков брахисинклинальной структуры вдоль тектонических нарушений значительная часть меденосных отложений была приподнята и уничтожена эрозией. По этой причине, в частности, длина рудных пачек в западном блоке в поперечном сечении брахисинклинали много короче, чем в центральном блоке.

Верхнесакуканская подсвета в пределах Намингинской брахисинклинали сложена разнообразными песчаниками, алевропесчаниками,



Схематическая геолого-структурная карта Намингинской брахисинклинали  
 1 — аллювиальные отложения; 2 — намингинская свита; верхнесакуканская подсвета; 3 — надрудная пачка, 4 — меденосные пачки (включая безрудную), 5 — подрудная пачка; 6 — средне-сакуканская подсвета; 7 — нижнесакуканская подсвета; дайки; 8 — граносиенит-порфиры, 9 — сферолитовые кварцевые порфиры, 10 — гранит-порфиры, 11 — габбро-диабазы; 12 — сбросы, взбросо-сдвиги; 13 — надвиг; 14 — зоны рассланцевания; 15 — элементы залегания пород

алевролитами, аргиллитами и конгломерато-брекчиями. Наиболее широко распространены песчаники, которые несколько различаются по составу, размыту, степени окатанности и отсортированности кластических зерен, а также по составу и типу цемента. Выделяются кварцево-полевошпатовые, полевошпато-кварцевые и кварцевые разности песчаников с кварцево-серицитовым, смешанным кварц-серицито-кальцитовым и кальцитовым цементом.

Несмотря на метаморфические преобразования, первичная слоистость пород сохранилась достаточно хорошо и отчетливо фиксируется различием гранулометрического и минерального состава слоев, а также типом и составом цемента. Нередко слоистость подчеркивается зернами магнетита, циркона, турмалина и других минералов «есте-

ственного шлиха» и сульфидов, приуроченными к определенным слоям породы.

Устанавливаются следующие типы слоистости: косая, косоволнистая, волнистая и горизонтальная. Резко преобладает косая веерообразнонаправленная слоистость. Косослоистые серии имеют длину от 0,2 до 10, редко до 30 м и мощность от 5 до 50 см, редко до 3—4 м. Серии характеризуются вогнутой нижней границей, косые слои выносятся к основанию серий, наклон их 5—20°, редко до 25°. Мощность слоев колеблется от долей миллиметра до 2 см. Изредка в них наблюдается прямая ритмическая сортировка. Хорошо сохранились текстуры напластования пород, представленные различными по форме и размерам многочисленными знаками ряби течений, волновой ряби, трещинами усыхания.

В разрезе верхнесакуканской подсветы достаточно четко выделяется пять согласно залегающих между собой пачек, характеризующихся присущими им литолого-фациальными особенностями и различной интенсивностью оруденения (снизу вверх): подрудная, нижняя рудная, безрудная, верхняя рудная и надрудная.

Подрудная пачка мощностью 250—280 м сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками с кварцево-серицито-кальцитовым и в меньшей степени с кварцево-серицитовым и кальцитовым цементом. Песчаники характеризуются крупной, средней, реже мелкой косой слоистостью. Отмечаются также горизонтальнослоистые разности. Характер осадков указывает на накопление их в условиях подводной дельты и зоны подводных морских течений в относительно мелководном морском бассейне. В целом отложение пород подрудной пачки происходило при постепенной регрессии морского бассейна, на что указывает наличие в верхних ритмах отложений заливно-лагунного бассейна.

Отложения подрудной пачки несут убогую вкрапленность халькопирита и пирита, количество которой несколько увеличивается вверх по разрезу. В южном направлении в составе пачки постепенно уменьшается количество прослоев песчаников с кальцитовым цементом и почти полностью исчезает вкрапленность сульфидов.

Нижняя рудная пачка в различных участках брахисинклинали имеет мощность от 25 до 50 м. Пачка сложена в основном средне- и мелкозернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с кварцево-серицито-кальцитовым цементом и мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с кальцитовым цементом. Последние содержат многочисленные «катыши» аргиллитов, приближающие эти породы к конгломерато-брекчиям. Песчаники характеризуются косой и крупной косоволнистой слоистостью. Они ритмически чередуются с волнистослоистыми, косоволнистослоистыми и горизонтальнослоистыми песчаниками и алевропесчаниками аналогичного состава, но с преобладающим кварцево-серицитовым цементом. Большое значение в составе рудной пачки приобретают прослои алевролитов, аргиллитов и конгломерато-брекчий, а также линзы косослоистых кварцито-видных кварцево-полевошпатовых песчаников. Текстурные особенности пород позволяют отнести их к отложениям части подводной дельты, развитой в условиях заливно-лагунного мелководья.

Нижняя рудная пачка содержит в нижней части бедную и рядовую вкрапленность пирита и халькопирита, сменяющуюся вверх по разрезу рядовой и богатой вкрапленностью борнита и халькозина. Вкрапленность сульфидов в нижней рудной пачке развита преимущественно в северном крыле брахисинклинали.

Безрудная пачка, четко отделяющаяся от ниже- и вышележащих отложений, имеет мощность 20—55 м. Она сложена перекрестнослоистыми мелкозернистыми, реже средне- и разномзернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с кварц-серицито-кальцитовым и кварцево-серицитовым цементом, образующими косые серии мощностью до 3—4 м и длиной до 20—30 м. Очень редко в составе ее, особенно в нижней и верхней частях разреза, отмечаются прослои косослоистых полевошпато-кварцевых песчаников с кальцитовым цементом и кварцитовидных песчаников. Литологическая однородность разреза пачки и текстурные особенности пород позволяют отнести их к осадкам баров и пересылей. Безрудная пачка обычно не содержит вкрапленности сульфидных минералов. Последние отмечаются лишь в местах наличия кварцитовидных песчаников, среди косослоистых песчаников с кальцитовым цементом, а также в кварцевых жилах, рассекающих безрудную пачку.

Верхняя рудная пачка имеет более сложное строение, чем описанные выше пачки. Мощность ее колеблется в пределах 170—190 м. Она достаточно четко делится на три пласта, мощность которых достигает соответственно (снизу вверх) 60, 50 и 90 м. Пласты сложены ритмично чередующимися песчаниками, алевропесчаниками, аргиллитами и конгломерато-брекчиями. В нижней части каждого пласта преобладают полевошпато-кварцевые, а в верхней — кварцево-полевошпатовые песчаники с различным типом цемента. Вверх по разрезу пластов отмечается смена косослоистых песчаников косоволнистослоистыми, волнистослоистыми и горизонтальнослоистыми песчаниками с постепенным увеличением роли более тонкозернистых пород с трещинами усыхания, знаками волновой ряби и ряби течений на плоскостях напластования. Косослоистые разности песчаников слагают в основном линзовидные прослои мощностью от 1 до 5 м, ширина которых в поперечном сечении уменьшается вверх по разрезу каждого пласта от 1000—1500 до 10—100 м. Литологические и текстурные признаки пород верхней рудной пачки позволяют отнести их к осадкам фации подводной части дельты, развитой среди заливно-лагунного мелководья и, возможно, ватта.

Верхняя рудная пачка является основной, определяющей ценность всего месторождения. Сульфидная минерализация в пределах ее приурочена к определенным типам пород. Халькозин и борнит, развиты в средне- и мелкокосослоистых, часто кварцитовидных песчаниках и в песчаниках с кальцитовым цементом. Халькопирит и пирит распространены главным образом в крупно- и среднекосослоистых песчаниках и в горизонтально- и косоволнистослоистых песчаниках, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами.

Надрудная пачка мощностью 150—160 м представлена горизонтальнослоистыми, волнистослоистыми и реже косоволнистослоистыми мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с кварцево-серицитовым и кварц-серицито-кальцитовым цементом, алевропесчаниками и алевролитами. Роль последних двух разностей увеличивается к верхам разреза. Породы надрудной пачки постепенно переходят в отложения намингинской свиты. Образование надрудной пачки происходило в условиях шельфа материкового моря, в котором изредка действовали слабые подводные течения. Очень редко проявлялись также подводные русловые потоки, приводившие к отложению косослоистых песчаников с кальцитовым цементом. Сульфиды меди (халькозин и борнит) в разрезе надрудной пачки отмечаются крайне редко и только в осадках подводных русловых потоков.

Большинство из выделенных пачек характеризуется более или менее четко выраженным ритмическим строением. Мощность ритмов

колеблется от 1 до 30 м, постепенно уменьшаясь вверх по разрезу каждой пачки и всей подсвиты в целом. В обобщенном виде ритмы имеют следующее строение. В нижней части каждого ритма развиты преимущественно крупно- и среднекосослоистые средне- и разнозернистые кварцевые песчаники с кварц-серицито-кальцитовым цементом. Вверх по разрезу они постепенно сменяются средне- и мелкокосослоистыми и мелко- и среднезернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с кварц-серицито-кальцитовым и кальцитовым цементом. Ритм заканчивается горизонтальнослоистыми мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с кварцево-серицитовым цементом и алевропесчаниками.

Одновременно с постепенным уменьшением мощности ритмов вверх по разрезу каждой пачки и всей подсвиты в целом наблюдается общее уменьшение размера зерен кластического материала и мощности косослоистых серий, увеличение роли пород с косоволнистой, волнистой и горизонтальной слоистостью, увеличение количества прослоев кварцево-полевошпатовых песчаников и кварцитовидных их разновидностей, песчаников с кальцитовым цементом, содержащих многочисленные «катыши» аргиллитов, а также прослоев алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов. Верхние ритмы пачек часто начинаются косослоистыми песчаниками с кальцитовым цементом, залегающими на размытой поверхности пород нижележащего ритма. В самых верхних ритмах каждой пачки косослоистые песчаники, как правило, отсутствуют.

Комплекс литологических и текстурных признаков пород в совокупности с общей геологической позицией медистых песчаников позволяет отнести их к образованиям подводной части дельты, развитой в условиях прибереговой зоны мелководного морского бассейна и заливно-лагунного мелководья. Очертание области дельты в настоящее время не представляется достаточно ясным. Размер ее сечения, поперечного течения дельтовых потоков, составляет не менее 15 км. На флангах и по направлению течения дельтовые отложения постепенно сменяются заливно-лагунными, прибрежно-морскими и морскими. Фациальное замещение дельтовых образований осадками иных фаций сопровождается резким уменьшением содержания сульфидов в рудных пачках.

Анализ ритмического строения меденосных отложений, замеров косой слоистости и асимметричных знаков ряби течения свидетельствует об общем юго-западном и западном направлении сноса обломочного материала со стороны Чарской глыбы и Алданского щита. Такое направление сноса подтверждается также значительным содержанием в песчаниках таких аксессуарных минералов, как магнетит, циркон, турмалин и апатит, широко распространенных в породах области сноса.

Первичная медная минерализация Удоканского месторождения представлена в основном халькозином, борнитом, халькопиритом и пиритом. Рудные минералы образуют вкрапленность в цементе пород, гнездо- и линзообразные скопления и отдельные слойки сплошных сульфидных руд. Вкрапленные зерна иногда имеют весьма незначительные размеры и микроскопически неразличимы.

В пределах рудных пачек не устанавливается строго выдержанных продуктивных горизонтов. Намечаются только отдельные рудные залежи, закономерно размещающиеся в разрезе меденосных отложений. Размещение оруденения строго контролируется литолого-фациальными особенностями накопления пород. Повышенные концентрации борнит-халькозиновых руд тяготеют к песчаным осадкам подводной части дельты, развитым среди отложений заливно-лагунного мелководья. Пиритовое и халькопиритовое оруденение локализуется в песчаных и

алевритовых осадках авандельты, развитой в более глубоководных частях заливно-лагунного мелководья и в зоне морского шельфа. Песчаные осадки баров и пересыпей и зон подводных морских течений практически безрудны.

В рудных пачках наблюдается зональное расположение сульфидов. Выделяется четыре зональные серии, соответствующие четырем пластам обеих рудных пачек месторождения. Каждая зональная серия в разрезе по мощности начинается халькопирит-пиритовыми рудами, постепенно сменяющимися вверх халькопиритовыми, халькопирит-борнитовыми, борнитовыми, борнит-халькозиновыми, а затем халькозиновыми рудами. Мощность отдельных зональных серий соответствует мощности рудных пластов и колеблется в пределах 25—90 м. Вертикальная зональность обусловлена сменой вверх по разрезу отложений крупных рукавов подводной дельты с халькопирит-пиритовым оруденением, развитых среди осадков относительно глубоких частей морского или заливно-лагунного бассейна, отложениями мелких подводных русловых потоков с борнит-халькозиновой минерализацией, развитых среди периодически осушавшегося заливно-лагунного мелководья.

Указанная последовательность смены различных типов руд в разрезе характерна для регрессивного цикла осадков (Davis, 1954; Garlick, 1953—1955; Домарев, 1960). Процесс общей регрессии развивается на фоне частных регрессивных циклов, которые фиксируются в виде закономерных построенных пластов регрессивного ряда. Каждый последующий пласт в целом характеризует все более и более глубоко проявленную регрессию, в связи с чем основной фон зональной серии каждого последующего пласта составляют пирит и халькопирит в нижних пластах, борнит и халькозин — в верхних. Эту общую черту зональности отмечали Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин и Ф. П. Кренделев (1958), В. С. Домарев и Ю. В. Богданов (1959).

Намечается также горизонтальная зональность в расположении сульфидов. Вдоль направления течений происходит постепенная смена борнит-халькозиновых руд пиритовыми со всеми переходными между ними разностями. Зональность этого типа особенно четко проявлена в нижнем пласте верхней рудной пачки. В направлении, перпендикулярном вытянутости подводных русловых потоков, отмечается смена халькопирит-пиритовых руд центральных частей русел борнит-халькозиновыми рудами боковых их частей и халькозиновыми рудами в осадках мелких подводных русловых потоков среди периодически осушавшегося мелководья.

Установление седиментационной зональности в естественных обнажениях и в горных выработках на глубине 500 м свидетельствует о слабом развитии зоны окисления и вторичного сульфидного обогащения. Первичность халькозиновых и халькозин-борнитовых руд подтверждается широким развитием в них структур взаимных границ и графических структур прорастания халькозина и борнита, борнита и халькопирита.

Меденосные горизонты александровской свиты прослеживаются почти непрерывно на протяжении нескольких десятков километров. Однако мощность их измеряется несколькими десятками сантиметров, реже — первыми метрами. На всем протяжении они сложены волнисто- и горизонтальнослоистыми полевшпато-кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими редкую вкрапленность пирита, халькопирита и в единичных случаях борнита и халькозина. Литолого-фациальные особенности меденосных отложений свидетельствуют о накоплении их в прибрежно-морских и лагунных условиях.

Меденосные отложения читкандинской свиты известны в нижней и средней ее частях. Меденосные горизонты нижней и низов средней

части разреза отличаются малой мощностью и невыдержанностью по простирацию. Медная минерализация, представленная вкрапленностью халькопирита и борнита, приурочена к косослоистым мелкозернистым полевошпато-кварцевым и кварцево-полевошпатовым песчаникам преимущественно с кальцитовым цементом, отлагавшимся в условиях прибрежного мелководья.

Более значительные концентрации меди приурочены к меденосной толще, залегающей в верхах средней части разреза читкандинской свиты на участке рудопроявления Красного (Богданов, 1962). Здесь так же, как и в пределах Намингинской мульды, меденосная толща отличается широким развитием косослоистых полевошпато-кварцевых песчаников с различным типом цемента, переслаивающихся с косоволнистослоистыми, волнистослоистыми и горизонтальнослоистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Характерно наличие знаков ряби течения, волновой ряби и трещин усыхания. Замеры косой слоистости и асимметричных валиков ряби свидетельствуют о южном направлении сноса обломочного материала со стороны Чарской глыбы, расположенной в 10—15 км к северу. Литолого-текстурные особенности пород меденосной толщи указывают на формирование ее в условиях дельтового мелководья.

Несмотря на сходство литолого-фациальных особенностей накопления медистых песчаников читкандинской и сакуканской свит, минеральный состав их весьма различен. Наряду с развитием халькопирита и борнита в рудах на участке Красном исключительно широко распространены пирротин, что вообще не характерно для месторождений медистых песчаников. Кроме того, в рудах описываемого участка отсутствует халькозин и отмечается заметное количество марказита, арсенопирита, линнеита, теннантита и сфалерита. Отсутствие в рудах халькозина и широкое развитие пирротина объясняется, по-видимому, более высокой степенью метаморфизма меденосных отложений участка Красного по сравнению с Удоканским и другими месторождениями медистых песчаников. Это предположение подтверждается значительной собирательной перекристаллизацией рудных и порообразующих минералов, приведшей к возникновению широко распространенных здесь пятнистых текстур руд и пород. Характерен минеральный состав жил альпийского типа. В них, наряду с кварцем и карбонатами, присутствует крупночешуйчатый биотит, халькопирит, пирротин, борнит, пирит и реже рутил. Отмечаются послойные и секущие линзовидные тела пирротина, иногда в ассоциации с халькопиритом, марказитом и пиритом.

Зональность оруденения выражена недостаточно четко, что, вероятно, обусловлено значительным метаморфизмом руд. Намечаются две зональные серии регрессивного ряда, каждая из которых заключается в смене вверх по разрезу и по простирацию меденосной толщи халькопирит-пирротиновых руд борнит-халькопиритовыми. Мощность нижней серии 80 м, верхней — 120 м. Наибольшие концентрации медных руд приурочены к верхним частям зональных серий.

### Условия образования медистых песчаников

Региональный метаморфизм обусловил появление в породах меденосных толщ Кодаро-Удоканской зоны ряда минеральных новообразований (хлорит, биотит, мусковит, серицит, эпидот и др.), кварцево-сульфидных жил альпийского типа и незначительных изменений текстур и состава руд. В рудах устанавливается только переотложение сульфидов меди вдоль мелких трещин кливажа, ориентированных примерно под прямым углом к слоистости пород.

Более существенно проявлен контактовый метаморфизм под воздействием гранитов Кеменского массива и даек габбро-диабазов и порфиоров. Меденосные породы вблизи магматических образований сильно ороговикованы, эпидотизированы, альбитизированы и графитизированы. Местами наблюдаются порфиробластовые биотитовые сланцы. Происходит зональное изменение состава сульфидов: вблизи контактов дайки габбро-диабазов развивается вкрапленность, гнезда и прожилки халькопирита, реже борнита, а по мере удаления от контактов халькопирит сменяется борнитом, а затем халькозином. В эндоконтактах дайковых пород отмечается вкрапленность и гнезда халькопирита и борнита, а также ксенолиты измененных медистых песчаников.

Несмотря на метаморфические преобразования меденосных толщ, соответствующие начальным стадиям зеленосланцевой фации, литологические и текстурные признаки их позволяют отнести рассматриваемые медистые песчаники к пестроцветным образованиям аридной зоны. Однако, они характеризуются однообразной серой окраской, меняющейся от светлых до темных тонов. Исчезновение пестрой окраски, по-видимому, обусловлено процессами метаморфизма.

Вышеприведенные данные свидетельствуют, что накопление меди в осадках происходило в прибрежно-морских, главным образом дельтовых условиях. Наиболее благоприятная обстановка для накопления меди создавалась в периодически осушавшейся подводной части дельты в зоне соприкосновения вод, текущих с континента, с морскими водами. Большое значение для концентрации меди имело наличие органического вещества, остатки которого устанавливаются в медистых песчаниках. Содержание органического углерода в этих породах составляет десятки доли процента, достигая 0,75%, в то время как в безрудных породах содержание его измеряется сотыми долями процента.

Отложение меди происходило одновременно с накоплением осадочных толщ. Медь в область седиментации привносилась, вероятно, в виде истинных водных растворов, переносивших кластические зерна пород и минералов. В результате взаимодействия речных и морских вод, наличия сероводородного заражения, участия органического вещества, изменения равновесных условий и других причин происходило осаждение сульфидов меди и железа или их смеси в виде тонкорассеянной вкрапленности. В зависимости от условий среды осадконакопления отлагались те или иные сульфиды, т. е. изначально намечалась зональность в распределении оруденения. Однако сингенетические концентрации меди, по-видимому, не давали крупных скоплений металла, а лишь явились источником металла для последующих перераспределений его в результате процессов диагенеза, катагенеза и раннего метаморфизма.

Одновременно с диагенетическими преобразованиями осадков началось перераспределение сингенетических концентраций меди. Однако это перераспределение сказалось в основном в перекристаллизации сульфидов с образованием идиоморфных кристаллов без существенного перемещения меди в рудных пачках. К диагенетическим, возможно, частично сингенетическим, относятся халькопирит-пиритовые руды в песчано-алевритовых и реже песчаных осадках краевых частей заливов, лагун и ваттов, наиболее удаленных от береговой линии, а также в осадках центральных частей крупных подводных рукавов дельты.

Значительно большие преобразования медного оруденения произошли при катагенетических процессах. Наличие литологического контроля медного оруденения в песчаниках указывает на перераспределение его, главным образом, при процессах катагенеза, в результате чего произошла концентрация металла в благоприятных водопроницаемых горизонтах, переслаивающихся с экранирующими пластами.

Наиболее благоприятные условия для такой концентрации меди создавались в русловых промоинах среди мелководья и в краевых частях крупных рукавов дельты в соседстве с осадками мелководья. Широкое распространение в медистых песчаниках таких аутигенных минералов, как кальцит, альбит и кварц, а также интенсивное корродирование кластических зерен кварца свидетельствует о проявлении содового катагенеза, столь характерного для многих месторождений медистых песчаников (Перельман, 1959). Следовательно, к катагенетическим рудам следует относить основную массу борнитовых, халькозиновых и переходных между ними руд, приуроченных к русловым косослоистым песчаникам подводной части дельты и мелких промоин среди мелководья. Эти руды составляют главную ценность Удоканского месторождения.

Метаморфические преобразования, как уже указывалось, приводят к незначительному перераспределению рудного вещества. В пределах Удоканского месторождения к этому типу руд следует относить халькозин-борнитовые и халькопиритовые руды приконтактовой части дайки габбро-диабазов. Более широко метаморфические руды развиты на участке рудопроявления Красного, где породы меденосной толщи превращены в роговики и порфиробластовые сланцы с пятнистым распределением сульфидов меди и железа. Метаморфическими образованиями являются также жилы альпийского типа, развитые в пределах месторождения Удокан и особенно на участке рудопроявления Красного.

В свете всего изложенного, Удоканское месторождение и ряд мелких рудопроявлений медистых песчаников Кодаро-Удоканской структурно-фациальной зоны по условиям образования и характеру оруденения совмещают в себе черты месторождений медистых песчаников различного типа (типа мансфельдских сланцев, песчаников Приуралья, Центрального Казахстана, Донбасса, Ленского района, Южной Африки, Испании и т. д.). В генетическом отношении описываемые месторождения Кодаро-Удоканской зоны принадлежат к метаморфизованным первично-осадочным месторождениям медистых песчаников.

распространения медистых песчаников, отвечающих прибрежным В пределах Кодаро-Удоканской зоны намечается два района областям древних бассейнов. Конфигурация береговой линии древних бассейнов и особенности ее изменения во времени и в пространстве не представляются в настоящее время достаточно ясными. В основные периоды накопления меденосных осадков береговая линия примерно повторяла контуры Чарской глыбы архея, находясь на различном расстоянии от нее. При образовании меденосных осадков читкандинской и александровской свит береговая линия была расположена на расстоянии около 10—15 км от Чарской глыбы, а при формировании меденосных пачек верхнесакуканской подсвиты — 40—50 км. Побережья этих древних бассейнов являются наиболее перспективными областями для поисков месторождений типа медистых песчаников. Однако это не исключает возможности нахождения медистых песчаников на других площадях, образование которых происходило в иное время или в то же время, но в прибрежной зоне других, возможно, более мелких бассейнов, расположенных ближе к области сноса. Некоторым подтверждением этого может служить наличие меденосных отложений в иньирской и бутунской свитах и в верхах нижнесакуканской подсвиты.

Наличие в рудных пачках верхнесакуканской подсвиты крупных концентраций меди и почти полное отсутствие повышенных содержаний других металлов хорошо согласуется с длительностью транспортировки кластического материала. В то же время читкандинская и александровская свиты отличаются повышенным содержанием в меденосных

отложениях кобальта, никеля, мышьяка и других элементов, что указывает на близость источника сноса.

В современном эрозионном срезе Чарской глыбы и Алданского щита не устанавливается структур, характеризующихся региональным распространением пород с повышенным содержанием меди, но учитывая глубокий эрозионный срез этих областей, можно допустить существование меденосных образований в денудированной части. К их числу могут быть отнесены тела медистых магнетитов, месторождения которых ныне известны в восточной части Алданского щита.

Y. V. BOGDANOV, G. G. KOCHIN, E. I. KUTYREV

## GEOLOGICAL CONDITIONS FOR FORMATION OF CUPRIFEROUS SANDSTONE DEPOSITS (AS IN EAST-SIBERIAN UDOKHAN DEPOSIT)

(Summary)

Cupriferous sandstone deposits spread in the Kodar-Udokhan structure-facial zone of external Baikalide Belt, are located in different stratigraphic cross-section levels of thick terrigenous sedimentary Pre-Cambrian metamorphosed rocks. Cupriferous sandstone horizons are known in the middle (Chitkandin and Alexandrovsk suites) and upper (Sakukan suite) parts of this cross-section.

Copper-bearing horizons of the Sakukan suite are found in its upper part, determined as Upper-Sakukan subsuite. In Udokhan deposit area this subsuite is composed of sandstones, aleuritic sandstones, aleurolites, argillites and conglomeratic breccias. Most abundant are fine-grained quartz-feldspar, feldspar-quartzose and quartzose sandstones (those middle-size-grained occur more seldom) with quartz-sericite, quartz-sericite-calcite and calcite cement. Different types of lamination (cross bedding, cross wave-like lamination, sinuous bedding and horizontal bedding), where rough cross fan-directional lamination prevails, are typical for the rocks of this suite. Fluvial ripple, wave ripple marks and sun cracks are perfectly preserved.

In the Udokhan deposit copper mineralization is confined to two ore-bearing bands of multistage rhythmic structure with prevailing river bed cross-bedded sediments of subfluvial deltaic main creeks and with sediments of minor subfluvial scours in bay-lagoon shoalness.

Primary mineralization is represented by chalcocite, bornite, chalcopyrite and pyrite, that form diffuse impregnation, lens-like and pocket-like concentrations and laminae of massive sulphide ores. No strictly persistent horizons can be determined within ore bands, merely separate ore accumulations, that are regularly located in the cross-section, can be traced. Mineralization is under strict control of certain lithological-facial complexes. Higher concentrations of bornite-chalcocite ores gravitate towards sand sediments of subfluvial delta amid bay-lagoon shoalness sediments. Pyrite and chalcopyrite mineralization is confined to sand aleurolite sediments of the foredelta spread in deeper parts of bay-lagoon shoalness and in continental shelf zone. In bar and tombolo, as well as in submarine flow sediments, no ores can be usually discovered.

Zonal distribution of different mineral types of ores can be observed. Every zonal series starts with chalcopyrite-pyrite ores, that are gradually replaced by bornite-chalcocite in higher levels—a phenomenon, that is determined by sea basin regression.

Horizontal zoning is evident as well; it reveals itself in gradual directional substitution of bornite-chalcocite ores by chalcopyrite-pyrite ores along ancient flows and in substitution of bornite-chalcocite ores in sediments of lateral portions of subfluvial major deltaic creeks by chalcopyrite-pyrite ores in their central portions.

Copper-bearing horizons of the Alexandrovsk suite are considerably persistent at strike while their thickness is rather limited. Usually they are confined to sea-shore sediments.

Copper-bearing beds of the Chitkandin suite reveal rhythmic intercalation of cross-bedded feldspar-quartzose sandstones, aleurolites and argillites, that are considered as subfluvial deltaic and bay-lagoon shoalness sediments. In copper-bearing beds parallel with bornite and chalcopyrite, pyrrhotite is extremely abundant, while marcasite, arsenopyrite, linneite, tennantite and sphalerite are present in considerable quantities and chalcocite is completely absent. Its absence and abundance of pyrrhotite is to a great extent determined by higher degree of metamorphism, that can be observed in Chitkandin suite rocks.

In spite of metamorphism of copper-bearing beds of the Kodar-Udokhan zone, that corresponds to initial stages of greenschist facies, and in spite of contact metamorphism phenomena, resulting from granite intrusions and dike rocks influence, lithological

faciel and structural features of the copper-bearing, sediments make it possible to consider them as variegated formations of arid zone, that accumulated in subfluvial delta and bay-lagoon shoalness. Close study of rhythmic structure of copper-bearing beds, as well as measuring cross-bedding and asymmetric ripples prove that ablation of clastic matter, originated in Archean formations of Char crustal block and Aldan shield proceeded in the general south-western direction.

Copper accumulation was going on simultaneously with copper-bearing rock sedimentation. However, higher copper concentrations were formed during subsequent diagenesis, catagenesis and early metamorphism.

Therefore cupriferous sandstone deposits of the Kodar-Udokhan zone can be regarded as cupriferous sandstone type metamorphosed primary-sedimentary deposits. So far as geological conditions for their formation are concerned, they are very similar, to cupriferous sandstones of Central Kazakhstan, North Rhodesia, Poland, Middle Asia, Pre-Uralian and other cupriferous provinces.

#### ЛИТЕРАТУРА

Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки. Изв. МВО СССР, Геология и разведка, 1958, № 5.

Богданов Ю. В. Геология и закономерности размещения медистых песчаников Удоканского месторождения. В сб.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V. Изд. АН СССР, 1962.

Домарев В. С. Первичная зональность оруденения в месторождениях медистых песчаников. В сб.: «Прикладная геология. Вопросы металлогении». Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК. Госгеолтехиздат, 1960.

Домарев В. С., Богданов Ю. В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения. «Геология рудных месторождений», 1959, № 1.

Падалка Г. Л. Основные черты геологического строения Кадаро-Удоканского района. В кн.: «Докембрий восточных районов СССР». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 59, 1961.

Перельман А. И. Некоторые вопросы геохимии катагенеза в осадочных месторождениях типа «медистых песчаников». В сб.: «Вопросы геохимии», III, вып. 28. Изд. АН СССР, 1959.

Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. Тр. межвед. совещ. по разраб. стратигр. схем Сибири, 1956. Изд. АН СССР, 1958.

Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». Докл. сов. геологов к XXI сессии МГК. Изд. АН СССР, 1960.

Davis G. R. The origin of the Roan Antelope copper deposit of Northern Rhodesia. Econ. Geol., v. 49, No. 6, 1954.

Garlick W. G. Reflections on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia. Bull. Inst. Min. Met., No. 564, 1953.

Discussion. Bull. Inst. Min. Met., No. 567, 570, 573, 1954; No. 579, 1955.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	5
<b>Физико-химические основы эндогенного рудообразования</b>	
Коржинский Д. С. Режим кислотности при постмагматических процессах	9
Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании	19
Беус А. А., Соболев Б. П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах	36
Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий	50
Щербаков Ю. Г. Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидах и месторождениях	67
Соколов Г. А., Павлов Д. И. Об источниках и роли хлора в магматогенном рудообразовании	79
Поспелов Г. Л., Каушанская П. И. Внетрещинное образование рудных жил и штокверков при сорбционном замещении	94
<b>Вулканогенное и вулканогенно-осадочное рудообразование</b>	
Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах	111
Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма	118
Скрипченко Н. С. Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях	128
Сапожников Д. Г. Новый тип эффузивно-осадочного железо-марганцевого месторождения	139
Калугин А. С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири	154
Котляр В. Н. Оруденение и вулканизм (типы вулканогенных месторождений)	168
Бородаевская М. Б. Соотношение колчеданного оруденения с магматизмом и некоторые вопросы генезиса колчеданных руд на примере Южного Урала	183
<b>Постмагматические и метаморфические процессы в эндогенном рудообразовании</b>	
Белевцев Я. Н. Проблемы метаморфического рудообразования в докембрии (по материалам Украинского щита)	201
Воробьева О. А. Генетические особенности минерализации щелочных пород	218
Трофимов В. С. Геологические условия образования алмазов в кимберлитах	233
Некрасов И. Я. Зависимость типа оловянного оруденения от условий образования магматических пород (на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР)	246
Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. О некоторых особенностях минерализации месторождений молибденовой и вольфрамовой формаций Центрального Казахстана	258
Федорчук В. П. О генезисе низкотемпературных месторождений	273
<b>Тектоника и эндогенное рудообразование</b>	
Кушнарев И. П. Глубина формирования эндогенных гидротермальных месторождений и роль эрозионного среза в их размещении	287
Вировлянский Г. М. Закономерности формирования структуры рудных полей некоторых типов гидротермальных месторождений	301
Твалчрелидзе Г. А. О генетических типах месторождений составных частей геосинклиналей (на примере Кавказа)	322
<b>Экзогенное рудообразование</b>	
Рожков И. С. Условия образования и локализация алмазных россыпей	337
Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса	350
Богданов Ю. В., Кочин Г. Г., Кутырев Э. И. Геологические условия образования месторождений медистых песчаников (на примере Удоканского месторождения в Восточной Сибири)	369

## CONTENTS

	Pg.
Foreword . . . . .	9
<b>Endogenous physio-chemical ore-formation</b>	
D. S. Korzhinsky. Acidity conditions in postmagmatic processes . . . . .	19
L. N. Ovchinnikov, D. S. Shliapnikov, A. S. Shoor. The mobilization and transportation of matter in the endogenic ore-formation . . . . .	36
A. A. Beus, B. P. Sobolev. The geochemistry of the high temperature post-magmatic ore-formation in granitoids . . . . .	50
I. N. Govorov. Geochemical stages of the ore process of granitoid intrusions . . . . .	67
Yu. G. Shcherbakov. Regularities of the concentration of ore elements in granitoids and deposits . . . . .	67
G. A. Sokolov, D. I. Pavlov. The sources and role of chlorine in magmatogene ore formation . . . . .	79
G. L. Pospelov, P. I. Kaushanskaja. Fissure-free ore vein and stockwork formation in sorption substitution . . . . .	94
<b>Volcanogenic and volcanogenic-sedimentary ore-formation</b>	
V. I. Smirnov. Correlation of endogenous and exogenous ore formation in submarine geosynclinal complexes of volcanic origin . . . . .	111
S. N. Ivanov. The genesis of ore deposits of pyrite type in connection with development of geosynclinal magmatism and metamorphism . . . . .	118
N. S. Skripchenko. Primary zoning of copper-pyrite deposits . . . . .	128
D. G. Sapojnikov. New type of the effusive-sedimentary ferromanganesian deposit . . . . .	139
A. S. Kalugin. The volcanogenic-sedimentary type of iron ore deposits in folded zones of southern Siberia . . . . .	154
V. N. Kotljars. Mineralization and volcanism (the types of volcanogenic deposits) . . . . .	168
M. B. Borodaevskaja. The relationship between pyrite metallization and magmatism and some problems of genesis of pyrite ores (South Ural taken as an example) . . . . .	183
<b>Postmagmatic and metamorphic processes in endogenous ore-formation</b>	
Y. N. Belevtsev. The problems of metamorphic ore-formation in the Pre-Cambrian . . . . .	201
O. A. Vorobjeva. Genetic peculiarities of the mineralization of alkali rocks . . . . .	218
V. S. Trofimov. The geological conditions of the origin of diamonds in kimberlites . . . . .	233
I. Ya. Nekrasov. Dependence of type of tin mineralisation on conditions of formation of magmatic rocks (as evidenced by tin deposits of the north-east of the USSR) . . . . .	246
F. V. Chukhrov, L. P. Ermilova. On some specific features in the mineralization of the deposits of the molybdenum and tungsten formations of Central Kazakhstan . . . . .	258
V. P. Fedorchuk. On genesis of low-temperature deposits . . . . .	273
<b>Tektonica and endogenous ore-formation</b>	
I. P. Kushnarev. The penetration depth of endogenetic hydrothermal ore deposits and the importance of an erosion shear in their occurrences . . . . .	287
G. M. Virovljansky. Regularities of formation of the structure of ore fields in some types of hydrothermal deposits . . . . .	301
G. A. Tvalchrelidze. On genetic types of deposits in composite parts of geosynclines (Caucasus taken as an example) . . . . .	322

	Pg.
<b>Exogenous ore-formation</b>	
I. S. Rozhkov. The conditions of formation and localization of diamond placers	337
V. M. Попов. Bedded ore deposits of non-ferrous metals and problems of their genesis	350
Y. V. Bogdanov, G. G. Kochin, E. I. Kuttyrev. Geological conditions for formation of cupriferous sandstone deposits (as in East-Siberian Udokhan deposit)	369

**Международный геологический конгресс**

**XXII сессия**

Доклады советских геологов

Проблема 5

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА РУД

Редакторы издательства *И. А. Калмыкова, А. Г. Столяров*

Технический редактор *Е. Иерусалимская*

Корректор *И. М. Анисимова*

Сдано в набор 3/I—1964 г. Подписано к печати 28/IV—1964 г.  
 Формат бумаги 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бум. л. 12,19 Печ. л. 24+0,38 (2 вкл.) Уч.-изд. л. 30,0  
 T-06521 Тираж 1885 Зак. 7 Цена 2 р. 10 к.  
 Объявлено в темплане б. Госгеолтехиздата № 163 на 1964 г.

Издательство «Недра». Москва, Центр, ул. Кирова, 24.  
 Типография фабрики № 9 ГУГК

2 р. 10 к.

1516