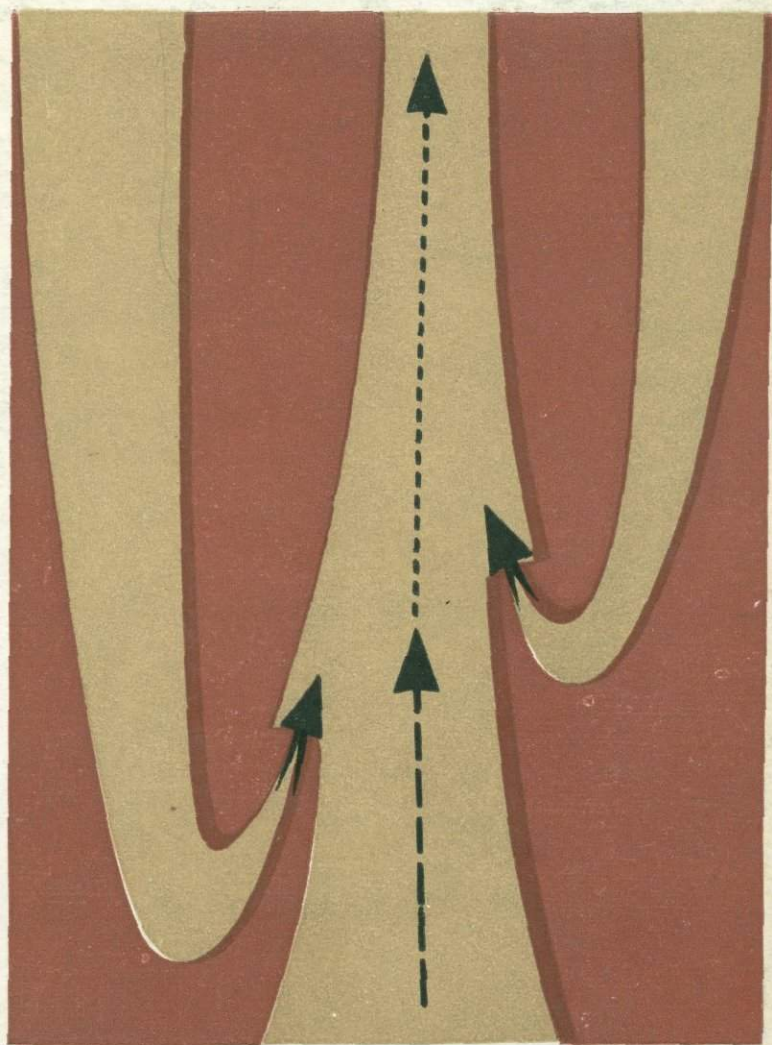


РУДО ОБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

201.



1 9 7 1

Академия наук Украинской ССР
Институт геохимии и физики минералов

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

~~2107~~ 5737

«Наукова думка». Киев — 1971



В сборнике анализируется происхождение рудообразующих растворов, рассмотрены геологические формации Украинского щита с точки зрения их металлогении, определены закономерности распределения полезных ископаемых в осадочном чехле щита, а также структурные и стратиграфические факторы рудообразования на примерах отдельных месторождений Украины.

Помещены теоретические статьи, суммирующие современные представления о поведении тория в рудообразующих процессах. Освещены также вопросы метаморфизма рудовмещающих пород в рудных зонах.

Сборник рассчитан на геологов, занимающихся изучением месторождений и их поисками.

Ответственный редактор
академик АН УССР Я. Н. Белевцев
Рецензенты: канд. геол.-мин. наук В. А. Рябенко,
канд. геол.-мин. наук Р. И. Сироштан

Редакция геологической литературы
Зав. редакцией З. Г. Овчарова

РУДООБРАЗОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Печатается по постановлению ученого совета Института геохимии и физики минералов АН УССР

Редактор Ю. Л. Ковальчук. Художественный редактор Р. К. Пахолук. Оформление художника А. Г. Самсонова. Технические редакторы И. Р. Ойхман, И. П. Савицкая. Корректор З. Г. Гежун.

Сдано в набор 16. X 1970 г. Подписано к печати 21. VI 1971 г. БФ 03837. Зак. № 2825. Изд. № 175. Тираж 600. Формат бумаги № 1 70×108¹/₁₆. Усл. печ. листов 16,10. Учетно-изд. листов 15,75. Цена 1 руб. 59 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3

Областная книжная типография Львовского областного управления по печати. Львов, Стефаника, 11.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

За многовековую историю развития науки о рудообразовании, и особенно за последние 25—30 лет в связи с бурным ростом геологоразведочных работ и горнорудных предприятий, всесторонне изучены многие различные по условиям залегания и способам образования рудные месторождения, расположенные на всех континентах мира и во всех известных структурных и фациальных зонах. Накопился большой фактический материал, освещающий строение рудных полей, месторождений и рудных залежей, минеральный состав руд, распределение химических элементов в рудных залежах и вмещающих породах, а также термо-барометрические данные, позволяющие судить о температуре и давлении, при которых образовались месторождения. Кроме того, во многих лабораториях СССР и за границей получены очень важные экспериментальные данные, освещающие некоторые физико-химические и термодинамические стороны эндогенного рудообразования. В частности, получены новые данные о составе, температуре и давлении рудообразующих растворов, переносе металлов комплексными ионами, условиях проницаемости пород и по другим вопросам.

К сожалению, этот большой геологический и экспериментальный материал не обобщен и не использован в полной мере для создания современной теории рудообразования. Несмотря на то, что для многих регионов и типов месторождений новые данные противоречат ранее принятым генетическим **схемам**, все же продолжают господствовать устаревшие, не подтвержденные при дальнейшем изучении теории и гипотезы.

Одной из таких теорий, значительно утративших свой первоначальный смысл, является теория гидротермального рудообразования.

Известно, что подавляющее большинство известных эндогенных рудных месторождений образовалось с помощью водных растворов, исключение составляет лишь относительно небольшая группа собственно магматических месторождений, являющихся продуктами магматической кристаллизации.

В процессе рудообразования растворы выполняли ряд важнейших функций. Они переносили к месту рудоотложения рудогенные компоненты, нередко в объеме многих миллионов, а иногда и миллиардов тонн, а также осуществляли вынос безрудных компонентов примерно в тех же количествах. Водные растворы при нагревании вызывали повышенное давление в порах и пустотах пород, что определяло растворимость, подвижность или инертность элементов или их комплексов, находящихся в растворе и породе. В водных условиях происходили метаморфические преобразования пород, сопровождающиеся перекристаллизацией и рудообразованием. Растворы были переносчиками тепла, которое имело решающее значение на всех стадиях эндогенного рудообразования.

С помощью растворов осуществлялись обменные реакции, приводящие к рудоотложению и, вероятно, многое другое.

По этой причине одной из главных генетических проблем эндогенного рудообразования является **происхождение рудообразующих растворов**.

Поскольку о происхождении рудных растворов существуют разнообразные мнения, нередко противоположные по смыслу, автор счел необходимым рассмотреть происхождение рудообразующих растворов, используя опыт изучения многих рудных месторождений, а также некоторые экспериментальные данные моделирования различных сторон процесса рудообразования.

Первые идеи о гидротермальном рудообразовании возникли еще в XVI—XVIII ст. и связаны с именами Агриколы, Декарта, Ломоносова, Лемана и других исследователей того времени.

В XIX ст. эти идеи развивались в России Д. И. Соколовым, Г. Е. Шуровским, а на западе — Фурне (1844), Эли де Бомоном (1847), Котта (1850) и др. Эти ученые считали, что выходящие из внутренних частей изверженных масс эманации доставляли летучие соединения металлов в близповерхностную зону, где они конденсировались в изверженных породах или выходили за их пределы.

Очень интенсивно гидротермальная теория разрабатывалась немецкими геологами на основе химических данных о связи рудных месторождений с изверженными породами (Cotta, 1872; Bischoff, 1847—1854).

Более или менее стройные представления о гидротермальных процессах рудообразования оформились в самом конце XIX ст. Они принадлежат французским геологам школы Де Лоне (1897), которые впервые ввели понятие «гидротермальные процессы» и разработали некоторые стороны гидротермального рудообразования на магматической основе.

В XX ст. теория гидротермального рудообразования разрабатывалась Эмонсом, Лингреном и Грейтоном (1946) в США, С. С. Смирновым (1955), Ю. А. Билибиным и А. Г. Бетехтиным (1953) в СССР и многими учеными других стран мира.

Сущность этой теории в настоящее время состоит в том, что гидротермальные растворы, как и растворимые в них металлы, отделились из магматического расплава, преимущественно кислого состава, при его кристаллизации и образовании магматических пород. Гидротермальные растворы несли большие массы металлов и неметаллических компонентов, которые по мере остывания растворов кристаллизовались и приводили к образованию рудных месторождений в магматических или вмещающих осадочных и метаморфических породах.

По мнению авторов этой теории, подавляющее большинство всех руд образовалось из магматогенных гидротермальных растворов. По этой причине и вся теория образования эндогенных месторождений сводилась к изучению впервые намеченных С. С. Смирновым (1947) времени и способа отделения растворов от магмы, физико-химических свойств растворов, формы переноса вещества, путей и причин движения растворов, условий переноса вещества и отложения его из этих растворов.

Более того, само понятие «эндогенные месторождения» в СССР все больше и больше отождествляется с понятием «гидротермальные месторождения»*.

* Напомним, что эндогенные геологические процессы, с которыми связано формирование месторождений полезных ископаемых, вызваны внутренними силами Земли. К ним относятся вулканизм, магматизм, смятие горных пород в складки, образование разломов в земной коре, изменение структуры и состава горных пород под действием высоких температур и давления (метаморфизм).

Согласно этим представлениям, в кровле магматических плутонов должны размещаться рудные месторождения различных металлов, образуя первичную зональность вследствие отложения различных парагенезисов в порядке, обратном их растворимости, вызванной понижением температуры гидротермальных растворов.

Однако разведочные и эксплуатационные работы, проведенные на многочисленных месторождениях, не подтвердили такого закономерного размещения месторождений вокруг гранитных плутонов, а тем более батолитов, существование которых в настоящее время вообще вызывает большое сомнение. Основываясь на этих данных, в тридцатых годах С. С. Смирнов, Ю. А. Билибин и другие ученые выступили с критикой представлений американских геологов о причинах первичной зональности рудных месторождений, которую они объясняли охлаждением гидротермальных растворов. Взамен ее С. С. Смирнов и Ю. А. Билибин предложили «пульсационную теорию», получившую затем широкое распространение. Эта теория объясняет разнообразие рудных месторождений и первичную зональность их размещения поочередным (пульсирующим) выделением различных по составу рудных растворов из магмы при становлении магматического очага. При этом сохранилось прежнее ортодоксальное представление о батолитовом рудообразовании и магматических гидротермах. С тех пор в нашей стране и за рубежом образование подавляющего большинства всех эндогенных месторождений объяснялось пульсирующим действием магматических очагов и поочередной выдачей порций различных по составу гидротермальных растворов в породы кровли.

За последние 25 лет эти основные теоретические воззрения на образование эндогенных месторождений оставались неизменными. Большая часть работ в этой области была направлена на получение и уточнение физико-химических констант образования или анализа природных парагенезисов с целью осветить одну из сторон постмагматического процесса.

Однако и с этих позиций невозможно объяснить образование подавляющего большинства эндогенных месторождений. Для древних щитов установлено важнейшее значение метаморфогенного рудообразования крупнейших в мире месторождений железа, меди, марганца, урана, никеля, кобальта и других металлов [3, 11, 23 и др.]. Большинство месторождений медноколчеданной, золото-серебряной и других формаций закономерно связаны с субвулканическими образованиями [13]. В [13] показано, что эти месторождения закономерно связаны с продуктами эксгаляций и гидротермальными растворами вулканогенного и вулканогенно-вадозного происхождения.

Многие стратифицированные месторождения полиметаллов, меди, циркона, урана и других металлов образовались при метаморфизме осадочно-вулканогенных рудных скоплений или принадлежат к телетермальным, обязанным своим происхождением низкотемпературным слабоконцентрированным растворам, поступающим вдоль краевых разломов [26].

Многие месторождения урана и других металлов образовались вследствие изменения геохимических условий на границе зон окисления и восстановления при циркуляции горячих или подогретых вод глубокой циркуляции.

Д. С. Домарев [11] привел убедительные данные об образовании рудных месторождений при диагенезе, эпигенезе и метаморфизме, имеющие такие особенности, которые сторонники гидротермальной гипотезы принимают доказательными со своих позиций. Он справедливо

считает неправильным рассматривать зоны изменения боковых пород доказательством гидротермального (магματοгенного) генезиса месторождения, так как локальные метаморфические изменения пород будут совершенно такими же при образовании метаморфических месторождений, как и постмагматических.

На международном симпозиуме по проблемам эндогенного рудообразования Р. Боил, П. Зуффарди, К. Данем и Д. Ридж (Англия) защищали гипотезу инфильтрационного происхождения для многих эндогенных месторождений, считая, что рудообразующие элементы заимствованы из вмещающих пород при глубинной циркуляции по ним захороненных вод.

Ч. Девидсон (Шотландия) выдвинул представление о роли сильно минерализованных захороненных вод в эндогенном рудообразовании.

В. И. Смирнов (1968) на этом же симпозиуме поддерживал взгляды на разнообразные источники металлов в эндогенном рудообразовании, в частности: **ювенильные**, связанные с подкоревой базальтовой магмой; **фильтрационные** — заимствованные из боковых пород при прохождении растворов [20].

Л. Н. Овчинников [17] привел убедительные доказательства неизменяемости состава плутогенных — гидротермальных растворов, исключаяющие пульсационную роль магматического очага.

Все сказанное выше не позволяет в настоящее время считать всякое эндогенное месторождение магματοгенным, а природу образования гидротермальных рудных растворов рассматривать только с позиций магматического происхождения, как это делали С. С. Смирнов, Ю. А. Библин и многие другие.

Рассмотрим некоторые геологические и физико-химические данные о происхождении рудообразующих растворов.

ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ МАТЕРИАЛОВ И РАСТВОРОВ

Фактические материалы полевых наблюдений, лабораторных исследований и экспериментального моделирования дают основания предполагать **полигенетическое**, т. е. многопричинное, образование различных рудных растворов, принимавших участие в формировании разнообразных месторождений.

Выше мы указывали, что подавляющая часть эндогенных рудных месторождений образовалась с помощью водных растворов.

Доказательство этому — газовой-жидкие включения в рудных и сопутствующих им минералах самых разнообразных генетических групп (метаморфогенных, вулканогенных, скарповых, альбититовых и других). В газовой-жидких включениях установлены различного состава водные растворы, содержащие CO_2 , Na, Cl, K, бикарбонаты, сульфаты и небольшие количества тяжелых металлов. Установлены температуры образования рудных минералов от нескольких десятков градусов до $500\text{--}600^\circ\text{C}$, давления от нескольких до первых тысяч атмосфер. Большое количество этих определений в минералах различных генетических групп дает основание полагать, что эндогенные месторождения весьма разнообразны и отражают сложный спектр изменения термодинамических условий (температура и давление) и состава растворов.

Рудообразующие гидротермальные растворы — это минерализованные подогретые или горячие воды, содержащие различные летучие компоненты. Они могут образовываться в разных условиях: подниматься из подкорových глубин, возникать при метаморфизме пород (метаморфогенные), при подземной циркуляции вадозных вод (вадозные) и

высвобождаются при кристаллизации расплавов (постмагматические) или формироваться при смешении вод различного происхождения.

ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

В теоретической петрологии все отчетливее устанавливается зависимость метаморфизма, гранитизации и магматизма от потоков тепловой энергии и газо-водных флюидов из подкорковых глубин.

Общей теоретической предпосылкой для понимания генетической связи рудообразования с глубинными процессами являются исследования о разделении Земли на оболочки под действием плавления, конвективного перемещения и кристаллизации, вызванных теплом радиоактивного распада. Этот процесс привел к выделению тугоплавкой верхней мантии (дуниты и пироксениты) и относительно легкоплавкой земной коры (базальты и кислые породы) [7].

Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразующих веществ (дымов), которые переместили многие металлы в земную кору.

При этом рудогенные элементы должны размещаться в зонах плавления и кристаллизации в зависимости от способности их к плавлению. В мантии стабилизируются тугоплавкие металлы, выше — в зоне эклогитов и базальтов — они; вероятно, сменяются более легкоплавкими элементами. Еще более легкоплавкие металлы должны подниматься в область гранитогнейсового и осадочного слоев земной коры.

С другой стороны, основываясь на достижениях химии высоких давлений, следует полагать, что рудные элементы, поднимающиеся из мантии в земную кору, должны располагаться в пределах последней, в соответствии с величиной геостатического давления. Наиболее нижние части земной коры будут обогащены такими металлами, ионы которых имеют малые, а затем и средние размеры, а выше должны идти металлы с большим диаметром ионов.

Таким образом, по мере преобразования исходного — планетарного — вещества Земли и разделения его на оболочки (мантию и земную кору) происходил необратимый процесс первичного обогащения земной коры легкоплавкими металлическими компонентами, которые в дальнейшем явились источником эндогенных рудных месторождений.

Образование вторичных — локальных — скоплений металлов или рудных месторождений происходило в последующие геологические эпохи под влиянием общих (планетарных) и местных (локальных) причин.

К общим причинам мы относим необратимое изменение геологической жизни Земли от архея до самых молодых геологических эпох. Укажем для примера на ведущее значение для докембрийских периодов вулканических образований, метаморфизма и ультраметаморфизма, которые привели к формированию кристаллических щитов; при этом последние вмещают метаморфогенные месторождения почти всех металлов, имеющих ведущее значение в мировой экономике. Для посткембрийских эпох характерно осадочное рудообразование и ограниченное развитие метаморфизма, магматизма и эндогенной рудной минерализации.

Вторичное обогащение, или концентрация металлов, обусловлено также локальными причинами — активным участием глубинных растворов и магматических масс, выделявшихся из областей мантии или земной коры и поднимавшихся по зонам глубинных разломов в приповерхностные участки; при этом выполнялась большая работа по переносу и концентрации рудогенных элементов.

С этих позиций генетическая связь эндогенных месторождений с магматическими интрузиями, эффузивами, метаморфическими и другими геологическими процессами, происходящими в земной коре, является частным проявлением вторичной концентрации рудных компонентов в пределах земной коры.

В настоящее время представляются возможными два типа глубинных источников рудообразования: рудоносные подкоровые магмы преимущественно базальтоидного состава и подкоровые рудоносные флюиды. Еще нет возможности оценить полностью роль каждого из типов источников при образовании рудных месторождений, однако мы уже можем довольно определенно указать на месторождения и даже рудные районы, генетически связанные с названными типами глубинных источников. Вместе с тем во многих случаях глубинные источники пополнялись и изменялись на пути своего движения и образованные месторождения имеют полигенные источники, раскрытие которых представляет очень большие трудности.

РУДОНОСНЫЕ ПОДКОРОВЫЕ МАГМЫ БАЗАЛЬТОИДНОГО СОСТАВА

Рудные компоненты этого типа источников имеют ювенильное происхождение и непосредственно связаны с подкоровой магмой базальтоидного состава.

Связь рудного материала с подкоровыми магмами базальтоидного состава показана по данным геологических особенностей месторождений, а также на основании изотопов серы сульфидных месторождений [21]. По этим данным, подъем таких магм приурочен к зонам устойчивого растяжения земной коры и происходит в ранней, собственно геосинклинальной, стадии геосинклинального этапа в трогах эвгеосинклиналей и в платформенный этап в рифтовых зонах. В эту стадию формируются месторождения хромитов, осмия и иридия, связанные с перidotитовой магмой, титаномагнетитов, платины, палладия и ванадия — с габбровой магмой, железа и меди — с плагиогранитной магмой, и колчеданные месторождения сульфидов железа, меди и цинка, связанные с вулканогенной субмаринной спилито-кератофировой формацией.

Поднятие подкоровых ювенильных магм происходило по зонам разломов, относящихся, вероятно, к нижним слоям земной коры или к верхней мантии Земли.

Доказательством ювенильного происхождения рудных материалов являются изотопы серы сульфидных месторождений, расположенных среди вулканогенных пород. Сульфиды большинства колчеданных месторождений имеют диапазон вариаций, приближающийся к метеоритному стандарту, и характеризуются повышенным количеством тяжелого изотопа серы (20,21 до 21,80 S^{32}/S^{34}) за пределами области биогенной серы (рис. 1). Эти многочисленные данные разных авторов сведены и обобщены В. И. Смирновым [21].

Кроме того, титаномагнетитовые месторождения всегда располагаются среди пород габбровой формации. Нередко они тянутся на многие километры и содержат различные по размерам скопления вкрапленных или прожилковых руд, сложенных магнетитом и ильменитом. В качестве примера можно привести титаномагнетитовые месторождения Урала (Куса, Качканарское и др.), которые образовались вследствие отделения из основных габброидных магм и кристаллизации рудного флюида в межзерновых пространствах или трещинных зонах в габбровых массивах.

Медные, медно-никелевые или медно-цинковые месторождения в подавляющем большинстве залегают непосредственно среди пород спилито-кератофировой формации или вулканогенно-осадочных пород. Материал этих месторождений, как это видно по данным радиометрического анализа, непосредственно связан с магмой и в большинстве случаев представлен вкрапленниками в вулканических породах. При наложенном метаморфизме [12] происходило отделение рудного вещества от породы, некоторое его перемещение и образование залежей со-гласного и секущего характера. В качестве примера можно указать на Уральский медноколчеданный пояс с его многочисленными месторождениями, медные пояса в Индии, Северной Родезии, Канаде и многих других районах мира.

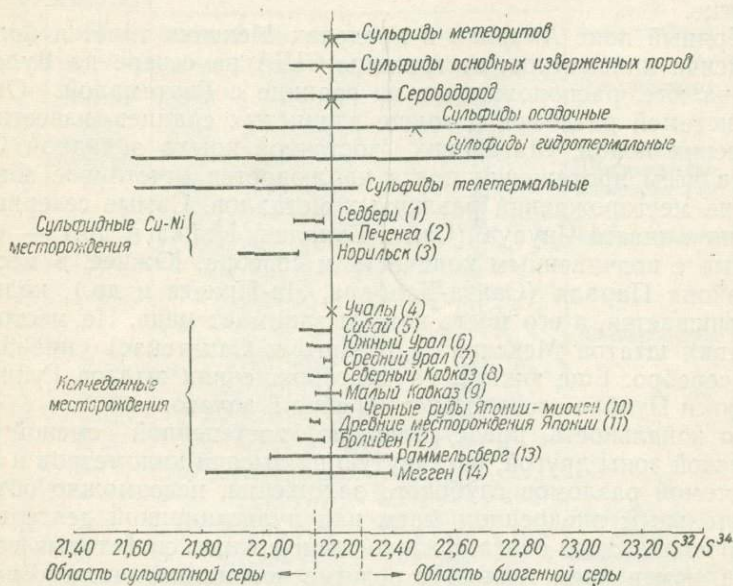


Рис. 1. Вариации изотопного состава серы сульфидных месторождений (по В. И. Смирнову, [21]).

В геолого-структурном отношении указанные районы, зоны или пояса относятся к разряду глубинных разломов, по которым поднимались ювенильные основные магмы. Такие зоны обычно тянутся на сотни и даже тысячи километров с более или менее однотипным составом пород и рудных месторождений.

К ювенильным следует отнести и рудные растворы, образующиеся при вулканических извержениях. В этих случаях воды имеют явно смешанное происхождение — вадозное и вулканическое, однако насыщение растворов минеральными веществами происходит благодаря действию вулканических аппаратов. Эти растворы способствовали образованию большой группы вулканогенных гидротермальных месторождений [13].

Приведенные выше соображения дают основание рассматривать непосредственную связь источников эндогенного рудообразования с подкоровыми процессами.

ПОДКОРОВЫЕ ФЛЮИДЫ

Геологические и физико-химические материалы, полученные при изучении месторождений, дают основание говорить о генетической связи рудного материала с подкоровыми рудоносными флюидами или их производными при метаморфизме пород.

Изучение закономерности размещения выявленных месторождений позволило установить, в частности, поясное или, точнее, линейное размещение многих месторождений на земном шаре. В пределах этих линейных зон размещаются однотипные месторождения близкого возраста, тянущиеся прерывистой цепочкой на многие сотни и даже тысячи километров. К таким зонам относятся: Тихоокеанский пояс, Серебряный пояс Северной Америки, Европейский пояс докембрийских месторождений и другие.

Серебряный пояс Америки в пределах Мексики тянется более чем на две тысячи километров, от границы США на севере до Вулканических гор на юге, расположенных на границе с Гватемалой. Он представлен системой разломов в толще глинистых сланцев, известняков и вулканических пород, слагающих восточное крыло западной Сьерра-Мадре. На всем протяжении пояса наблюдается отчетливое зональное размещение месторождений различных металлов. Самые северные месторождения в штате Чиуауа (Санта-Евлалия, Найка и др.) — свинцово-цинковые с подчиненным количеством серебра. Южнее, в месторождениях района Паралья (Санта-Барбара, Ла-Приета и др.), количество цинка уменьшается, а его место как бы занимает медь. На месторождениях средних штатов Мексики (Дуранго и Сакатекас) преобладают свинец и серебро. Еще южнее, на месторождениях штатов Гуанохуато, Куэрновака и Пуэбло господствует серебро и золото.

Такую зональность, представленную постепенной сменой одной геохимической зоны другой, растянутую на тысячи километров и связанную с системой разломов глубокого заложения, невозможно объяснить последовательным внедрением магм или пульсационной деятельностью одного магматического очага, физико-химическими свойствами вмещающих пород, изменением теплового режима постмагматического процесса или другими причинами постмагматической деятельности интрузий.

Наиболее вероятно, что образование месторождений Серебряного пояса связано с подъемом рудоносных термальных флюидов из подкоровых глубин земной коры в виде мощного фронта на зоне разломов глубокого заложения, независимо от магматической деятельности. Состав этих флюидов мог со временем меняться вследствие взаимодействия с боковыми породами, смешения с вадозовыми водами, потерей термодинамического потенциала растворов, а может быть и других причин. Такие месторождения, образованные непосредственно под влиянием внемагматических гипогенных флюидов, относятся к группе **эндогидрогенных** месторождений [3].

Эндогидрогенные месторождения приурочиваются к зонам глубинных разломов земной коры и нередко образуют рудные пояса большой протяженности. Эти месторождения могут образовываться как на большой глубине (10—15 км) непосредственно при разложении рудоносных флюидов, так и на средних (5—6 км) и малых (1—2 км) глубинах в пределах относительно узкой зоны разлома (рис. 2).

Естественно полагать, что по пути движения ювенильные флюиды, а затем водные растворы при определенных условиях могли смешиваться с метаморфическими и вадозными водами, заимствовать рудный материал из пород и приводить к образованию гидротермальных месторож-

дений, в которых источники рудного вещества будут полигенными (смешанными).

Кроме рудных растворов, непосредственно являющихся рудообразующими, не вызывает сомнения также существование метаморфизирующих или трансмагматических растворов [14]. Последние были не только основным фактором метаморфизма, но и причиной метаморфогенного рудообразования.

Потоки поднимающихся флюидов в этом случае проходили по складчато-трещинным зонам, где они смешивались с водами, выделяемыми из пород, вместе могли образовать метаморфические растворы, приведшие к динамотермальному метаморфизму и ультраметаморфизму.

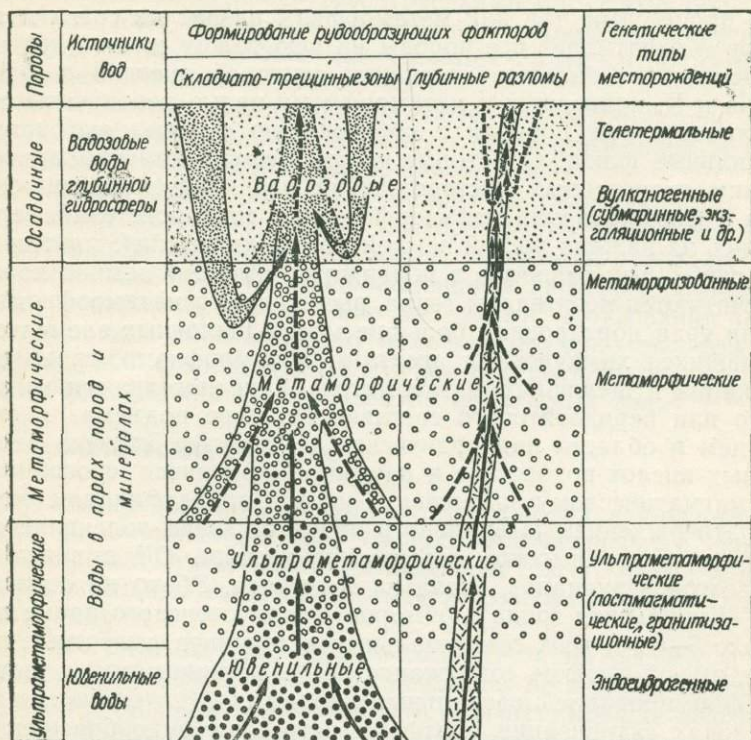


Рис. 2. Схема эндогенного рудообразования.

При благоприятных условиях формировались рудные растворы, приведшие к рудоотложению и образованию метаморфогенной группы месторождений. В самых верхних частях земной коры эти рудные растворы могли смешиваться с вадозными водами и становиться причиной образования телетермальных месторождений с полигенными источниками (см. рис. 2).

Огромные поля развития метаморфизма и ультраметаморфизма пород, связанное с ними рудообразование в пределах докембрийских щитов и масштабы развития метаморфических и ультраметаморфических образований поистине грандиозны. В качестве примера укажем на Украинский щит, представляющий собой относительно небольшую часть кристаллического основания Русской платформы. Он имеет ширину 300—400 км, длину около 1000 и мощность около 30—35 км. Объем метаморфических пород достигает 10 млн км³, 90% его составляют породы,

образовавшиеся из вулканогенных и осадочных. Если допустить перемещение рудогенных элементов при метаморфизме пород этого объема, равное одному проценту, то оно составит величину 200—250 млрд. т.

Среди метаморфических пород Украинского щита находятся крупнейшие в мире железорудные месторождения, а также месторождения цветных и редких металлов, образовавшиеся в большинстве случаев благодаря метаморфической концентрации металлов первичного осадочно-вулканогенного происхождения.

Вероятно, процессы образования метаморфических пород и месторождений, которые приводили к перемещению многих миллиардов тонн нерудных и рудных компонентов, были грандиозны. Совершенно невозможно объяснить такое преобразование пород и рудообразование локальными процессами, так как метаморфизм развит на сотни и тысячи километров и охватывает все породы на всю толщу земной коры. Наиболее вероятны ювенильные источники тепловой энергии и флюидов, богатых Na и K, приведшие к метаморфизму целые континенты осадочных и вулканогенных пород и к образованию рудных месторождений.

Ювенильные флюиды, которые могли непосредственно привести к образованию гидrogenных месторождений или явиться причиной метаморфизма и формирования метаморфогенных месторождений, вероятно, поднимались из нижних частей земной коры или верхней мантии Земли по зонам глубинных разломов в подвижных областях земной коры. Эти флюиды считаются носителями тепла, вызывавшего метаморфизм пород, именно они транспортировали большие массы щелочных элементов (Na и K), явившихся химическими агентами метаморфизма, гранитизации, дебазификации и щелочного метасоматоза. Они выделяются из зон базальтового или перидотитового состава. По мере подъема, в связи с охлаждением в области надкритических температур, степень диссоциации сильных кислот возрастает и растворы становятся способными не только к магматическому замещению, но и к дебазификации исходных пород. Подтверждением ювенильного происхождения вод является:

1. Относительно высокое содержание изотопа O^{18} в водах fumarольных возгонов вулканов Авача на Камчатке, Эбеко на острове Парамушир (Курильская гряда), гейзеров Йеллоустонского парка в США и др. Около 5—10% всех геотермальных источников, известных на земном шаре, имеют высокое содержание O^{18} и, по-видимому, в значительной мере формировались ювенильными водами.

2. В зонах активизации платформ встречены рудообразующие минералы, в которых определены высокие давления (5—6 тыс. атм) гомогенизации. Они определены по наличию углекислоты в газово-жидких включениях и отвечают глубине образования, равной 15—20 тыс. м. Однако температура образования этих минералов составляет 300—400° и отвечает глубине минерализации зон, особенно если иметь в виду геотермический градиент подвижных зон (10—15 м), которые будут находиться в пределах 3—5 тыс. м.

Такое несоответствие давления и температуры свидетельствует, вероятно, о передаче высокого давления растворами из больших глубин, на которых формировались растворы, и относительно низких температурах кристаллизации минералов, отвечающих глубине рудообразования.

3. Термодинамические расчеты позволяют экстраполировать данные растворимости воды в силикатах до глубин верхней мантии Земли, где должна находиться точка инверсии, ниже которой растворимость воды в силикатах с ростом давления должна понижаться [29]. Эти расчеты, основанные на установленной экспериментально [28] и теоретически ограниченной растворимости воды в силикатном расплаве в зависимости от

давления, дают основание полагать, что ниже 110 км из силикатного расплава, содержащего 6% растворенной воды, происходит ее ретроградное выделение. При меньшем содержании воды в расплаве точка ретроградного насыщения опустится ниже. Повышение температуры также влияет на опускание точки ретроградного насыщения. Это позволило сделать вывод о существовании в среде мантии разгазированного вещества на глубине ниже 100 км [29]. Оно совпадает с сейсмическими данными [15] о существовании «размягченного слоя» в мантии в пределах глубин 100—200 км, находящегося в состоянии, близком к расплавленному. По-видимому, это и есть слой ретроградно разгазированного вещества мантии, найденного теоретическими расчетами [29].

Сказанное дает основание предполагать выделение летучих, в том числе и воды, из зоны «размягченного слоя» мантии и поднятие их при благоприятных условиях в земную кору.

Данные геологического и физико-химического характера, дают основание рассматривать непосредственную связь источников эндогенного рудообразования с глубинными процессами Земли.

Источниками рудообразующих минералов гидрогенных и в значительной степени метаморфогенных месторождений являются глубинные минерализованные газо-водные флюиды, поднимающиеся из верхних частей мантии, как продукт продолжающейся дифференциации вещества Земли. Конкретное определение механизма образования и причин миграции флюидов пока вызывает большие затруднения. Можно лишь указать, что в область подвижных зон они поступают в средние и конечные стадии геосинклинального развития подвижных зон.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ РАСТВОРЫ

Гранитизация осадочных и вулканогенных пород и образование гранитоидных магм происходит как процесс магматического замещения [14] или вследствие полигенного выплавления [23, 27 и др.] и приводит к выделению постмагматических (плутономагматических) гидротермальных растворов.

Последние должны существенно отличаться по составу и локальности распространения, а также воздействию на породы от растворов трансмагматических или собственно ювенильных, прежде всего участием вод гранитизируемых осадочных и вулканогенных пород.

Экспериментальными работами [28] показана растворимость воды в силикатном расплаве, зависящая от давления и температуры. Как видно из полученных данных, содержание воды в расплаве достигает 14% при давлении 9 кбар и температуре 1200°С, в большей степени зависит от давления и меньшей — от температуры.

В связи с этим в начальные периоды развития магматического очага вместе с высокими давлениями в расплаве удерживались большие количества воды, однако из-за нестабильного — мигрирующего — состояния области расплавления количество воды в расплаве будет меняться в значительных пределах.

При кристаллизации расплава, происходящей при понижении температуры и давления, должны были высвободиться значительные массы воды, насыщенные летучими компонентами и рудогенными элементами, не вошедшими в минералы магматической кристаллизации или замещения.

У. С. Файф и Ф. Дж. Тернер (1962) показали, что плавление пород при региональном метаморфизме сопровождается сохранением флюидного давления, что указывает на растворение воды в расплаве и удерживание

жание ее до конца кристаллизации. Однако надо полагать, что с окончанием кристаллизации расплава все остаточные воды, создававшие флюидное давление, в связи с падением давления должны отделиться от твердой фазы и получить самостоятельное перемещение, как постмагматические растворы.

Если основной причиной образования расплавов и магматического замещения являются трансмагматические термальные флюиды [14], то постмагматические растворы будут иметь сложный состав и происхождение. С одной стороны, это будут остаточные трансмагматические растворы, измененные вследствие потери части компонентов при кристаллизации, с другой — это смешанные растворы, образовавшиеся в результате добавления растворов, заимствованных из пород при их ассимиляции. Так как образование мигматитов и гранитов происходит вследствие частичного или полного расплавления исходного материала, то постмагматические растворы унаследуют геохимические особенности пород и внутрипоровых растворов и будут иметь ассимиляционный характер. Тогда постмагматические растворы будут обогащены элементами вмещающих пород, за счет которых образовались расплавы полигенного происхождения.

Постмагматические растворы отличаются преобладанием в начальные периоды кислотных компонентов и закономерной сменой их на основные компоненты, что нередко проявляется в зональном образовании постмагматических минеральных парагенезисов. Примеров зонального размещения месторождений вокруг «материнского» магматического очага в литературе по рудным месторождениям можно найти сколько угодно. Правда, чаще всего они выглядят неубедительно, так как опираются в основном на территориальные особенности размещения месторождений или другие весьма общие признаки, не раскрывающие генетической связи месторождений с магматическими процессами.

Из сказанного видно, что эта связь более сложна и зависит от многих причин, прежде всего от состава и геохимических особенностей исходных (ассимилируемых) пород, наличия и состава ювенильных растворов и внемагматического обогащения растворов рудогенными компонентами.

С термодинамических позиций эти постмагматические растворы являются высокотермальными, обладающими значительным давлением газообразных составляющих, вследствие чего они характеризуются высокой проницаемостью и способностью экстрагировать различные химические компоненты, в том числе и металлы из пород, через которые они фильтровались.

Постмагматические месторождения, по существу, являются послегранитизационными или ультраметаморфическими. Состав и размещение этих месторождений находятся в зависимости от пород, среди которых проявились эти очаги расплавления.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РАСТВОРЫ

Прогрессивный динамотермальный метаморфизм является процессом дегидратации пород. Развитие метаморфизма от низких ступеней к высоким состояло в относительном уменьшении количества минералов, содержащих воду.

При метаморфизме пород выделяются **вода несвязанная**, находящаяся в поровых пространствах метаморфизируемых пород, и **вода связанная** (гидроксильная) в минералах-гидратах (гидрогетит, глинистые минералы, гетит, хлориты и др.).

Воды поровых пространств осадочных пород по формам связи подразделяются на **капиллярную** (свободную), удерживающуюся в порах благодаря натяжению менисков и не связанную с уровнем грунтовых вод, и **гидроскопическую** (адсорбированную) — физически связанную пленочную воду, которая удерживается на частицах породы с огромной силой.

Воды поровых пространств [9, 18, 24 и др.] содержатся в осадочных породах в больших количествах, достигающих 360 л в 1 м³ породы. Эти воды покидают породы на низких ступенях метаморфизма при подогреве породы, едва достигающем 105—110° С.

Воды, связанные в минералах-гидратах, разделяются на две группы: **конституционную**, или **гидроксильную**, — участвующую в молекулярном строении; Н и ОН могут быть выделены при полном разрушении решетки минералов, и **кристаллизационную** — когда Н и О входят в решетку в виде молекулы Н₂О. Осадочные породы содержат, главным образом, не связанную воду до 15—20% своего объема.

Многие аутигенные минералы содержат большое количество связанной воды (%): нонтронит, бейделлит и монтмориллонит — более 13; каолинит — 13,96; гиббсит — более 34; вермикюлит — более 19,96 и др.

Поровая вода выделяется из пород при начальном метаморфизме и идет на образование метаморфических гидротермальных растворов.

Вода гидроксильная выделяется при температуре более 300° С, а в некоторых случаях при очень высокой температуре, отвечающей самым высоким ступеням метаморфизма. Диаспор теряет воду при температуре 550° С, каолинит — при 400—525, брусит — при 400—500, хлориты — при 600—800 [27], монтмориллонит — при 500—800 и гидрослюды при 300—600° С.

Гидроксильная вода существенно отличается от поровой воды высокой способностью к растворению. Объясняется это, во-первых, интенсивным перепадом физических свойств гидроксильной воды до и после выделения ее из кристаллической решетки минералов, а во-вторых — высокой температурой процесса, так как гидроксильная вода выделяется в области близкритической или подкритической для воды. По этим причинам гидроксильная вода на пути своего движения будет интенсивно растворять различные элементы до тех пор, пока не достигнет равновесия с окружающей средой [6].

Породы фации зеленых сланцев содержат около 3—5% воды, амфиболитовой — 0,7—1,0, а гранулиты — 0,35%. А. С. Сауков [19], исходя из потери примерно 4% воды породами при метаморфизме, подсчитал, что 1 км³ осадков высвободит около 100 млн. т воды, не считая больших масс ее, высвобождаемых при диагенезе и литификации.

Один из реальных источников воды — метаморфизм осадочных пород, содержащих органическое вещество. По мере усиления метаморфизма происходит нарастание степени карбонатизации и уничтожение реакционноспособных функциональных углеводородных групп. При этом высвобождаются водород, азот, сера и кислород, образующие новые соединения — воду, сероводород, аммиак и углекислый газ. Подсчеты показали, что при окислении одной тонны органического углерода может образоваться от 1,5 до 4 т воды [16].

Таким образом, источником метаморфогенных растворов были осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму. Они выделялись на всех стадиях прогрессивного метаморфизма за счет высвобождения воды из различных минералов.

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ИЛИ ВАДОЗНЫЕ ВОДЫ

Значительным источником рудных растворов при эндогенном рудообразовании были вадозные воды (инфильтрационные) или реликтовые воды подземной гидросферы. Фактическим материалом, указывающим на наличие термальных вод вадозного происхождения, являются многочисленные выходы на поверхность Земли гидротермальных вод и паров, имеющих изотопный состав кислорода, отвечающий атмосферным водам. Многочисленные выходы горячих вод приурочены к полям и поясам тепловых аномалий земного шара. К таким районам в настоящее время относятся: Грейт Рифт—Валли (в Америке), проходящий через Эфиопию, Кению, Уганду, Танзанию и Восточное Конго; прибрежная горная цепь Северной и Южной Америк, которая захватывает Йеллоустонский парк в Байсминге, знаменитый своими гейзерами; Камчатская зона, проходящая через Курильские острова, Японию, Филиппинские острова и Индонезию до Новой Зеландии; зона Исландии и Азорских островов в Атлантике; Гавайи и Фиджи в Тихом океане, а также отдельные участки, такие как Рудные Горы в Чехословакии, Лардерелло в Италии и др.

Проведенные многочисленные исследования геотермальных вод и паров воды, поднимающихся из глубин земли, показали, что 90—95% их имеют характерное для вадозных вод отношение легкого и тяжелого кислорода ($O^{16}:O^{18}$).

Интересные данные об изотопном составе кислорода приводит А. Е. Бабинец [1] для некоторых разновидностей природных вод. Воды термальных источников Главного Шпруделя Карловых Вар, кратера Эбеко, гейзера Великан на Камчатке и других очень близки по изотопному составу кислорода (O^{18}) к водам сибирских рек (Амура, Енисея) и озера Байкал. Эти данные указывают, что формирование перечисленных термальных источников происходило в результате нисходящего движения поверхностных вод. Инфильтрационные воды глубинной циркуляции формировались в областях благоприятного рельефа и проникали на значительные глубины, где нагревались благодаря геотермическому градиенту или вследствие выделения тепла при химических реакциях. Эти воды по пути своего движения участвовали в различных химических реакциях и приобретали минерализацию рудогенных элементов и их комплексов.

В последующем такие воды в силу различных причин могли подниматься на поверхность Земли с глубин 1,5—2,0 км в виде термальных сильно минерализованных растворов.

Воды вадозного происхождения в области подземной гидросферы, кроме того, могут образовывать минерализованные захороненные воды усыхающих бассейнов — эвапоритов. По мнению шотландского ученого Ч. Девидсона [20], захороненные подземные воды сильно минерализованы и находятся в равновесии с окружающей средой. В тех случаях, когда захороненные воды подвергаются подогреву или тектоническим дислокациям, они приобретают агрессивный характер, могут производить мобилизацию (растворение), перенос и отложение рудогенных элементов на путях их глубинной циркуляции.

Термальные месторождения, характеризующиеся низкими температурами образования, устойчивой однотипной минерализацией и большими размерами преимущественно пластовых залежей, вероятнее всего образовались водами подземной циркуляции вадозного происхождения. Сейчас появляется все больше и больше данных низкотемпературного образования месторождений жильного типа, где роль гидро-

термальных растворов выполняли, по-видимому, напорные пластовые воды, поднимающиеся к поверхности по благоприятным горизонтам пород. Одним из примеров могут быть урановые месторождения Саксонии и некоторые ураноносные жилы США, где температуры образования находятся в пределах 90—120°С, а минеральные парагенезисы и состав растворов в пузырьках минералов отвечают вещественному составу вмещающих пород.

ИСТОЧНИКИ МЕТАЛЛОВ РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ

Рудогенные элементы растворов имеют также различное — полигенное происхождение. В одних случаях рудогенные элементы попадают в растворы при их образовании и могут называться **первичными**, тогда как в других приобретаются при фильтрации растворов через породы и могут быть названы **вторичными**.

Первичные рудогенные элементы с позиций физической химии находились в равновесии с растворами при образовании последних. Они обладали высокими теплоемкостями соединений и высокой кинетической энергией. Постмагматические растворы обогащались элементами, не вошедшими в кристаллические решетки минералов даже самых последних стадий кристаллизации, находились в подвижном состоянии и образовывали ионные растворы. При ультраметаморфизме воды ассимилированных (частично переплавленных) первичных пород, вероятно, содержали растворенные рудогенные элементы или приобретали их в процессе перекристаллизации и магматического замещения породы. Для постмагматических и постультраметаморфических растворов характерны такие металлы, как Sn, W, Zn, Pb, U и многие другие. Ювенильные растворы, поднимающиеся из подкорковых глубин, несли растворенные вещества, в частности, связанные с подкорковой базальтовой магмой, выносили сидерофильные элементы (Fe, Mn, V, Ti, Cr, Cu и Zn), о чем свидетельствует состав месторождений, образованных в ранние стадии геосинклинального цикла развития (скарновые, колчеданные и другие месторождения). Растворы же, связанные с процессами в мантии Земли, богаты Na и K, и, вероятно, будут приносить литофильные и халькофильные элементы, способные образовывать легкорастворимые комплексные щелочнокарбонатные ионы [20].

Метаморфические воды при своем образовании также содержали рудогенные элементы, о чем можно судить по многим характерным металлам метаморфогенных месторождений (Fe, Cu, Th, U), составляющим геохимическую особенность первичных метаморфизируемых пород. Потоки термальных растворов были носителями комплекса элементов, заимствованных из пород при перекристаллизации, растворении или частичном переплавлении их в условиях метаморфизма и ультраметаморфизма.

Исходные осадочные и вулканогенные породы, подвергшиеся метаморфизму, содержали различные металлы, иногда в значительных количествах, во много раз превышающих кларковые значения.

Среди осадочных пород довольно широко распространены **микрорудные фации**, к которым относятся породы, содержащие значительные накопления металлов (медистые песчаники, рассеянные руды свинца, цинка, урана, золота и других элементов). Микрорудные фации образовались вследствие эмбриональных форм рудоотложения; они несравненно чаще встречаются, чем **макрорудные фации**, и концентрируют в себе большие массы рудного компонента [24].



Так, сланцы криворожской свиты имеют повышенные фоновые (средние) содержания Ti, V, Co, Cu и Ag, в три-четыре раза, а в отдельных местах в 10—15 раз превышающие кларковые значения осадочных пород. В песчано-конгломератовых толщах протерозоя почти повсеместно отмечаются повышенные содержания Cr, Cu, Au, Pb и V, а для вулканогенных образований протерозоя характерно накопление Ti, V, Co, Cu в несколько раз больше кларковых значений.

Геологические наблюдения и экспериментальные данные свидетельствуют об интенсивной мобилизации металлов растворами из метаморфизируемых осадочных и вулканогенных пород. Воды поровых пространств, покидающие породы на первых ступенях метаморфизма при относительно низких температурах, экстрагируют значительную часть рудных компонентов, находящихся в легкорастворимых соединениях и обладающих низкими свойствами теплоемкости.

Выделение гидроксильной воды из пород при высоких температурах сопровождалось разрушением кристаллических решеток минералов-гидратов, что вызывало растворение и вынос в первую очередь элементов-примесей, размещенных на участках дислокации кристаллов.

Если в осадочных породах металлы находились в виде обломков или аутигенных минералов, то в метаморфических породах они в подавляющем большинстве находятся в виде изоморфных примесей в кристаллических решетках темноцветных (хлорите, биотите, амфиболе, пироксене), а часть их образует самостоятельные минералы-окислы, силикаты и сульфиды.

Простые расчеты показывают, что в одном кубическом километре породы может содержаться свыше десяти миллионов тонн рассеянных металлов, а одного из металлов (Cu, Cr, Ni), содержащегося в породе в количестве 0,01%, будет около миллиона тонн. Учитывая большие объемы осадочных и вулканогенных пород, участвующих в метаморфических процессах, нетрудно убедиться, что рассеянные металлы в породах — неисчерпаемые источники для образования метаморфических — гидротермальных месторождений.

Многие рудные месторождения, размещенные среди кристаллических сланцев или других метаморфических пород, сформировались за счет мобилизации рудных компонентов из вмещающих толщ метаморфическими термальными растворами. Такие месторождения обычно приурочены к определенной толще пород, которая имеет в своем составе повышенное (изначально) содержание рудных элементов.

В качестве примера приведем поясовое расположение медно-колчеданных, титано-магнетитовых и урановых месторождений в Сингбумском рудном районе Индии, которые приурочены к различным литолого-структурным полосам.

Примерами сказанному выше могут служить также апатито-флогопитовые жилы, приуроченные к серии поперечных трещин в пироксено-амфиболовых гнейсах месторождения Слюдянка, медно-колчеданные складчато-жильные залежи среди метаморфизованных эффузивов на Урале, Кольском полуострове и многие другие.

Вторичное обогащение растворов рудогенными элементами происходило в период фильтрации через различные породы — микрорудные фации.

Мобилизация рудогенных компонентов состояла в экстракции металлов из пород вследствие химического растворения различных соединений, содержащих металлы. Физико-химическая сторона этого процесса выражена неравновесным отношением растворов и пород в условиях меняющихся температур, давления и состава растворов.

Экспериментальные работы, проведенные в ИГН АН УССР, показали, что суммарный вынос металлов из метаморфических пород кислотными растворами при $t=200^{\circ}\text{C}$ и давлении 300 атм за 100 ч равен 40% первоначального содержания. Экстракция металлов из осадочных пород идет еще более интенсивно и при тех же условиях достигает 70—80%. Обогащение растворов рудогенными элементами при фильтрации через породы зависит от многих условий:

а) наличия продолжительного потока растворов через породы, имеющие более или менее стабильный состав металлов;

б) наличия в породах микрорудных фаций с достаточным количеством металлов. При этом состав растворов, температура и давление должны благоприятствовать растворению металлов и образованию устойчивых комплексных ионов.

Вторичное обогащение растворов рудогенными элементами во многом определяет специализацию рудного процесса, отвечающего геохимическим особенностям вмещающих пород.

Из сказанного ясно, что вода и металлы, составляющие рудообразующие растворы, имеют **полигенное** происхождение и это оказывает решающее влияние на образование и размещение эндогенных рудных месторождений.

Рассмотрение вопроса об источниках вещества и рудообразующих растворов дает основание наметить три типа источников рудообразования: а) рудоносные подкорковые магмы и связанный с ними вынос рудного материала; б) подкорковые рудоносные флюиды и в) вмещающие породы и воды — поровые и гидроксильные.

С базальтоидными рудоносными магмами генетически связано образование позднемагматических месторождений (Ti, Fe, V, Pt), а также колчеданных месторождений, связанных с вулканической деятельностью субмаринных спилито-кератофировых формаций [21]. С этим же источником [13] связывается образование большой группы вулканогенных рудных месторождений, для которых рудообразующие растворы имели смешанное происхождение — вадозное и вулканическое. К вадозному относятся главным образом воды, тогда как насыщение их минеральными веществами зависит от действия вулканических аппаратов.

Поднимающиеся из подкорковых глубин потоки термальных флюидов несли большие количества рудогенных компонентов, а некоторую часть их они могли заимствовать из пород, по которым проникали в верхние горизонты земной коры. При благоприятных условиях под влиянием гипогенных флюидов непосредственно образовались рудные месторождения, которые названы нами **эндогидрогенными** (глубинногидрогенными) или **ювенильногидрогенными** [3]. Эндогидрогенные месторождения приурочены к глубинным разломам земной коры и нередко образуют рудные пояса большого протяжения (Тихоокеанский, Серебряный пояс Америки, Европейский железорудный, Уральский и др.).

В других случаях потоки поднимающихся термальных флюидов вызывали метаморфизм и гранитизацию пород. При этом они смешивались с метаморфическими, ультраметаморфическими (постмагматическими) и водами глубинной циркуляции и могли обогащаться металлическими компонентами метаморфизируемых пород. При благоприятных условиях создавались рудные растворы, определившие накопление месторождений. Рудообразование, вызванное такими растворами, следует называть **метаморфогенным**, оно характерно для древних подвижных зон кристаллических щитов и зон активизации древних платформ.

В частных случаях реоморфизма магматического очага в осадочные или метаморфические породы могут возникнуть благоприятные

условия для выделения рудообразующих растворов и образования **постмагматических месторождений**. И в этом случае огромную роль в накоплении металлов могли играть вмещающие породы. Глубинная циркуляция вадозных вод в проницаемых зонах с повышенными потоками тепла могла привести к перемещению и концентрации больших масс различных металлов. Такие месторождения в настоящее время выделяются под названием телетермальных, в понимание которых нередко вкладывается различный смысл.

Совершенно очевидно смещение глубинных, метаморфических, вулканических и вадозных вод и образование месторождений такими комплексными водами, имеющими не менее сложное происхождение металлов.

Выделение генетических типов эндогенных месторождений на основе выяснения их связи с вулканическими процессами, зонами подъема рудоносных флюидов, с метаморфизмом и метаморфическими фациями, а также глубинной циркуляцией вадозных вод позволит более эффективно прогнозировать промышленное оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабинец А. Е. Результаты изучения содержания O^{18} в некоторых генетических разностях природных вод. «Наукова думка», К., 1967.
2. Белевцев Я. Н. Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
3. Белевцев Я. Н. — Геол. журн. АН УССР, 1969, 2.
4. Бетехтив А. Г. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, М., 1953.
5. Билибин Ю. А. Избранные труды. Изд-во АН СССР, М., 1, 1958.
6. Елох А. М. — Изв. АН СССР, 1969, 11.
7. Виноградов А. П. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, 11.
8. Вольфсон Ф. И. Геология гидротермальных урановых месторождений. «Наука», М., 1966.
9. Германов А. И. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, 6.
10. Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида, ИЛ, М., 1946.
11. Домарев Д. С. — Сов. геол., 1967, 4.
12. Заварицкий А. Н. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. Изд-во АН СССР, М., 1950.
13. Котляр В. Н. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», М., 1968.
14. Коржинский Д. С. — В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Изд-во АН СССР, М., 1967.
15. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», М., 1965.
16. Нарсеев В. А., Куденко А. А. о возможном механизме образования парагидротерм при метаморфизме. «Наукова думка», К., 1969.
17. Овчинников Л. Н. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», М., 1968.
18. Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, М., 1940.
19. Сауков А. А. — Тр. Ин-та рудных месторождений. Изд-во АН СССР, М., 1960.
20. Смирнов В. И. О симпозиуме по проблемам рудообразования. М., 1968.
21. Смирнов В. И. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, 3.
22. Смирнов С. С. Избранные труды. Изд-во АН СССР, М., 1955.
23. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
24. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, 1, 2. Изд-во АН СССР, М., 1960.
25. Тугаринов А. Н., Змеенкова А. В. — Сов. геол., 1960, 4.
26. Федорчук В. П. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. «Недра», М., 1968.
27. Ферхуген Д. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.
28. Хитаров Н. И. — Геохимия, 1967, 11.
29. Чекалюк Э. Б. — Геол. журн. АН УССР, 1968, 1.

1. СТРУКТУРНЫЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Г. И. КАЛЯЕВ

Геологические формации Украинского щита и их металлогения с той или иной полнотой рассматривались в геологической литературе [1, 2, 5, 6, 8-10], однако формационный анализ применительно к докембрийским образованиям начал разрабатываться сравнительно недавно. Объем этих исследований все расширяется. В настоящей статье автор стремился определить тектоническую позицию основных формационных типов Украинского щита и рассмотреть их металлогеническое значение.

При классификации геологических формаций и определении их структурной позиции мы базировались на принципах, предложенных В. В. Белоусовым [3] для расчленения литологических формаций, а для магматических нами принята классификация Ю. А. Кузнецова [7]. Для некоторых недостаточно изученных гнейсифицированных формаций пока не представляется возможным установление их формационных типов. Поэтому мы ограничиваемся приближенными или общими определениями.

Поскольку формационные типы обычно отвечают определенным структурным зонам, необходимо прежде рассмотреть тектоническое районирование Украинского щита, которое может облегчить классификацию его геологических формаций и выявить определенные связи с ними типоморфных для докембрия металлов.

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В пределах Украинского щита по геофизическим и геологическим данным выделяются две группы структурных элементов, заметно отличающиеся по тектоническому режиму: 1) раннедокембрийские области с отчетливо выраженным геосинклинальным режимом; 2) раннедокембрийские протоплатформенные блоки. К первой группе относятся Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь и геосинклинальная система Большого Кривого Рога; ко второй — Волыно-Подольский, Кировоградский и Приазовский блоки. Блоки отделены от геосинклинальных зон крупнейшими в Украинском щите конседиментационными глубинными разломами. Таковы Криворожский и Ореховский разломы, ограничивающие геосинклинальную систему Большого Кривого Рога в ее доорогенный, собственно геосинклинальный этап развития.

Выделенные нами структурные зоны Украинского щита отчетливо выражены в магнитном и меньше в гравитационном полях. Зонам раннедокембрийского геосинклинального режима отвечают области с повышенными значениями магнитного и гравитационного полей. Это

объясняется наличием в них джеспилитовой формации, которой соответствуют магнитные максимумы, достигающие иногда сотен тысяч гамм. А локальные гравитационные аномалии вызваны джеспилитовой и спилито-диабазовой формациями. Породы последней имеют значительную абсолютную плотность (до 3 г/см^3) и отличаются заметными избыточными плотностями (порядка $0,1-0,4 \text{ г/см}^3$).

Протоплатформенным блокам в целом соответствуют слабо аномальные магнитные и большей частью пониженные гравитационные поля, поскольку здесь господствуют гранитоидные и гнейсифицированные формации. Сложнее природа региональных гравитационных максимумов. Они не могут быть объяснены суммарным воздействием указанных выше формаций, отличающихся повышенными плотностями. В среднем Побужье и в эвгеосинклинальных зонах Большого Кривого Рога регионально повышенные значения гравитационного поля (например, Голованевский максимум) вызваны особенностями строения более глубокой части коры. Эти аномальные поля отвечают максимальным прогибам с инициальным вулканизмом. В орогенный этап вследствие гранитоидного магматизма здесь произошла ультраметаморфическая переработка верхней части коры, вызвавшая приближение раздела Конрада. По данным ГСЗ, погружение этого раздела фиксируется лишь под гранито-мигматитовыми геоантиклиналями.

Поскольку Украинский щит имеет блоковое строение, неравномерное перемещение блоков по глубинным разломам привело к ступенчатому строению горизонтов коры. В отдельных блоках горизонт Конрада мог оказаться ближе к поверхности. Это справедливо для тех блоков, в которых с самого начала их геологического развития преобладала тенденция к поднятию. Об этом свидетельствуют весьма малые мощности спилито-диабазовой и джеспилитовой формаций, встречаемых, например, в западном Приазовье. Кроме того, в таких блоках приближены к поверхности и обнажены в наиболее глубоких денудационных срезях породы высокотемпературных метаморфических фаций. Таковы чарнокитовая серия и пироксеновые гнейсы (плотность $2,7-2,9 \text{ г/см}^3$), отвечающие гранулитовой фации метаморфизма. Эти породы отличаются от гранитов и мигматитов амфиболитовой фации повышенными плотностями и, вероятно, повышенными сейсмическими скоростями. Гранулитовые фации особенно характерны для южной части Вольно-Подольского блока, для Голованевского синклинория и западной части Приазовского блока. Мозаичность регионального гравитационного поля отражает распределение плотностей по вертикали в гранито-мигматитовом слое коры и различную глубину его эрозионного среза.

Выделенные нами группы структурных зон Украинского щита, можно думать, изначально сосуществовали, возникнув в древнейшие этапы геологического развития коры. Эти структурные элементы не противостояли столь резко, как платформы и геосинклинали в послерифейское время. Это объясняется особенностями строения коры в раннем докембрии. Тогда только начинал наращиваться ее сиалический слой, она была относительно тонкой и подвижной, а геотермические градиенты были значительно выше, чем в послерифейской коре, когда возникли континентальные платформы. В раннем докембрии протоплатформенные блоки играли роль «местных платформ», разделявших геосинклинальные ветви и системы, однако в силу указанных причин здесь был развит гранитоидный магматизм, ультраметаморфизм и связанная с ними глубинная складчатость.

СООТНОШЕНИЕ ФОРМАЦИОННЫХ РЯДОВ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН УКРАИНСКОГО ЩИТА

Перечисленные геотектонические элементы Украинского щита различаются прежде всего по характерным формационным типам. Протоплатформенным блокам присущи гнейсифицированные вулканогенно-терригенные и специфические раннедокембрийские магматические формации: малых интрузий, рапакиви с подформацией анортозитов и гранитоидная щелочная. Известно, что такой комплекс формаций возникает при тектоническом режиме, близком к платформенному. Они образуются в этапы, непосредственно следующие за периодом замыкания геосинклинальных зон, примыкающих к платформенным блокам.

В зонах геосинклинального режима господствуют спилито-диабазовая, кварц-кератофировая, джеспилитовая, ультрабазитовая, терригенная, лагунная и молассовая формации. Почти все они представляют четко выраженные геосинклинальные формационные типы.

Для протоплатформенных блоков характерны также гранито-батолитовые формации, представленные существенно микроклиновыми порфиробластическими гранитами. К ним относятся прежде всего граниты Кировоградско-житомирского комплекса. Они формировались в условиях активного гранитоидного магматизма, связанного с возникновением разломов в протоплатформенных блоках. По времени они отвечают позднеорогенным этапам в смежных геосинклинальных зонах.

Необыкновенное распространение получили формации мигматитов амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Их образование генетически связано с процессами ультраметаморфизма и гранитизации, в которых главную роль играли явления магматического замещения суперкристалльных толщ докембрия. Гранитоидный магматизм был многоэтапным и охватывал все без исключения структурные зоны Украинского щита, играя при этом решающую роль в формировании глубинной складчатости фундамента, которая свойственна верхней части коры, главным образом глубинам, отвечающим амфиболитовой фации метаморфизма. На этих глубинах формировались мигматиты и анатектические граниты. Формации мигматитов одинаково присущи всем структурным зонам Украинского щита, однако внутри этих зон они приобретают руководящее значение, поскольку строго приурочены к геосинклинальным поднятиям и антиклинальным формам.

Литологические и эффузивно-магматические формации протоплатформенных блоков и геосинклинальных зон формировались в целом синхронно. Их формационные ряды отличаются, поскольку отличался тектонический режим этих структурных зон. Иначе складывалось возрастное соотношение магматических формаций в структурных зонах Украинского щита. По общегеологическим данным и данным абсолютной геохронологии устанавливается, что руководящие формации протоплатформенных блоков — рапакиви с анортозитовой подформацией и гранитоидная щелочная формация — возникли значительно позднее, чем литологические и магматические геосинклинальные формации. Выясняется важнейшая закономерность: гранитоидный магматизм, приведший к консолидации геосинклинальных зон, как бы мигрировал затем в пределы протоплатформенных блоков. В итоге здесь образовались сравнительно поздние массивы рапакиви и щелочных пород.

В таблице сведены главные формационные типы Украинского щита. Они помещены в стратиграфической последовательности, с указанием этапов развития и тектонического режима. Принятая нами стратиграфическая схема базируется на реально наблюдаемой последовательности

Классификация геологических формаций Украинского щита

Тектонический режим	Этап развития	Метаморфизованные литологические и эффузивные формации	Интрузивные и ультраметаморфические формации
<i>Верхний протерозой (1200—1600 млн. лет)</i>			
Платформенный	Устойчивой платформенные	Терригенные и эффузивные формации овражской серии	Дайковая Формация щелочных гранитоидов (пержанский комплекс)
<i>Средний протерозой (1600—1900 млн. лет)</i>			
	Подвижной платформенные	Гнейсифицированная эффузивно-осадочная формация — кислые и основные эффузивы осницкой серии.	Коростенский комплекс: формация рапакиви. Подформации: дайковая, гранитоидная, щелочная и анортозитовая Формация щелочного комплекса Приазовья: гранито-батолитовая (Екатерининские граниты); малых интрузий; гранитоидная щелочная Подформации: субщелочных гранитов и щелочных метасоматитов; ультрабазитовая Габбро-гранодиоритовая (осницкий комплекс)
<i>Нижний протерозой (1900—2700 млн. лет)</i>			
	Постороженный		Малых интрузий гипербазитов (ультрабазиты Девладово). Малых интрузий аплитопегматоидных гранитов Гранито-батолитовая (токовские и боковянские граниты).
Геосинклинальный	Орогенный и позднеорогенный (позднегеосинклинальный) Доорогенный и раннеорогенный (раннегеосинклинальный)	Формации конкско-верховцевской, криво-рождской и тетерево-бугской серий: офиолитовая среднего Побужья; гнейсифицированная формация основных эффузивов; молассовая; карбонатная (лагунная); нерасчлененные гнейсифицированные существенно-терригенные формации Джеспилитовая осадочного и вулканогенно-осадочного типов Нижняя терригенная; кварц-кератофирровая Архей (2700—3500 млн. лет) Спилито-диабазовая, включающая джеспилитовую подформацию вулканогенно-осадочного типа Гнейсифицированные вулканогенно-терригенные формации Днепровской серии	Формации кировоградско-житомирского комплекса: гранито-батолитовая — среднезернистые и порфировидные граниты и мигматиты; гранитоидная щелочная подформация; гранито-батолитовая — трахитоидные новоукраинские граниты; мигматитов амфиболитовой фации и анатектических гранитов (Западно-Ингулецкая и Орехово-Павлоградская зоны) Гранито-батолитовая (плагииграниты саксаганские, галещинские, кудашевские и др.). Гранитовая (граниты и мигматиты чудново-бердичевские, щепетовские и др.); мигматитов гранулитовой фации (чарнокиты и связанные с ними гиперстеновые породы) Нерасчлененные формации раннеорогенных и орогенных мигматитов и анатектических гранитов (Приднепровский мегаантиклинорий) Ультрабазитовая

пород. Там же, где возрастные соотношения непосредственно не устанавливаются, в основу схемы стратиграфии положены структурно-формационные критерии. При этом мы исходили из тектонического районирования и соотношения структурных зон Украинского щита, рассмотренных выше. Учтены также и данные абсолютной геохронологии, но использовались только те, которые представлялись нам более или менее надежными и не вступали в противоречие с твердо установленными геологическими данными.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЛАВНЫХ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Геологические формации Украинского щита разделены нами на две группы: 1) литологические и эффузивные; 2) интрузивные и ультраметаморфические.

Известно, что само понятие формации или магматического комплекса включает не только определенную ассоциацию пород, но и рудные образования. Первоначальные концентрации некоторых металлов могли возникать еще на стадии осадконакопления, поэтому формационные типы литологических и эффузивных формаций предопределяют вероятные или типоморфные для них металлы.

Не подлежит также сомнению и металлогеническая специализация тех или иных магматических комплексов.

Формации Украинского щита расчленены нами по тектоническому режиму на геосинклиналильные и платформенные.

Литологические геосинклиналильные формации, от спилито-диабазовой до молассовой, отнесены к одному циклу геологического развития. Сюда же условно отнесены и более древние гнейсифицированные формации Приднепровского мегаантиклинория. Возможно, однако, что они относятся и к предшествующему циклу, но сколько-нибудь определенно судить о нем пока невозможно. В геосинклинальном периоде выделены этапы: доорогенный и раннеорогенный (раннегеосинклинальный); орогенный и позднеорогенный (позднегеосинклинальный); посторогенный. Последние этапы ознаменовались нарастающим гранитоидным магматизмом, ультраметаморфизмом и сопутствующей им глубинной складчатостью. Эти процессы привели к наращиванию сиалической коры, ее консолидации и к замыканию геосинклиналильных зон.

В платформенном периоде выделены этапы подвижной и устойчивой платформ. Первый характеризовался гранитоидным магматизмом и интенсивной складчатостью, второй — образованием пологих складок платформенного характера (овручская синклиналь).

Формационные типы и магматические комплексы докембрия Украинского щита классифицированы нами в соответствии с приведенными выше условиями тектонического режима и этапами геологического развития (см. таблицу).

Рассмотрим кратко металлогеническую специализацию выделенных формационных типов в соответствии с указанными принципами их расчленения.

Метаморфизованные литологические и эффузивные формации. К раннегеосинклинальному этапу нами отнесены гнейсифицированные вулканогенно-терригенные формации Приднепровского мегаантиклинория и спилито-диабазовая формация конкско-верховцевской серии. Первостепенное значение имеет последняя формация, поскольку среди ее пород встречены рудопоявления титаномagnetито-

вых руд. Джеспилитовая подформация вулканогенно-осадочного типа (Чертомлык, Западно-Белозерский, Восточно-Грановский и другие участки) — это носитель обогащаемых железных руд.

В породах спилито-диабазовой формации установлены рудопроявления никеля, кобальта, меди и других металлов, однако они возникли, вероятно, в орогенный этап и лишь территориально отвечают породам спилито-диабазовой формации.

Выше залегают последующие формации, относящиеся к первой половине раннепротерозойского цикла геологического развития: кварцкратофировая, нижняя терригенная и джеспилитовая. Эти формации наиболее полно представлены в Большом Кривом Роге. Первая из них перспективна на колчеданные месторождения. В конгломератах нижней терригенной формации Криворожской зоны обнаружены рудопроявления золота. В Канадском, Бразильском и Южно-Африканском щитах аналогичная по составу и возрасту груботерригенная формация содержит промышленные месторождения редких металлов.

В среднем Побужье нижняя терригенная формация состоит из кварцитов, а также гранато-биотитовых и силлиманитовых гнейсов. Они представляют интерес для поисков корундовых и силлиманитовых месторождений. Джеспилитовая формация Большого Кривого Рога представлена двумя формационными типами: осадочным (криворожским) и вулканогенно-осадочным. Первый наиболее продуктивен и свойствен краевым зонам Большого Кривого Рога. Он включает всемирно известные месторождения богатых и бедных руд Кривого Рога и Кременчуга. К вулканогенно-осадочному типу относятся толщи железистых кварцитов внутренних зон Большого Кривого Рога, включающие Белозерское месторождение и рудопоявления Тепловского, Сурского и других участков.

В Большом Кривом Роге к формациям второй половины раннепротерозойского цикла (орогенный и позднеорогенный этапы) относятся верхняя углисто (графито)-терригенная, карбонатно-лагунная и моласовая. В среднем Побужье мы встречаем их нерасчлененные и гнейсифицированные аналоги. Но здесь важную роль играли еще основные эффузивы и, наконец, офиолитовая формация.

Металлогеническое значение этих формаций устанавливается достаточно определено. С формациями второй половины цикла в Кривом Роге связаны месторождения железных руд осадочного генезиса в породах углисто-терригенной формации. К ней относятся также известные месторождения и рудопоявления графита в Кривом Роге и Побужье, однако преобразование углисто вещества в графит происходило в орогенный и позднеорогенный этапы в связи с региональным метаморфизмом и постмагматическими процессами. Карбонатно-лагунная формация включает месторождения доломитов и мраморов.

Важное металлогеническое значение приобретает офиолитовая формация среднего Побужья, в частности, ее ультрабазиты. Правда, решающее значение имели не только изначально повышенные содержания в ней никеля, кобальта и хрома, поскольку промышленные концентрации никеля и кобальта возникли значительно позднее, в период формирования коры выветривания на перидотитах среднего Побужья, хромиты же являются позднемагматическими. Офиолитовая формация среднего Побужья представляет интерес для поисков колчеданных месторождений меди и металлов группы платины.

В платформенный период образовались эффузивно-осадочные формации осницкой серии, а затем овручской. Металлогения этих формаций связана с процессами гранитизации, в частности с формированием щелочных и субщелочных гранитоидов и метасоматитов. Об этих металлогени-

ческих особенностях скажем при рассмотрении магматических (интрузивных) формаций.

Интрузивные и ультраметаморфические формации. К первой половине геосинклинального цикла следует отнести ультрабазитовую формацию Большого Кривого Рога. Она представлена межпластовыми телами перидотитов, пироксенитов и серпентинитов, залегающих в породах конкско-верховцевской серии. В среднем Приднепровье с этой формацией связаны месторождения и рудопроявления никеля и асбеста. После образования диабазо-спилитовой формации геосинклинальные зоны испытали воздействие гранитоидного магматизма, выразившегося в гранитизации пород спилито-диабазовой формации и образовании полей плагиоклазовых мигматитов. В настоящее время формации древнейших мигматитов амфиболитовой фации не могут быть расчленены. Часть из них возникла в орогенный этап вследствие процессов реоморфизма. К ним относятся отчасти мигматиты среднего Приднепровья и Приазовья. В этот же этап формировались и мигматиты гранулитовой фации — чарнокиты и виннициты среднего Побужья и Волыно-Подольского блока. К раннеорогенному этапу относятся гранито-батолитовые формации в виде чудново-бердичевских гранитов и, возможно, саксаганских плагиогранитов. Металлогеническая роль этих ультраметаморфических формаций еще недостаточно выяснена. В этот этап были метаморфизованы железисто-кремнистые осадки внутри диабазо-спилитовой формации. Вполне вероятно, что к этому же этапу относится обогащение гранитоидов акцессорными минералами — монацитом и ортитом.

Для орогенного и позднеорогенного этапов характерны гранито-батолитовые формации порфиридных гранитов и мигматитов, а также трахитоидных микроклиновых гранитов, образующих кировоградско-житомирский комплекс. Особое значение имеет гранитоидная щелочная подформация в виде граносиенитов, щелочных сиенитов и метасоматических альбититов, образующих краевые постмагматические фации в массивах микроклиновых гранитов. Они представляют интерес для поисков редкометального оруденения.

Магматические формации позднеорогенного этапа имеют интрузивные отношения со всеми формациями криворожской серии. К формациям этого этапа относятся: гранито-батолитовая — токовские и боковянские плагиоклазо-микроклиновые граниты; малых интрузий аплитопегматоидных (днепровских) гранитов; малых интрузий гипербазитов (ультрабазиты Девладова). С формацией токовских и боковянских гранитов связаны проявления щелочного метасоматоза с редкометальным оруденением и проявления молибденита.

Девладовские габбро-перидотиты возникли в условиях завершенной складчатости, поскольку секут тектонические структуры раннего протерозоя. Эти породы и подобные им ультрабазиты представляют поисковый интерес, так как имеют никеленосную кору выветривания.

В платформенный период образовались формации коростенского и приазовского щелочного комплексов — рапакиви и гранитоидная щелочная. Эти формации с их редкометальными и редкоземельными оруденениями определяют важнейшие металлогенические области и зоны Украинского щита, отвечающие его протоплатформенным блокам: Волыно-Подольскому, Кировоградскому и Приазовскому. Подформации ультрабазитов и анортозитов среди указанных выше формаций представляют интерес для поисков рудопроявлений сульфидного никеля, ильменита и титаномагнетита. Формация рапакиви коростенского комплекса перспективна для поисков новых пегматитовых месторождений топаза и пьезокварца.

Наконец в этап относительно устойчивой платформы образовалась формация пержанских гранитоидов и связанных с ними щелочных пород. По-видимому, важнейшее значение здесь приобретают постмагматические гидротермальные проявления редкометального и полиметаллического оруденения, тяготеющие к зонам повышенной трещиноватости.

В заключение отметим, что в рамках настоящей статьи можно было ограничиться лишь общей металлогенической характеристикой выделенных формационных типов. Автор сознает, что приведенная выше классификация формаций нуждается в дальнейшем совершенствовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. М. — Геол. журн. АН УРСР, 1963, 23, 3, 3—21.
2. Белевцев Я. Н. и др. Проблемы металлогении Украины. «Наукова думка», К., 1965.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1962.
4. Бернадская Л. Г., Личак И. Л. и др. — В кн.: Петрография и формационное деление докембрия Русской платформы. «Наукова думка», К., 1966, 13—16.
5. Каляев Г. И. — Сов. геол., 1962, 11, 70—87.
6. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции, «Наукова думка», К., 1965.
7. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.
8. Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
9. Усенко І. С., Каляев Г. І., Личак І. Л., Царовський І. Д. — Геол. журн. АН УРСР, 1963, 23, 1, 30.
10. Царовский И. Д. — В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. «Наукова думка», К., 1966, 96—102.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ОСАДОЧНОМ ЧЕХЛЕ УКРАИНСКОГО ШИТА

А. А. ГОЙЖЕВСКИЙ

В последние годы всеобщее признание получило блоковое строение Украинского щита и сопредельных регионов, однако до сих пор еще не произведена полная и убедительная расшифровка разрывных структур щита. К тому же в работах по этому вопросу описывалось почти исключительно внутреннее строение докембрийского фундамента. С другой стороны, ряд работ был посвящен неотектонике щита, вернее, наиболее молодым движениям, нашедшим отражение в современном рельефе.

Вместе с тем, мезокайнозойский осадочный чехол щита, которому посвящено множество стратиграфических и литологических работ, почти не исследован с точки зрения влияния блоковых движений на его формирование. Накопленные к настоящему времени фактические данные убедительно свидетельствуют о решающем влиянии вертикальных движений блоков на границы распространения отдельных стратиграфических горизонтов, распределение фаций и на их мощности. Этими же факторами определялись периоды формирования кор выветривания, их размывов, условий переноса и накопления продуктов их дифференциации, которые во многих случаях являются ценными полезными ископаемыми.

Нами эти факторы были изучены в районе северного Приазовья [8, 9], а впоследствии и в некоторых других районах щита.

В докембрийском фундаменте щита к настоящему времени установлено множество разрывных нарушений, прослеживающихся иногда на сотни километров. Основные направления разрывов — северо-западное, меридиональное и широтное. Разрывы северо-восточного направления почти не известны. Среди них с полной определенностью установлена лишь Суцано-Пержанская тектоническая зона и отчасти зона разрывов, проходящая через Тальное—Богуслав [24]. Крупные северо-западные разрывы представлены Подольской тектонической зоной и Бугским разломом. Несомненным становится наличие разрывов на склоне щита, в направлении к Днепровско-Донецкой впадине.

В отличие от представления о почти исключительном развитии на щите разрывов северо-западного и северо-восточного направлений [25], большая часть исследователей щита признает также существование крупных разрывов ортогональной системы [1, 4]. Обнаружен широтный разрыв, разграничивающий Припятский грабен и щит. Доказано существование широтных разломов, ограничивающих Овручскую структуру и даже пересекающих ее в осевой части [10]. Нами был установлен так называемый Волинский широтный разлом [12]. Известны широтные Девладовский и Конкский разломы [7]. Широко развиты также меридиональные разрывы, в частности разломы Кременчуг — Кривой Рог [3], Белозерско-Утлюкский, Азово-Павлоградский [8], Звиздаль-Залесский [1] и многие другие.

Следует, однако, иметь в виду, что для изучения мезокайнозойского осадочного чехла щита интересны лишь те разломы, по которым в мезокайнозое происходили движения. Оказывается, что в подавляющем большинстве случаев с разломами северо-западного и северо-восточного направлений в мезокайнозое были связаны крайне незначительные движения или их вовсе не было.

Показательна в этом отношении Подольская тектоническая зона, которую детально описывают В. А. Великанов и В. С. Заика-Новацкий. Здесь складчатый фундамент перекрыт залегающими почти горизонтально отложениями венда. Последние, как и складчатый фундамент, рассечены многочисленными разрывами, среди которых наиболее четко выражены разрывы северо-западного направления. Причем амплитуды движений по ним весьма невелики и в крайние редких случаях достигают 20 м. Пока не удалось установить заметных нарушений меловых отложений, хотя древние разрывные структуры отчетливо отразились на современном рисунке гидрографической сети.

Отсутствуют также факты, свидетельствующие о мезокайнозойских движениях по Бугскому разлому, Суцано-Пержанской зоне и т. д. Неясен вопрос о движениях на стыке с ДДВ; во всяком случае, нет пока данных о нарушениях в развитых здесь пермских и триасовых отложениях.

Таким образом, складывается вполне определенное впечатление, что вертикальные движения в мезокайнозое по разломам диагональной системы были крайне ограниченными.

Совсем по другому выглядят движения по разломам ортогональной системы. Так, для Конкского разлома устанавливаются перемещения в течение мезокайнозоя до 500 м, а в послемеловое время — 100—200 м [7]. Вдоль разлома, по границе щита с Припятским разломом, пермские отложения опущены не менее чем на 200—300 м. Вертикальные перемещения верхнемеловых и палеогеновых отложений были установлены нами по ряду широтных и меридиональных разломов на северо-западном Приазовье, причем амплитуды их достигают многих десятков метров, превышая иногда 100 м. Именно разломами широтного

и меридионального направлений определяются границы многих геоморфологических районов. Стоит вспомнить хотя бы широтное направление Овручских возвышенностей, широтную границу Волынской возвышенности с Волынским Полесьем, границы разновозрастных денудационных уровней на Приазовье [12] и др.

Эти и многие другие факты позволяют заключить, что в мезокайнозой резко преобладали движения блоков, ограниченных широтными и меридиональными разломами, поэтому при изучении мезокайнозойских осадков щита и его рельефа особое внимание должно быть обращено именно на эти разломы.

Теперь следует рассмотреть вопрос об определяющем влиянии блоковых движений на границы распространения отдельных стратиграфических горизонтов. Нами было показано, что Конкско-Ялынская впадина и северо-восточная часть Причерноморской впадины ограничены разломами широтного и меридионального направлений. Именно к ним и приурочены границы распространения нижне- и верхнемеловых, и во многих случаях палеогеновых отложений.

Причерноморская впадина на севере ограничена региональным широтным разломом, продолжающим Конкский разлом к западу, — нижне- и верхнемеловые отложения распространяются только до его зоны.

Известно, что распространение триасовых, юрских и отчасти меловых отложений у края щита определяется зоной разломов, отделяющих его от Припятского грабена. На западе щита верхнепротерозойские отложения и поле сплошного развития верхнего мела также ограничены зоной разлома.

Давно известно, что в западной части щита почти полностью отсутствуют бучакские отложения, а с ними связаны месторождения бурого угля. Здесь известны только небольшое Коростышевское месторождение и два мелких месторождения в районе г. Хмельника. Эта практически безугольная площадь располагается к западу от регионального меридионального Звиздаль-Залесского разлома, с различной степенью достоверности прослеженного почти через весь щит [1]. Интересно отметить, что при рассмотрении карты полезных ископаемых Украины бросается в глаза весьма широкое развитие торфяников в ДДВ, но только до линии Кременчугско-Криворожской зоны разломов, восточнее которой на карте не показано ни одного торфяника. В обоих случаях (один — в среднем эоцене, другой — в наше время) благодаря движениям по региональным разломам значительные площади оказались на разных уровнях, что привело к четкому обособлению областей накопления торфяников.

Сеноманские отложения, известные в северной части щита, не распространяются южнее Волынского разлома. Севернее последнего в депрессиях поверхности фундамента широко развиты угленосные юрские отложения, не известные в депрессиях к югу от этого разлома.

Таким образом, границы распространения многих осадочных толщ во многих случаях определяются широтными и меридиональными зонами. На северо-востоке и юго-западе щита наблюдаются границы распространения мезозойских и отчасти палеогеновых отложений также северо-западного направления. Однако они далеки от прямолинейности, наблюдаются большие и широкие заливы в сторону щита. В данном случае берега морей приспособились к склонам щита, созданным еще домезозойскими движениями и сильно расчлененным эрозией. Меридиональные же и широтные разломы продолжали жить и в мезокайнозойе, нередко приобретая характер конседиментационных, что и

обусловило столь четкую связь границ распространения осадочных толщ с этими разломами.

Во многих случаях блоковые движения явились причиной площадного распределения фаций одновозрастных отложений и значительных изменений их мощностей. Можно привести некоторые примеры. Так, в северо-восточной части Причерноморской впадины угленосные отложения бучака имеют мощность 20—30 м, которая тут же, в Молочанском грабене, возрастает до 50—90 м, причем осадки становятся более глинистыми. Еще более резкие изменения мощностей верхнемеловых отложений наблюдаются в зонах некоторых разломов Конкско-Ялынской и Причерноморской впадин. Наблюдаются также резкие изменения мощностей верхнеэоценовых и олигоценовых отложений [8, 9].

Очень сильно блоковые движения повлияли на распределение фаций сарматских отложений в северо-восточной части Причерноморской впадины и на участках щита, прилегающих к нему. Тут почти в шахматном порядке от блока к блоку сменяются площади развития известняков, песков, серых и черных глин.

К сожалению, для большей части щита еще не проанализированы взаимосвязь блоковых движений, а также распределение мощностей и фаций отдельных стратиграфических подразделений. Однако уже и сейчас есть данные, свидетельствующие, что район Приазовья, где эти связи устанавливаются четко, не исключение, хотя он, по-видимому, и является наиболее ярко выраженным примером этих связей.

Весьма важен вопрос о возрасте коры выветривания на Украинском щите. Как известно, кора выветривания на щите в разных местах перекрывается отложениями различного возраста, вплоть до юрского. В районах, прилегающих к щиту, известны случаи, когда кора выветривания перекрывалась девонскими осадками. В последнее время Г. Г. Виноградов и В. А. Великанова выявили кору выветривания на рифейских каменных диабазах среднего Приднестровья, перекрытую породами венда, а А. С. Дранник установил следы выветривания коростенских гранитов, перекрытых породами ювручской серии.

Сейчас полностью отвергается точка зрения о додевонском возрасте образования коры выветривания, которая впоследствии подвергалась лишь размыву [18]. Принято считать, что коры выветривания на Украинском щите формировались неоднократно [6], однако при установлении времени их формирования мы наталкивались на большие трудности. Такая попытка была сделана и нами для юго-восточной части щита.

При решении этого вопроса пришлось исходить из анализа разреза мезокайнозойских отложений Конкско-Ялынской и северо-восточной части Причерноморской впадин.

В основании разреза здесь залегают апт-альбские отложения. Морские фации их, развитые вблизи Азовского моря, представлены в основном кремнистыми породами. Континентальные фации сложены песками, каолинистыми глинами, бурыми углями, а у Пологов и Белозерки в составе их имеются бокситовидные породы.

Мощные осадки верхнего мела (от сеномана до дата) представлены преимущественно мелом и мергелями, содержащими кремни. Последние большей частью характерны для сеномана и турона. В верхних ярусах, особенно в маастрихтском, широко распространены трепеловидные породы.

Отложения среднего палеоцена — среднего эоцена континентальные и представлены песками, глинами (преимущественно каолинистыми) и бурыми углями.

В верхнем эоцене Причерноморской впадины преобладают мергели и глины, существенно монтмориллонитовые. В Конкско-Ялынской впадине широко развиты глауконитовые пески с большим количеством спикул губок, а местами встречаются и трепеловидные породы. Разрез олигоцена начинается марганцевыми рудами, выше залегают глины, существенно монтмориллонитовые.

Морские отложения среднего миоцена, развитые в Причерноморской впадине, представлены песками, глинами и известняками. Каолинит преобладает среди глинистых минералов. В Конкско-Ялынской впадине и на склонах Приазовского массива развиты пески, часто каолиновые и вторичные каолины, образующие многочисленные залежи.

В сарматском ярусе, сложенном известняками, глинами и песками, глинистое вещество представлено монтмориллонитом, отчасти гидрослюдой.

На ограниченных площадях развиты отложения нижнего и среднего понта, киммерия и куяльника. Широко известна приуроченность железных руд к киммерийским отложениям.

Анализ приведенного разреза на фоне характера блокового строения района позволяет прийти к выводу о цикличности в геологическом развитии района. Выделяются меловый, палеогеновый, миоценовый и плиоценовый циклы. Каждый цикл начинался интенсивными дифференциальными движениями блоков, приводившими к расчленению пенепленизированной суши на разновысотные уровни. Затем начиналась трансгрессия моря, постепенно захватывая все новые и новые блоки. Время максимальной трансгрессии, когда суша становится наиболее низкой, сменяется более быстрой регрессией, приводящей к полному осушению района. Максимальные трансгрессии имели место в сантон-кампане, позднем эоцене или олигоцене, среднем сармате и в понтическое время.

Циклам тектонических движений соответствуют циклы (макро-ритмы) осадконакопления, состоящие из подготовки материала на суше, а затем выноса его, дифференциации и накопления на участках седиментации. Начало цикла осадконакопления приходится на время наиболее пониженного положения суши, когда создаются наиболее благоприятные условия для формирования коры выветривания. Следует сразу же оговориться, что климатические условия, судя по палеоботаническим исследованиям, были благоприятными для процессов выветривания почти на всем протяжении мезокайнозоя.

Первый цикл осадконакопления начался в раннем мелу, а возможно еще в поздней юре, когда в условиях субтропического климата сформировалась латеритная кора выветривания, обнаруженная нами в Конкско-Ялынской впадине под осадками апт-альба. В апт-альбе — в континентальных условиях — наряду с песками и глинами накапливались бурые угли и бокситовидные породы. В море выносился другой продукт латеритного выветривания — кремнезем. Впоследствии, в позднем мелу, шло накопление карбонатных осадков, сопровождавшееся менее интенсивным накоплением кремнезема.

В период максимальной трансгрессии в сантон-кампане вновь возникли благоприятные условия для интенсивного развития процессов выветривания, однако во вновь созданной коре выветривания были слабо развиты элементы латеритного профиля, что вытекает из отсутствия в последующих геологических образованиях свободного глинозема. Все же возможность находки бокситов и бокситовидных пород моложе кампанских не исключается, так как в маастрихте и нижнем палеоцене кое-где накапливались кремнистые породы [2, 5]. Затем следует континентальный период, продолжавшийся до верхнего эоцена, в осад-

ках которого мы видим большие массы каолинита — продукта размыва коры выветривания конца верхнего мела. Размыв этой коры был очень глубоким, так как в бучакских породах содержится большое количество зерен полевых шпатов. Впоследствии в палеогене процесс выветривания не доходил даже до образования каолинита — глинистое вещество пород верхнего эоцена и олигоцена представлено монтмориллонитом и гидрослюдами.

Таким образом, палеогеновый цикл осадконакопления характеризуется преобладанием глинистых пород и широким развитием кварцевых песчаных образований. В отличие от мелового цикла аморфный кремнезем и карбонаты играют резко подчиненную роль.

Следующий цикл осадконакопления к северу от Причерноморской впадины начался в конце позднего эоцена, с чем, по-видимому, связано появление марганцевых осадков в нижнем олигоцене. На Приазовском массиве он начался позднее, здесь трансгрессия максимального размаха приходится на ранний олигоцен. К среднему миоцену сформировалась новая (каолинитовая) кора выветривания (в отложениях неогена нет кремнистых осадков).

Средний миоцен ознаменовался массовым накоплением каолинита как в рассеянном состоянии, так и в виде пластов вторичных каолинов. Одновременно шло накопление кварцевых песков, а южнее г. Мелитополя — известняков. К сармату основная масса каолинита коры выветривания была исчерпана и поэтому резко изменился состав глин, ставший в сармате гидрослюдисто-монтмориллонитовым. Роль песков в сармате сохранилась, увеличилась роль карбонатных осадков. К миоценовому же циклу следует отнести и понтические отложения, сходные по своему характеру с сарматскими.

В конце понта — начале киммерия на сарматских и понтических глинах и коре выветривания кристаллических пород в условиях некоторого потепления климата [20] развивались красноземы. В связи с этим возникает вопрос о времени возникновения каолинитовой коры выветривания, которая существует сейчас на Приазовском массиве и перекрыта красно-бурными глинами. Как мы видели, к сармату основные «запасы» каолинита на Приазовском массиве были исчерпаны. Таким образом, современная каолинитовая кора Приазовья могла возникнуть лишь после сармата, хотя, несомненно, здесь есть и реликты более древних кор. В конце понтического века выветривание начало приобретать черты латеритного, с выделением гидроокислов железа и кремнезема. Красноземы явились источником железа для железных руд киммерия, в которых также установлен кремнезем [17].

Таким образом, для района Приазовья устанавливается четыре периода формирования кор выветривания: до апта, в конце верхнего мела, в олигоцене и среднем плиоцене. В строении отдельных циклов осадконакопления намечается определенная последовательность. Аморфный кремнезем, свободный глинозем, марганцевые и железистые соединения, а также каолинит накапливаются в начале циклов, но кремнезем продолжает выпадать из растворов и позднее. Карбонатные породы характерны для середины циклов, но иногда играют значительную роль и до конца их. Монтмориллонитовые, бейделлитовые и гидрослюдистые глины характерны для середины и особенно конечных этапов циклов. Песчаные образования в пределах циклов распределяются более или менее равномерно.

Применимы ли изложенные выше положения, выработанные нами для Приазовья, для всей территории Украинского щита? Конечно,

есть определенные различия в строении осадочной толщи различных районов щита, но общий ход развития региона в мезокайнозое такой же, как и в Приазовье.

В раннем мелу накопление морских осадков происходило почти исключительно в Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинах. Сеноман на щите и прилегающих к нему районах ознаменовался широкой трансгрессией, развивавшейся и в туроне. Однако, в отличие от Приазовья, максимума поздне меловая трансгрессия на большей части щита достигла в туроне, после чего, по-видимому, установились континентальные условия. В палеогене эти условия сохранялись до позднего эоцена. В Днепровско-Донецкой же впадине морские условия после перерыва, начавшегося в конце позднего мела, вновь возникли в верхнем палеоцене.

Максимальная трансгрессия в палеогене, когда морем были залиты значительные площади на щите, происходила в позднем эоцене и первой половине олигоцена, а повсеместно континентальные условия, в том числе и в Днепровско-Донецкой впадине, установились в конце олигоцена (угленосная берекская свита).

Следующие трансгрессии в пределах Украинского щита были в среднем миоцене; наиболее значительная — в сармате. После этого щит, как и Днепровско-Донецкая впадина, был окончательно осушен. Лишь на юге щита и в Причерноморской впадине морские бассейны существовали в понте, киммерии и кюяльнике.

Таким образом, в мезокайнозое на платформенной части Украины, в том числе и на щите, были одни и те же циклы тектонического развития, однако начало, развитие и окончание их в разных местах Украинны несколько сдвигаются во времени, что зависит от разновременности положительных и отрицательных движений блоков во впадинах, на склонах щита и наиболее поднятой его части.

Циклы осадконакопления, выделенные нами для Приазовья, встречаются и на остальной территории платформенной части Украины.

Меловой цикл на Украинском щите и его склонах начинается перетолжением продуктов латеритного выветривания. Это нижнемеловые бокситовидные породы района Турчинки (на Волыни), бокситы Смелы, каолины со свободным глиноземом района Звенигородки, бокситовидные породы района Первомайска. В Молдавии [21] и Днепровско-Донецкой впадине [15] в нижнем мелу развиты пестроцветные отложения.

Верхнемеловая толща на Украине (кроме базальных слоев сеномана) представлена карбонатными породами с кремнями. В конце позднего мела и начале палеоцена на Украинском щите, как и в Приазовье, вновь развивается мощная кора выветривания — каолининовая с некоторыми чертами латеритной. В бучакское время происходит накопление больших масс каолинита в каолининовых глинах. Вместе с тем в этих отложениях на щите и в ДДВ в палеоцене были кремнистые породы [16]. Вслед за этим произошло отложение мергелей и глауконитовых песков верхнего эоцена, глауконитовых песков и глин олигоцена, в которых уже широко развит монтмориллонит.

Время максимальной трансгрессии в среднем эоцене и олигоцене сопровождалось формированием новой каолининовой коры выветривания на всей не залитой морем площади щита. Этим обусловлены сильная каолинистость полтавских отложений и наличие в их составе залежей вторичных каолинов. Сарматские отложения щита и ДДВ представлены песками и глинами монтмориллонитового и гидрослюдистого состава.

Следующий цикл осадконакопления на щите, как и в Приазовье, начался формированием той каолининовой коры выветривания, которая сейчас широко развита на щите, хотя сохранились также реликты более древних кор. Более того, проходили процессы более глубокого (латеритоподобного) выветривания, о которых свидетельствуют верхне-сарматские пестрые глины.

В отличие от юга, развитие такой коры выветривания в северной части щита тормозилось более холодным климатом, к тому же кора, которая и возникла, была в значительной степени уничтожена ледником и распылена в ледниковых отложениях.

Вместе с тем, после ухода ледника с наступлением потепления начался вынос различных соединений из плиоценовой коры выветривания (в частности железа), накопившихся в виде огромных масс болотных железных руд на севере Украины. Выпадения железистых соединений в болотах и озерах Европы широко известны, однако таких скоплений железа, которые встречаются в четвертичных отложениях Украины, не было в болотных отложениях бучака, берекской свиты и некоторых других. Следовательно, тогда не было соответствующих источников сноса, как в четвертичное время на севере Украины. Поэтому можно предполагать, что киммерийские железные руды и болотные руды Полесья формировались за счет одной и той же коры выветривания. Некоторым подтверждением этого может служить значительное содержание фосфора в тех и других рудах и широкое развитие фосфорных соединений (вивианита) в торфяниках Украины.

Кроме описанных выше циклов осадконакопления на Украинском щите в мезокайнозой были и более древние циклы, данные о которых пока что имеются лишь для северной части щита. Известна кора выветривания, залегающая под юрскими отложениями, более того, по новым данным А. С. Дранника, эта кора в восточной части Овручской структуры носит латеритный характер. По-видимому, с этой корой связаны и широко известные сидеритовые прослои в батских отложениях, находки галенита в угленосных отложениях байоса и значительное содержание шамозита, установленное А. С. Дранником в келловейских известняках у восточного окончания Овручской структуры.

В байосе, отчасти бате, в пределах щита и на его склонах формировалась континентальная угленосная толща. В бате наступили морские условия. По-видимому, максимальная трансгрессия происходила в келловее, когда и должна была начать формироваться новая латеритная кора выветривания, давшая материал для бокситовых залежей нижнего мела.

Из приведенных выше закономерностей мезокайнозойского литогенеза вытекают и совершенно определенные закономерности в приуроченности полезных ископаемых к определенным частям разреза осадочной толщи.

К начальным этапам макроритмов приурочено большинство полезных ископаемых, возникших при наиболее полном развитии процессов выветривания в области сноса — железные и марганцевые руды, бокситы и бокситовидные породы, свинец, каолины. В начале ритмов сформировались и наиболее богатые крупные титано-циркониевые и другие россыпи, а также залежи наиболее чистых кварцевых песков. Впрочем, образование россыпей и залежей чистых песков несколько растягивается во времени. Так, кроме среднемиоценовых, известны титано-циркониевые россыпи и в среднем сармате. С начальными этапами макроритмов связано и образование торфяных залежей.

Надо заметить, что часть перечисленных полезных ископаемых тяготеет к осадкам, формирующимся в начальные этапы трансгрессии моря. Для полезных ископаемых, накопившихся в континентальных условиях, время их образования совпадает с периодами трансгрессий, когда в результате повышения базиса эрозии возникают пресноводные водоемы (средний миоцен — месторождения каолинов, стекольные пески) и обширные заболоченные речные долины.

Закономерна приуроченность месторождений перечисленных полезных ископаемых к прибрежным частям водоемов, как морских, так и пресноводных. Накопление их происходило в непосредственной близости от областей сноса. Очевидно, длина пути транспортировки материала, слагающего залежи полезных ископаемых, как правило, не превышала нескольких десятков километров. Отсюда напрашивается вывод, что накоплению залежей перечисленных полезных ископаемых в прибрежных участках бассейнов способствовало расчленение прилегающих участков суши реками небольшой длины.

Из сказанного видно, какое большое практическое значение имеет определение границ «живых» мезокайнозойских блоков, определявших, в свою очередь, границы морских бассейнов.

Кроме того, следует еще более внимательно изучать рельеф фундамента, особенно депрессий на его поверхности. Еще недостаточно изучена и проанализирована не только морфология большинства депрессий, но и стратиграфическая принадлежность осадков, выполняющих их. До недавнего времени считалось, что наиболее древние осадки депрессий — бучакские образования. Лишь в последние годы в ряде депрессий были доказаны нижнемеловые и даже юрские осадки. И все-таки для очень многих депрессий мы и сейчас не имеем полных данных о возрасте выполняющих их осадков, что тормозит определение поисковой ценности той или иной депрессии. Очень слабо изучена и литология многих депрессий, особенно на севере щита.

Наконец, как это было выяснено для Большетокмакского марганцевого месторождения [14] и некоторых других, обязательным условием для накопления полезных ископаемых является обстановка спокойного тектонического режима, медленных нисходящих движений блоков, на которых формируются залежи полезных ископаемых. Глубины водоемов здесь не превышали нескольких десятков метров.

Изложенные представления о предпосылках, определяющих распределение полезных ископаемых в мезокайнозойской толще щита и его склонов, позволяют сделать следующие выводы:

1. Особо благоприятные условия для накопления бокситов и бокситовидных пород существовали в апт-альбе. Немного хуже в байос-бате. Менее благоприятные условия возникали в конце верхнего мела — начале палеоцена и в киммерийском веке.

2. Благоприятные условия для накопления железа, хорошо известные для киммерия — антропогена, существовали в байос-бате и апт-альбе, а возможно также в конце мела — начале палеоцена.

3. Условия, способствующие созданию месторождений марганца, были в начале олигоцена, а также в киммерии (содержание марганца в железных рудах Приазовья иногда достигает 2—3, а на Керченском полуострове даже 11%).

4. Скопления минералов свинца, цинка, меди можно ожидать в байос-батских угленосных отложениях, где уже выявлены концентрации свинца [13], а также в апт-альбских отложениях, возникших за счет продуктов наиболее глубокого выветривания. Известны концент-

рации некоторых металлов и в угленосных отложениях среднего эоцена.

5. Накопление каолинов происходило в нижнем мелу, среднем эоцене и среднем миоцене. Неясны перспективы в отношении каолинов байос-батских отложений.

6. В отложениях, формировавшихся в средние или последние этапы осадконакопления, были условия для накопления мономинеральных монтмориллонитовых глин (верхний эоцен, олигоцен и средний сармат). Глины среднего сармата нередко почти полностью сложены монтмориллонитом.

7. Для образования прибрежных титан-циркониевых россыпей возникали условия в байос-бате, апт-альбе-сеномане, среднем миоцене и среднем сармате.

8. Периоды широкого торфообразования — байос-бат, апт-альб, средний эоцен, верхний олигоцен и антропоген.

Таким образом, с полной очевидностью на Украинском щите и его склонах устанавливаются пять циклов осадконакопления, сходных по своему внутреннему строению и последовательности образования мономинеральных или близких к ним осадков, являющихся полезными ископаемыми. Конечно, как было показано, в этих циклах имеются определенные различия, в том числе и в наборе полезных ископаемых, приуроченных к ним, что, прежде всего, зависит от типа коры выветривания (латеритного и каолинитового), формировавшейся в начале того или иного цикла.

Нами не освещались климатические, геохимические и другие факторы, играющие большую роль в процессах литогенеза, в том числе образования залежей полезных ископаемых, так как эти факторы довольно хорошо изучены и их влияние широко известно. К тому же нашей задачей было выяснение роли главного фактора тектонических движений.

Действительно, как показано выше, решающее влияние на весь ход мезокайнозойского литогенеза на Украинском щите и его склонах оказали дифференцированные движения блоков докембрийского фундамента.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что изложенные выше наши представления, основанные на теоретических предпосылках, разработанных Н. М. Страховым [23], в значительной степени предварительны, отчасти дискуссионны и требуют больших доработок. Необходимо тщательные исследования стратиграфии и литологии осадочного чехла щита, изучение его мезокайнозойской блоковой структуры, и, что особенно важно, детальная расшифровка истории вертикальных движений блоков в мезокайнозойское.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабчук Ф. Г. та ін. — Геол. журн. АН УРСР, 1966, 26, 4.
2. Баранова Н. М. Літофації палеогену півдня України. «Наукова думка», К., 1966.
3. Белевцев Я. М., Прусс А. К. — Геол. журн. АН УРСР, 1962, 22, 5.
4. Бондарчук В. Г. Геол. журн. АН УРСР, 1955, 15, 3.
5. Геворкян В. Х. — Геол. журн. АН УРСР, 1962, 22, 2.
6. Гинзбург И. И. — В кн.: Методы изучения осадочных пород, II, Госгеолтехиздат. М., 1957.
7. Гойжевський О. О. — Геол. журн. АН УРСР, 1958, 18, 4.
8. Гойжевський О. О. — Геол. журн. АН УРСР, 1962, 22, 6.
9. Гойжевський О. О. — Геол. журн. АН УРСР, 1963, 23, 4.
10. Гойжевський О. О. — Геол. журн. АН УРСР, 1964, 24, 3.

11. Гойжевський О. О. — Геол. журн. АН УРСР, 1965, 25, 3.
12. Гойжевський О. О. — ДАН УРСР, 1965, 7.
13. Гойжевський О. О. — Геол. журн. АН УРСР, 1967, 27, 6.
14. Грязнов В. И., Селин Ю. И. — Геология рудных месторождений, 1959, 1.
15. Каптаренко-Черноусова О. К. — В кн.: Геология СССР, V, Госгеолтехиздат, М., 1958.
16. Ключников М. Н. Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР, Изд-во АН УССР, К., 1953.
17. Кондрачук В. Ю. — Геол. журн. АН УРСР, 1950, 10, 2.
18. Лучицкий В. И. — Изв. Укр. отдел. Геол. ком., 1926, 9.
19. Макаренко Д. Е., Ротман Р. Н. — Геол. журн. АН УРСР, 1966, 26, 1.
20. Муратов М. В. — Литология и полезные ископаемые, 1964, 4.
21. Сергеев А. Д. — В кн.: Геология СССР, V, Госгеолтехиздат, М., 1958.
22. Семененко Н. П. — В кн.: Геология СССР, V, Госгеолтехиздат, М., 1958.
23. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, М., 1960.
24. Тектоніка території Української РСР та Молдавської РСР. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
25. Чебаненко І. І. Розломна тектоніка України. «Наукова думка», К., 1966.

УСТАНОВЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРПАТ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЕГО РАЗМЕЩЕНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖАХ

В. В. НАУМЕНКО

В размещении гидротермального оруденения, наличии характерных структурных и морфологических особенностей рудных тел большую роль играет приуроченность оруденения к определенному структурному этажу. В связи с этим ниже в тесной взаимосвязи рассматриваются основные особенности гидротермального оруденения в Карпатах на фоне строения структурных этажей Карпат.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ КАРПАТ

Согласно принятому определению структурных этажей и ярусов [5], в Карпатах можно выделить три структурных этажа — нижний, средний и верхний.

В нижний структурный этаж выделяются образования кристаллического фундамента Карпат — толщи пород допалеозойского, рифейского, каледонского и герцинского геотектонических циклов. Здесь различаются два структурных яруса — нижний и верхний. Нижний представлен образованиями допалеозоя, а также нижнего и среднего палеозоя. Этот ярус объединяет породы нижней части кристаллического комплекса, первичный состав которых подчеркивает накопление их в глубоком морском бассейне в сопровождении продуктов локального вулканизма основного состава, вулканогенных пород в основном кислого состава, соответствующих, вероятно, орогенному этапу, и, наконец, углисто-терригенных пород. Весь комплекс этих образований интенсивно метаморфизован, смят в систему узких линейных складок, нередко изоклинального характера. К верхнему ярусу нижнего этажа относятся терригенно-карбонатные образования карбона и пестроцветные образования перми с производными кислого вулканизма. Образования верхнего яруса развиты в пределах Украинских Карпат, локально встречаясь лишь в отдельных грабенообразных блоках вдоль зон разломов среди полей развития пород нижнего яруса. В отличие от

последних, образования верхнего яруса характеризуются незначительной степенью метаморфизма, смяты в узкие складки небольших размеров. Для аналогичных пород Западных Карпат чаще всего характерны широкие брахисинклинальные складки с довольно пологим падением крыльев.

Средний структурный этаж сложен мезозойскими породами, сформировавшимися в течение различных этапов геосинклинального развития региона. По литологическому составу пород, характеру формаций, степени складчатости и магматизма в этом этаже выделяются два яруса — нижний (триас-юрские отложения) и верхний (мел-палеогеновые). Образования среднего структурного этажа формировались в условиях начальной стадии геосинклинального режима развития региона. Породы смяты в складки значительной ширины на фоне крупных складок мелкой складчатости. Карпатской флишевой области свойственна свободная складчатость с опрокидыванием складок в одну сторону, нередко с образованием надвигов и разломов северо-восточного простирания [2].

Верхний структурный этаж сложен комплексом вулканогенно-осадочных образований неогена, развитых в пределах прогиба. Терригенно-осадочные образования в Закарпатском внутреннем прогибе незначительно затронуты пологой прерывистой складчатостью. Пликативные дислокации приобретают резкие формы лишь в связи с соляным диапиризмом.

Продукты неогенового магматизма, будучи составной частью верхнего яруса, представлены интрузивными телами габбро-диабазов, диорит-порфиринов, гранодиорит-порфиринов района Вышкова, липаритами и их туфами Береговского района, а также эффузивами среднего и основного состава и их пирокластами Выгорлат-Гутинской гряды [4].

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРПАТ

В пределах украинской части Восточных Карпат эндогенное оруденение приурочено к участкам развития магматических образований альпийского и каледонско-герцинского геотектонических циклов и размещается в основном в Закарпатском внутреннем прогибе, Утесовой и Мармарошской зонах Складчатых Карпат с выступами кристаллического фундамента — Раховским массивом и Чивчинскими горами, располагаясь среди пород нижнего и среднего структурных этажей (см. рисунок).

В пределах указанных участков развиты многочисленные проявления и месторождения полиметаллов, меди, ртути, золота, теллура и висмута.

Наиболее древнее оруденение, представленное колчеданными, медноколчеданными, мышьяково-колчеданными рудопоявлениями и полиметаллическими месторождениями, локализуется в метаморфических породах Раховского массива и Чивчинских гор [1]. Здесь оруденение: 1) размещается в нижнем ярусе нижнего этажа; 2) связано с кварцевыми, кварцево-баритовыми, баритовыми и кварцево-полевошпатовыми жилами, а также проявляется в виде рассеянной вкрапленности в зонах разлома и дробления; 3) размещается главным образом в кварцево-хлоритовых, хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцах, реже — в углистых сланцах и вулканогенных породах; рудные тела: 4) контролируются продольными разрывами и нарушениями общекарпатского направления, а также зонами рассланцевания и смятия (кол-

чеданное, мышьяково-колчеданное и полиметаллическое оруденения) или трещинами отрыва (медно-колчеданное оруденение); 5) представляют собой согласные линзообразные зоны жилы (частично колчеданное, медно-колчеданное и полиметаллическое оруденения), образующие раздувы в замках складок и пережимы на крыльях, а также секущие жилы и линзообразные зоны, имеющие, как правило, значительную мощность и резкое выклинивание по простиранию (все группы оруденения).

Для некоторых групп оруденения наблюдается связь со складчатыми структурами. Так, колчеданное оруденение приурочивается к частям ядер антиклинальных складок, а полиметаллическое часто фикси-

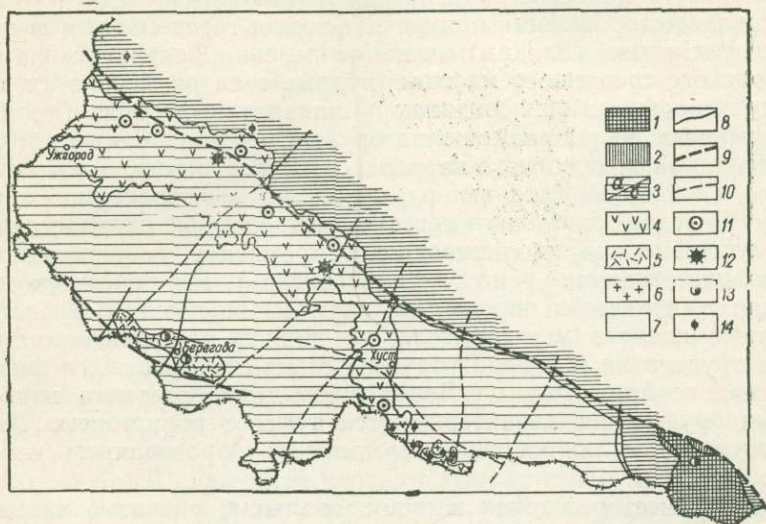


Схема размещения эндогенного гидротермального оруденения в Закарпатском прогибе:

Структурные этажи: 1—2 — нижний (1 — нижний ярус, 2 — верхний ярус); 3 — средний со структурными ярусами: а — верхним; б — нижним; 4 — эффузивы среднего и основного состава; 5 — эффузивы кислого состава; 6 — интрузии диорит-порфиров; 7 — неогеновые терригенно-осадочные образования; 8 — сброс-сдвиги. Осевые линии глубинных разломов: 9 — древних; 10 — молодых; 11 — стратовулканы. Оруденение: 12 — теллуризмутуговое; 13 — полиметаллическое; 14 — ртутное.

руется в центральных частях синклинальных структур. Породы, вмещающие оруденение, изменены процессами серицитизации, окварцевания, местами — пиритизации (колчеданное, мышьяково-колчеданное, полиметаллическое оруденения), а на медно-колчеданных рудопроявлениях наблюдается и хлоритизация. Колчеданное оруденение относится к низкотемпературным образованиям, полиметаллическое — к среднетемпературным с последующим наложением низкотемпературной минерализации, мышьяково-колчеданное — к высокотемпературным.

В верхнем ярусе нижнего этажа гидротермальное оруденение в Украинских Карпатах не встречено, но, по данным чехословацких геологов [3], в этом ярусе локализуется уран-молибден-медное оруденение, для которого характерно сосредоточение основной массы оруденения в верхней части структурного яруса. Кроме того, рудные тела представлены здесь послойными залежами и линзами; все рудные тела приурочены к вулканогенным осадочным породам, а наиболее богатые рудные концентрации наблюдаются в замках антиклинальных складок, часто — в местах наложения поперечных структур на замковые части

субширотных складок. В более молодых образованиях, сформировавшихся в альпийский геотектонический цикл, локализуется преобладающее большинство известных гидротермальных месторождений и рудопроявлений Карпатского региона. Это Береговское и Беганское золото-полиметаллические месторождения, ртутные и ртутно-полиметаллические месторождения Вышковского района, ртутные месторождения Оленевского района, рудопроявления района Драгово—Соймы—Черноголово, многочисленные проявления теллур-висмутовой минерализации урочищ Ильковцы—Подулки, Грабово, Синяк и др. Все эти рудопроявления и месторождения локализируются в пределах территории Закарпатского внутреннего прогиба либо в непосредственной близости к нему: золото-полиметаллическое оруденение локализуется в средней части верхнего этажа; месторождения приурочиваются к горстообразным антиклинальным поднятиям (блокам) в зоне сочленения Закарпатского прогиба и Паннонского срединного массива; рудные тела размещаются в основном в вулканогенных образованиях — липаритовых туфах (кроме кварцево-баритовых жил); размещение оруденения контролируется разрывными структурами основного карпатского простирания, имеющими длительную и сложную историю развития; на месторождениях заметно метасоматическое изменение вмещающих пород, выражающееся в интенсивной алунизации, каолинизации и окремнении на верхних горизонтах и калишпатизации — на глубине (Бегань). На Береговском месторождении измененные породы на верхних горизонтах представлены продуктами кислого метасоматоза, на нижних — щелочного; распределение оруденения в породах зависит от их структурных и физико-механических свойств. Так, на Береговском месторождении наибольшей степенью оруденения характеризуются туфы с пористостью 20—28%; месторождения являются гидротермальным образованием небольших глубин.

Ртутные месторождения и рудопроявления, развитые главным образом в Вышковском и Оленевском районах Закарпатья, имеют такие характерные черты: оруденение локализуется в средней части верхнего яруса среднего структурного этажа и верхнем структурном этаже. Оруденение тесно связано с интрузивными породами — диорит-порфиритами, часто приурочиваясь к их контактовой части (Вышково) и вулканическими жерловинами (Оленево); оруденение размещается в диорит-порфиритах, эксплозивных брекчиях, песчаниках, алевролитах. Часто ртутное оруденение располагается в зонах дробления и трещиноватости. Главную роль в локализации оруденения играют физико-механические свойства вмещающих пород; размещение ртутного оруденения контролируется поперечными зонами разломов северо-восточного и субмеридионального простираний; рудные тела представлены прожилковыми и гнездообразными, в единичных случаях — линзообразными телами; вмещающие оруденение породы каолинизированы, окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы; ртутные месторождения и рудопроявления сформировались на небольших глубинах при низких температурах.

Для теллуру-висмутовой минерализации, развитой в образованиях Выгорлат-Гутинской вулканической гряды, свойственно: 1) размещение в вулканогенных породах верхнего структурного этажа; 2) размещение участков минерализации в периферийных зонах наиболее приподнятых блоков дофлишевого фундамента, погребенных под мощной толщей вулканогенных пород; 3) вмещающие минерализацию породы представляют собой продукты кварцево-турмалиновой, каолино-дюмортьеритовой, кварцево-топазовой, кварцево-флюоритовой, монокварцитовой,

кварцево-каолиновой, опалолитовой, алунитовой, кварцево-гидрослюдистой, каолино-ангидритовой, монтмориллонитовой и карбонато-цеолитовой минеральных метасоматических фаций; 4) теллуру-висмутовая минерализация отмечается почти во всех фациях метасоматических пород, развитых в основном по андезитовым лавам и туфам; 5) теллуру-висмутовая минерализация развита на участках повышенной трещиноватости пород, способствующих проявлению интенсивного метасоматоза вмещающей среды; 6) минерализация концентрируется в основном у зальбандов кремнистых жилков в виде редких скоплений пластинчатых и изометрических кристаллов верлита на стенках мелких трещин; 7) теллуру-висмутовая минерализация отмечается на глубинах до 50 м, реже развита до 100 и даже до 600 м.

При рассмотрении связи оруденения с зонами разрывных нарушений четко устанавливается приуроченность оруденения в нижнем ярусе нижнего этажа к крупным продольным разрывным нарушениям общекарпатского северо-западного направления, проявляющимся как зоны рассланцевания и смятия. По имеющимся данным, роль разрывных нарушений в размещении рудной минерализации в верхнем ярусе также велика и контролирует размещение рудных концентраций. Очень велика роль разрывных нарушений и локализации оруденения в среднем и верхнем этажах. Здесь оруденение также контролируется глубинными разломами, концентрируясь в районах пересечения разломов общекарпатского северо-западного направления с поперечными разломами.

При оценке роли складчатых структур в размещении оруденения довольно отчетливо устанавливается связь с частями ядер антиклинальных и синклинальных структур в нижнем ярусе нижнего этажа, а также приуроченность наиболее богатого оруденения к замкам антиклиналей или к верхним частям крыльев синклиналей — в верхнем ярусе нижнего этажа. В среднем и верхнем этажах связь между положением оруденения и складчатыми структурами четко не устанавливается.

Форма рудных тел рудопроявлений и месторождений также находится в тесной связи как с характером рудо локализирующих структур, так и с составом вмещающих пород и их физико-механическими свойствами.

В нижнем ярусе нижнего этажа рудные тела представляют собой согласные линзообразные зоны с раздувами в замках складок и пережимами на крыльях, а также секущие жилы и линзовидные зоны значительной мощности, резко выклинивающиеся по простиранию. Размещение рудных тел в кристаллических породах высокой хрупкости, ничтожной пористости и проницаемости, покрытых сетью разрывов и трещин, обусловило локализацию оруденения в зонах разломов и трещиноватости.

В верхнем ярусе нижнего этажа видна зависимость локализации оруденения от физико-механических свойств вмещающих пород. Руды располагаются чаще всего в туфоконгломератах, агломератовых туфах и туфопесчаниках, обладающих большей пористостью по сравнению с вулканическими лавами и сланцевыми толщами.

В среднем и верхнем этажах зависимость между концентрацией оруденения и величиной пористости более широкая и достоверно установлена на месторождениях Вышковского района и на Береговском месторождении. Здесь же заметную роль в локализации оруденения играют экранирующие горизонты.

Рассмотрение характера локализации гидротермального оруденения в различных структурных этажах позволило установить общую, характерную для всех геологоструктурных единиц региона, закономерную

приуроченность значительных рудных концентраций к участкам поднятия домезозойского фундамента. Нижний этаж сложен комплексом пород, являющихся фундаментом Карпатской геосинклинальной области. Проявление оруденения в среднем и верхнем этажах наблюдается именно в участках горстообразных структур с поднятым домезозойским фундаментом. Такими поднятиями являются Вышковский, Берегово-Беганский, Оленевский районы, а также район теллура-висмутевого оруденения.

Из-за длительной и сложной истории формирования комплекс пород домезозойского фундамента характеризуется интенсивным метаморфизмом, обилием трещинно-разрывных и трещинно-складчатых структур. Все эти факторы обусловили высокую проницаемость домезозойских образований для проникновения магматических расплавов и газовой гидротермальной растворов в толщу пород среднего структурного этажа.

Таким образом, анализ размещения гидротермального оруденения в структурных этажах Карпат показывает, что локализация оруденения зависит от таких региональных факторов:

1) тектонического (контроль глубинными разломами), который играет ведущую роль во всех геотектонических циклах;

2) структурного (контроль складчатыми структурами), играющего значительную роль в каледонский и герцинский циклы, но, по имеющимся данным, не характерного для гидротермальных проявлений альпийского цикла;

3) литологического (выражающегося в благоприятной роли физико-механических свойств пород), который не характерен для каледонского цикла, играет иногда существенную роль в герцинский цикл и является одним из основных факторов размещения оруденения в структурах альпийского геотектонического цикла.

Выявление геофизическими методами поднятых блоков домезозойского фундамента (нижнего этажа), погребенного под более молодыми образованиями, будет способствовать обнаружению новых участков гидротермального оруденения в толщах структурных ярусов среднего и верхнего этажей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Видякин Н. С. — В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. Изд-во МГУ, М., 1966.
2. Вялов О. С. — В кн.: Материалы КБГА. Изд-во АН УССР, К., 1960.
3. Кодера М. — В кн.: Некоторые рудные месторождения Западных Карпат. Прага, 1963.
4. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. «Наука», М., 1964.
5. Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. Изд-во АН СССР, М., 1963.

СТРУКТУРНОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В ДОМЕЗОЗОЙСКОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ РАХОВСКОГО МАССИВА

Ф. И. ЖУКОВ, С. В. НЕЧАЕВ, В. Ф. РАДЗИХОВСКИЙ

На территории Раховского массива известен ряд мелких, пространственно разобщенных месторождений и рудопроявлений железной, марганцевой и полиметаллической минерализации. Полиметаллические руды, кроме свинца и цинка, нередко содержат промышленные

концентрации меди, золота и серебра, что повышает их экономическую ценность. Тем не менее проблема металлогении района и степени его перспективности, с точки зрения широкого проведения здесь разведочных и эксплуатационных работ, разработана недостаточно. В литературе мы можем встретить лишь несколько трудов, которые освещают отдельные вопросы [6, 10, 11]. Несколько подробнее интересующие нас сведения изложены в материалах геологических фондов. По архивным данным, разработка железорудных месторождений Рударня, Головатич, Соймул, а также «железных шляп» полиметаллических руд у с. Кобылецкой Поляны началась еще в средние века и продолжалась в конце XIX — начале XX вв. местными жителями, выплавлявшими руду полукустарным способом.

Разведка и небольшие объемы эксплуатационных работ, проводившихся в районе гг. Камня, Клевки и с. Кобылецкой Поляны, были прекращены в середине 50-х годов XX в. Причиной этому послужили небольшие запасы руд в местах их обнаружения и недостаточная изученность геологического строения района, что мешало определить перспективные направления поисковых и разведочных работ.

К настоящему моменту авторы подготовили первую для района металлогеническую схему, основанную на интерпретации прежних и новых сведений по вопросам стратиграфии, тектоники и вещественного состава руд, полученных в результате полевых исследований 1964—1967 гг.

Раховский кристаллический массив имеет сложное строение. Его структура образовалась в результате многофазной тектоно-магматической деятельности, вызванной движениями асинского, каледонского, герцинского и альпийского орогенезов. В строении массива участвуют глубокометаморфизованный кристаллический комплекс, а также слабо-метаморфизованные и неметаморфизованные осадочные образования.

Среди пород метаморфического комплекса Раховщины традиционно выделяют: белопотокскую (гнейсово-сланцевую) свиту с проявлениями основного вулканизма; делювецкую, — залегающую на предыдущей с несогласием и разделенную на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена в основном слюдяно-кварцевыми сланцами, мелкозернистыми плагиогнейсами, кварцитами и хлорито-слюдяными сланцами. Здесь же располагаются актинолитовые и амфибол-эпидотовые сланцы, которые являются метапроизводными эффузивов андезито-базальтового типа [2]. Верхняя подсвита состоит преимущественно из хлорито-слюдяных, биотито-мусковитовых, кварцитовых сланцев и кварцитов, которые переходят в углисто-графитовые сланцы и графитовые кварциты, перекрытые вулканогенно-осадочными породами. Вулканыты представлены порфиритами (метаэффузивами состава кварцевых порфиров и порфиритов), амфиболитами (метаэффузивами основного состава), метаморфизованными туфами и туффитами и берлебашскую свиту, представляющую собой довольно однообразную толщу кварцитов, относимую к типу регрессивного осадконакопления.

Геологический разрез слабометаморфизованных и неметаморфизованных осадочных образований начинается каменноугольными отложениями: базальными конгломератами, гравелитами, алевролитами, песчаниками, углисто-графитистыми сланцами, кварцитами и туфами андезитов [7].

С несогласием на них залегают пестроцветные отложения перми [8], базальные конгломерато-брекчии, конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты; затем вулканогенно-осадочные образования: песчаники, туффитовые песчаники, кластолавы кислого состава; венча-

ют разрез гипсоносные аргиллиты. Нижний триас трансгрессивно залегает на породах перми.

Магматизм слабо проявился в протерозое в виде пород основного состава и совсем незначительно — в нижнем палеозое (небольшие дайки кислого состава — аналоги порфиroidов). Интенсивное внедрение кислых магм приходится на верхний палеозой [3] — граниты магурского, яворникового и менчульского типов.

Раховский массив в тектоническом отношении резко выделяется в пределах внутренних Карпат своей сравнительно пологой и симметричной пликативной складчатостью с местными опрокидываниями, локальным развитием пологих надвигов и весьма сложной сбросовой дислоцированностью. Направление древних складчатых структур, выделяемых на массиве, в целом совпадает с общим направлением карпатской складчатости, но иногда они бывают осложнены системой вторичных складок субмеридионального простирания.

Вся территория массива исключительно интенсивно дислоцирована сложной сетью сбросовых нарушений, что можно считать специфической особенностью района. Однако здесь заметны две доминирующие разновозрастные системы нарушений: тектонические зоны северо-западного простирания и тектонические зоны северо-восточного (реже субмеридионального) простирания [9]. Основное направление разрывных структур — северо-западное, совпадающее с направлением крупного тектонического шва, проходящего вдоль внешней части Раховского массива и, вероятно, являющегося непосредственным продолжением Закарпатского глубинного разлома. Тектонические зоны северо-западного простирания представлены структурами сбросового и надвигового характера. Зарождение сбросовых структур, очевидно, произошло в рифейскую фазу складчатости, а затем они неоднократно обновлялись в бретонскую, судетскую и астурийскую фазы герцинского орогенеза, определившие основные структуры субкарпатского простирания. Судя по материалам сопредельных территорий Западных и Восточных Карпат, в каледонское и герцинское время эти структуры служили каналами для основного и кислого вулканизма. То же можно сказать и о районе горы Высокий Приим, где выделяется полоса порфиroidов и разобщенные, линейно вытянутые в северо-западном направлении, тела амфиболитов.

О многостадийности в развитии тектонических зон северо-западного простирания свидетельствуют сложные тектонические структуры II и III порядка, выявленные вдоль северо-западной окраины Раховского массива и, вероятно, оперяющие основные элементы глубинного разлома. Эти структуры представлены многократным чередованием мелких (50—200 м) клиновидных и линзовидных блоков разновозрастных пород палеозоя, триаса и мела. О мезозойской активизации северо-западных структур свидетельствуют приуроченные к ним линейно вытянутые вулканические аппараты юрского и мелового возраста. На обновление древних сбросовых нарушений указывают также мощные зоны дробления и милонитизации в толщах перекрывающих пород.

Среди главнейших тектонических нарушений северо-западного простирания следует отметить Северный, Лехенский и Довгорунский разломы. Северный разлом проходит вдоль северо-западной окраины Раховского массива. Лехенский прослеживается от потока Лещинка через всю долину потока Лехе и далее на запад — северо-запад, по водоразделу горы Клевка. Довгорунский разлом тянется от водораздела между потоками Бредецель и Головатич, вдоль долины потока Довгорунь, затем он проходит северо-восточнее горы Мундош, пересекает

южный склон горы Счевора и подходит к нижнему течению потока Обниж. По этим разломам в мезозое произошло относительное опускание фундамента, в результате чего образовалась крупная сложная структура типа грабена, вытянутая в субширотном направлении. Об этом свидетельствуют широко развитые здесь карбонатные отложения верхней юры.

Надвиговые структуры возникли в более поздние этапы тектогенеза и имеют локальное развитие. А. Л. Кривин [13] указал на ряд косвенных признаков надвига кристаллических пород на отложения неокома в междуречье Косовки и Шопурки.

Довольно выразительный надвиг выявлен нами на восточном склоне горы Берлебашка [9]. Здесь в отвесной скале высотой около 15 м на протяжении более 200 м отчетливо видно, как кварц-серицит-хлоритовые сланцы надвинуты на доломиты триаса и песчано-углистые образования карбона. Плоскость надвига наклонена на запад—юго-запад под углом 20—25°. Надвиг локального характера установлен также в районе с. Каменешты на левом склоне долины Тиссы, где он представлен соймульскими конгломератами, надвинутыми на пестроцветные образования перми и триаса.

Вторая, более молодая система сбросов северо-восточного направления сечет структуры северо-западного простирания. Вертикальные подвижки вдоль них сопровождались значительными горизонтальными перемещениями пород кристаллического основания, палеозоя и мезозоя. При этом разорванными и смещенными оказались ранее заложённые разломы северо-западного простирания. Амплитуда горизонтальных перемещений — от нескольких десятков до 300 и более метров.

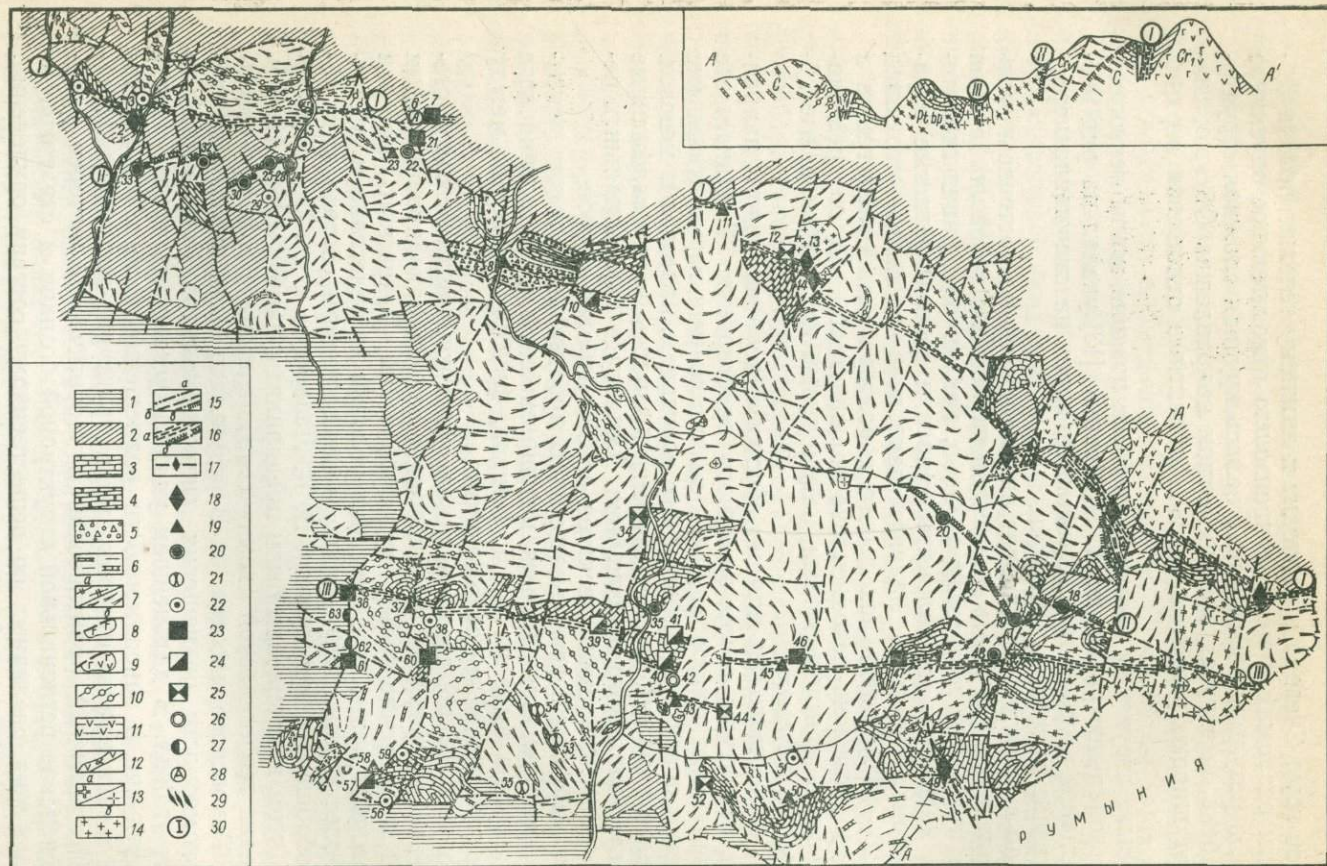
Систему нарушений северо-восточного простирания следует увязывать с заключительными подвижками ларамийской фазы альпийского орогенеза, которую выделил А. Л. Кривин, фиксируя перерыв между меловыми и палеогеновыми отложениями.

Если вопросы общей геологии в последние годы в достаточной степени уточнены, то проблемы металлогении района находятся в стадии изучения. Для многочисленных рудопроявлений Раховского массива имеются довольно подробные описания условий их залегания и морфологии; наиболее полная информация о вещественном составе этих образований обобщена в монографии Е. К. Лазаренко и др. [10]. Некоторые шаги в этом направлении были предприняты нами в 1964—1966 гг. при проведении геологической съемки северо-восточной и северо-западной окраин Раховского массива [6]. В результате были намечены некоторые закономерности размещения гидротермального оруденения в структурных этажах. В дальнейшем удалось установить новые факты, свидетельствующие о закономерности размещения целого ряда рудопроявлений в зависимости от конкретной структурно-тектонической обстановки. Несомненный практический и теоретический интерес представляет выяснение региональной структурной позиции и стратиграфического положения различных по вещественному составу оруденений, локализованных в домезозойском метаморфическом комплексе Раховского массива.

Проведенными в пределах Раховского массива структурно-картировочными исследованиями установлены три главные структурно-рудноносные зоны, к которым тяготеет большая часть известных в настоящее время проявлений рудной минерализации с более или менее постоянным вещественным составом (рис. 1). Северная зона, характеризующаяся преимущественно редкометальным оруденением, прослежена с незначительными перерывами вдоль северо-восточного края выходов

Рис. 1. Металлогеническая схема Раховского кристаллического массива (составили Ф. И. Жуков, В. Ф. Радзиховский, 1967).

Осадочные отложения: 1 — палеоген; 2 — мел; 3 — юра; 4 — триас; 5 — пермь; 6 — карбон; 7 — метаморфический комплекс; а — Ptb — парагнейсы и сланцы белопотокской свиты, б — Pz₁dl — Pz₁dl — Pz₁dl — сланцево-кварцевые образования деловецкой и берлебашской свит. Магматические породы: 8 — Cr₁ — Cr₂ — габбро, габбродиабазы; 9 — vlt — диабазовые порфириды, альбитовые базальты, миндалекаменные юрфирры; 10 — Pz₁dl₂ — порфириды (первично-кварцевые порфириды и их пирокластические производные); 11 — vPz₁dl₁ — метазфизивы основного состава (зеленокаменные породы); 12 — vPz₁ — интрузии основного и ультраосновного состава (ортоамфиболиты); 13 — γPz₂ — гнейсограниты; а — магурского типа, б — яворникового типа; 14 — γ — γbPz₂ — ортогнейсы менчульского типа (гранодиориты и плагиограниты); 15 — тектонические нарушения: а — северо-западного простирания, б — северо-восточного простирания, в — проследенные линии надвига; 16 — структурно-рудноносные зоны; I—I — северная редкометалльно-гематитовой минерализации, II—II — центральная — барит-полиметаллической минерализации, III—III — южная — гематит-марганцевой минерализации; 17 — зоны расланцевания редкометалльной минерализации; 18 — рудопроявления редкометалльной минерализации (2 — Кобылецкополянское, 13—14 — Верхнепотокские, 15 — Берлебашское, 16 — Новоберлебашское, 17 — Майское, 49 — Яворниковое); 19 — проявления редкометалльной минерализации (8 — Красное Плесо, 11 — Менчул, 23 — Рударня, 37 — Банское, 43 — Тукало, 45 — Серет-Плай, 50 — Розис, 58 — Кудинское); 20 — жильные рудопроявления Pb и Zn (18—20, 48 — Обнижская группа, 22, 24—28, 30—33 — Раховская и Кобылецкополянская группы); 21 — проявления полойной медноколчеданной минерализации (35 — Балка Рудная, 53 — Белнев, 54 — Сауляк, 55 — Полонское); 22 — мелкие проявления Pb- и Zn-минерализации неясной морфологии (1—4 — проявления горы Причулка, 5 — Тарницкий южный, 29 — разветвленный, 38 — Великобанское, 51 — Малый Розис, 56, 59 — I и II Кузинский выход); 23 — рудопроявления Fe и Mn тектонических зон в местах развития черных кварцитов деловецкой свиты (7 — Рударня, 21 — Рударня — Глимя, 36, 60, 61 — рудопроявления бассейна ручьев Банского и Свинского, 46 — Серет-Плай, 47 — Ялень); 24 — гидротермально-метасоматические рудопроявления Fe и Mn в известняках (10 — Соймул, 39 — Головатич, Иванец, 44 — Ясенево, 52 — Урбан); 26 — проявления Ni-минерализации (42 — Тукало); 27 — проявления Au-минерализации (62 — Свинское, 63 — Малобанское); 28 — проявление алюминия (6 — Рударня).



28 — проявление алюминия (6 — Рударня); 29 — разветвленный, 38 — Великобанское, 51 — Малый Розис, 56, 59 — I и II Кузинский выход); 23 — рудопроявления Fe и Mn тектонических зон в местах развития черных кварцитов деловецкой свиты (7 — Рударня, 21 — Рударня — Глимя, 36, 60, 61 — рудопроявления бассейна ручьев Банского и Свинского, 46 — Серет-Плай, 47 — Ялень); 24 — гидротермально-метасоматические рудопроявления Fe и Mn в известняках (10 — Соймул, 39 — Головатич, Иванец, 44 — Ясенево, 52 — Урбан); 26 — проявления Ni-минерализации (42 — Тукало); 27 — проявления Au-минерализации (62 — Свинское, 63 — Малобанское);

древнего метаморфического комплекса. К этой зоне приурочены редко-металльные рудопроявления Майское, Новоберлебашское, Берлебашское, Верхнепотокские и Кобылецкополянское, а также полиметаллические горы Причулка, Тарницкий — южный и железо-марганцевые рудопроявления Рударня и Рударня-Глимея. Центральная зона — барит-полиметаллическая, протрассированная в юго-восточной и северо-западной частях массива, объединяет соответственно рудопроявления района Обнижа, Раховскую и Кобылецкополянскую группы рудопроявлений и месторождений. Южная зона, характеризующаяся преимущественно железо-марганцевым оруденением, прослежена почти без перерывов от границы с Румынией на востоке до крайних выходов пород домезозойского метаморфического комплекса на западе Раховского массива; с этой зоной связаны месторождения Серетилай и Ялень. В пределах перечисленных зон локализуются рудные образова-

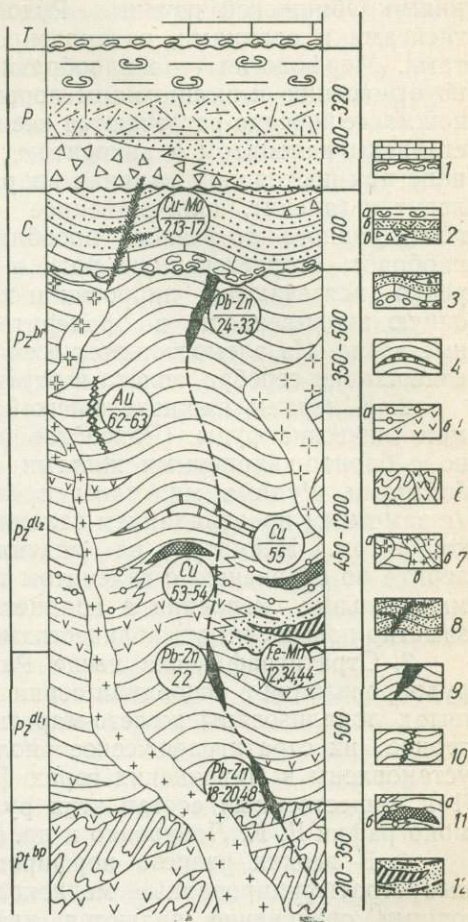


Рис. 2. Пространственное положение рудной минерализации в домезозойском комплексе Раховского массива.

1 — нижний триас. Терригенно-карбонатные отложения с окварцованными конгломератами в основании; 2 — пермь: а — гипсоносные аргиллиты, б — вулканогенно-осадочные образования, в — базальные конгломераты; 3 — карбон. Терригенно-карбонатные отложения с линзами туфобрекчий андезитового состава; 4—5 — нижний палеозой; 4 — сланцево-кварцитовые образования деловецкой и берлебашской свит с линзами мраморизованных известняков, 5 — метаэффузивы; а — порфириды, б — зеленокаменные породы и линзы амфиболитов; 6 — парагнейсы и сланцы белопопотокской свиты с интрузиями основного состава (ортлампфиолиты); 7 — интрузии кислого состава: а — магурского, б — яворникового и в — менчульского типов; 8 — редкометалльная минерализация в песчаниках и конгломератах верхнего палеозоя (2, 13—17); 9 — жильные рудопроявления Pb и Zn (18—20, 48 — Обнижская группа, 22, 24—28, 30—33 — Раховская и Кобылецкополянская группы); 10 — проявления жильной золоторудной минерализации бассейна ручьев Банского и Свинского; 11 — послонийная медно-колчеданная минерализация: а — в сланцах (53, 54), б — порфиридах (55) верхнеделовецкой подсвиты; 12 — осадочно-метаморфогенные руды Fe и Mn в углистых кварцитах и сланцах верхнеделовецкой подсвиты (12, 34, 44, 52).

ния преимущественно секущего (жильного) типа. Кроме того, за пределами зон известны рудопроявления согласного (послойного) типа.

Заметен более контрастный характер жильного типа оруденения по сравнению со стратифицированным согласным типом.

При анализе стратиграфического положения оруденения в домезозойской сводной стратиграфической колонке Раховского массива (рис. 2) обращает на себя внимание локализация согласного типа рудной минерализации только в деловецкой свите (в связи с порфиридной серией пород), в то время как секущий тип минерализации распространен в более широком стратиграфическом интервале. Однако и в этом случае четко проявлена наиболее значительная металлоносность надбелопопотокско-докаменноугольной части геологического разреза и кон-

центрация жильного оруденения на некоторых определительных стратиграфических уровнях. Это явление носит в какой-то степени статистический характер и проявляется в приуроченности максимального количества рудопроявлений того или иного вещественного состава к конкретному стратиграфическому уровню.

Кратко рассмотрим характер оруденения в стратиграфической колонке по вертикали снизу вверх.

1. В верхней части белопотоцкой и низах деловецкой свит локализовано полиметаллическое оруденение, представленное рудопоявлениями Обнижской группы. Рудовмещающие породы представлены гнейсами и сланцами, катаклазированными и прорванными метабазиитами. Морфология — жилообразные полого падающие тела, секущие по отношению к вмещающим породам. В жильной кварцево-карбонатной массе нередко встречаются ксенолиты метабазитов. Карбонаты представлены кальцитом и анкеритом, количество которых весьма непостоянно при постоянном наличии кварца. Главные рудные минералы — сфалерит и галенит, количественное отношение которых колеблется от почти равного до резкого преобладания галенита над сфалеритом и наоборот; второстепенную роль в руде играют пирит и арсенопирит, редко встречаются пирротин и халькопирит, образующие эмульсионную вкрапленность в сфалерите, реже — единичные самостоятельные зерна. Из элементов-примесей в руде установлены незначительные содержания серебра, золота и ртути.

2. К верхам нижнеделовецкой подсвиты приурочены также полиметаллические руды (Раховское рудопоявление). Оруденение связано с барито-кварцевыми жилами с количественно подчиненными карбонатами. Рудные минералы представлены галенитом и сфалеритом (с заметным преобладанием галенита), пиритом, арсенопиритом и халькопиритом. Несмотря на подчиненную количественную роль сфалерита по сравнению с галенитом первый иногда образует почти мономинеральные скопления в кварцевых жилах. Руды характеризуются заметно повышенными количествами серебра.

3. Стратиграфически выше Раховской группы полиметаллических рудопоявлений в основании серии порфиридных пород в горных кварцитах локализованы железо-марганцевые окисные руды. Такое характерное их стратиграфическое положение и связь с вулканитами установлены в Чивчинских горах [5], а также в Румынских Карпатах [14]. Вещественный состав этих руд в достаточной степени освещен в монографии Е. К. Лазаренко и др. [10].

4. В верхах разреза порфиридной серии располагаются согласные стратифицированные медноколчеданные рудные залежи. Вмещающими оруденение являются кварцево-хлорито-серицитовые сланцы (по порфироидам) и кварциты. Главные рудные минералы медно-колчеданных залежей пирит и халькопирит, заметно подчиненную роль играют галенит и сфалерит. Элементы-примеси в руде — Au, Ag, Mo, Bi, Co.

5. Примерно на границе деловецкой и берлебашской свит расположены золотоносные жилы. Видимое золото в протолочках из кварцевой жилы отмечено Е. К. Лазаренко и др. [10]. В последнее время геологом Закарпатской экспедиции И. К. Абрамовым установлено более широкое развитие кварцевых жил и значительная их золотоносность.

6. В верхней части берлебашской свиты локализовано полиметаллическое оруденение Кобылецкополянкой группы рудопоявлений. Рудные тела представлены кварцево-баритовыми жилами (при ведущей роли барита), в которых галенит резко преобладает над сфалери-

том (последний очень мелкозернистый и вообще не образует сколько-нибудь заметных скоплений); характерной особенностью этих полиметаллических руд является их весьма повышенная сереброносность, обусловленная значительным развитием минералов серебра — прустита, пираргирита, аргентита и самородного серебра [10].

7. Самое высшее стратиграфическое положение в сводной колонке занимает редкометальное оруденение. Морфологически оно представлено согласными (послойными) и секущими (жильными) рудными телами, которые локализованы в каменноугольной толще и переходят в базальные горизонты перми.

Из приведенного выше краткого анализа позиции различного по вещественному составу оруденения в вертикальном разрезе совершенно очевидно преобладание полиметаллов над другими минеральными типами руд. При этом четко проявляется вертикальная зональность полиметаллического оруденения — постоянное увеличение роли свинца, серебра и бария снизу вверх.

Преобладание — по мере продвижения к более высоким стратиграфическим горизонтам — галенита над сфалеритом (Pb над Zn) и увеличение роли сульфатного аниона (барит) характеризует обстановку относительно высокой (по сравнению с расположенными ниже рудопоявлениями) концентрации кислорода в растворах и указывает на наиболее близкповерхностные условия образования руд Кобылецкополянской группы проявлений. В свете изложенного небезынтересно остановиться на некоторых генетических вопросах.

Геологи, изучавшие различные руды, локализованные в породах домезозойского комплекса Раховского массива и Чивчинских гор, констатируют их повсеместный метаморфизм [4, 5, 10], проявляющийся как в макро- так и в микромасштабах. Метаморфизм руд Раховского массива в едином плане с вмещающими их породами подтвержден также нашими исследованиями. Как отмечалось выше, Карпатская геологическая провинция пережила несколько орогенических циклов, расшифровка которых чрезвычайно затруднена, тем не менее совершенно очевиден геологически и подтвержден геохронологическими исследованиями по крайней мере докарбонный региональный метаморфизм толщ, вмещающих оруденение в Раховском массиве. Отсюда следует, что оруденение, локализованное в белопотокской, деловецкой и берлебашской свитах, первично является докарбонным. Как известно, рудный процесс в домезозойском метаморфическом комплексе Советских Карпат генетически связывается с развитыми здесь комплексами палеозойских гранитоидов [4, 10]. Тот факт, что эти гранитоиды приурочены к разломным структурам, указывает на жесткость вмещающей рамы и на преобладающую тенденцию развития дизъюнктивов. Эта тенденция, естественно, сохраняется здесь и в альпийский этап.

Локализация однотипного жильного оруденения (связанного с разрывными структурами) на некоторых определенных стратиграфических уровнях, с одной стороны, и контрастность его проявления в тектонических зонах — с другой, наряду с наличием менее контрастного оруденения в стратифицированных рудных согласных залежах, тесно связанных с горизонтами вулканогенных пород, может указывать на то, что тектонические нарушения играли некоторую регенерирующую роль для уже имевшихся на отмеченных стратиграфических уровнях рудных концентраций. Вполне возможно, что регенерации способствовали интрузивные образования, приуроченные к палеозойским и альпийским орогенетическим циклам (на это указывает отмечающаяся в ряде случаев пространственная связь жильных рудопоявлений с интрузиями).

Таким образом, нет оснований связывать генетически оруденения с интрузиями. Более допустима связь ранних стратифицированных рудных концентраций с вулканогенно-седиментационными процессами. Это тем более вероятно, что непосредственно по соседству, в Румынии, где метаморфические и интрузивные комплексы распространены значительно сильнее, новейшими геотектоническими и металлогеническими исследованиями в Карпатах и Добрудже [14] обоснована допускаемая нами генетическая трактовка. В Румынии совершенно аналогичные рассмотренным нами по стратиграфическому положению и вещественному составу (та же геохимическая ассоциация ведущих металлов в месторождениях — Fe, Mn, Ba, Pb, Zn, Ag) оруденения более четко связаны со стратифицированными горизонтами вулканогенно-осадочных пород и рассматриваются как эсгалационные вулканогенно-осадочные геосинклинальные месторождения (тип Лан-Диль и Раммельсберг).

Эти первичные рудные концентрации были регионально метаморфизованы в связи с каледонским орогеническим циклом и затем в альпийском цикле регенерированы [14]. На генетическое родство могут указывать также изотопные отношения свинцов из галенитов Раховского массива и Румынии [1, 15].

Изложенные генетические представления повышают возможную практическую значимость оруденений в Раховском массиве.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бартницкий Е. Н. — Тр. XIV сессии комиссии по опр. абс. возр. геол. формац., «Наука», М., 1967.
2. Бойко А. К. Вестник Львовск. ун-та, сер. геол., 1964, 2.
3. Бойко А. К., Чеджемов Г. Х. — Тр. XIV сессии комиссии по опр. абс. возр. геол. формации., «Наука», М., 1967.
4. Видякин Н. С. — В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. Изд-во МГУ, 1, 1966.
5. Видякин Н. С., Рудаков С. Г. — В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. Изд-во МГУ, 1, 1966.
6. Гончарук А. Ф. и др. — В кн.: Особенности размещения гидротермального оруденения в структурных этажах Карпат. «Наукова думка», К., XXIV, 1968.
7. Жуков Ф. И. и др. — Геол. журн. АН УССР, 1964, 24, 6.
8. Жуков Ф. И. — Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, 3.
9. Жуков Ф. И., Радзиховский В. Ф. — ДАН УРСР, 1966, 12.
10. Лазаренко Е. К. и др. Минералогия Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1963.
11. Сасинович В. С. — ДАН УРСР, 1959, 2.
12. Семененко Н. П. и др. Тр. XIV сессии комиссии по опр. абс. возр. геол. формац., «Наука», М., 1967.
13. Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Изд-во АН УССР, К., 1957.
14. Supersean C. J. — Geol. Rundschau, Stuttgart, 1967, 56, 3, 976.
15. Vinogradov A. P. u. d. — Freib. Forsh, Leipzig, 1962, 124, 39.

РОЛЬ СТРУКТУРНЫХ ФАКТОРОВ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ БЕРЕГОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАКАРПАТЬЕ)

Ю. М. КОПТЮХ

Береговское полиметаллическое месторождение расположено в юго-западной части Закарпатского внутреннего прогиба в пределах так называемого Береговского холмогорья. Открыто оно в 1948 г. и до настоящего времени тут проводятся разведочные работы.

Месторождение изучали геологи И. С. Пивовар, А. Ф. Доброноженко, Э. А. Лазаренко, М. Г. Топунов, М. Ю. Фишкин, Г. И. Смирнов, Е. Д. Кузнецов, Вс. Володин, Г. И. Князев и другие, данные которых частично использованы в статье. На протяжении последних лет изучение структуры месторождения проводил автор. Исследование структурных особенностей месторождения позволило установить, что основная роль в размещении оруденения принадлежит разрывным нарушениям и физическим особенностям вмещающих пород.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Береговское холмогорье, в пределах которого находится месторождение, входит в состав Земплин-Циблешской структурно-фациальной зоны [6], которая тянется вдоль границы Венгерского срединного массива и Закарпатского внутреннего прогиба. Зона характеризуется блоковым строением и широким развитием вулканогенных образований миоценового возраста. В геологическом строении месторождения участвуют два возрастных комплекса пород — мезозойский и раннеэоценовый.

Мезозойские образования залегают в основании разреза и вскрыты скв. 8 в восточной части месторождения на глубине 760 м. Представлены они толщей диабазов, среди которых встречаются прослой и линзы кремнистых известняков, радиоляриевых яшм, туфов и туфобрекчий. Все породы толщи подвергнуты интенсивным вторичным изменениям, которые выражаются в хлоритизации, карбонатизации, пиритизации, альбитизации и серицитизации, т. е. по своему характеру относятся к фации низкотемпературных пропилитов. На мезозойских породах с резким угловым и стратиграфическим несогласием залегают нижнеэоценовые отложения, представленные тремя горизонтами туфов, разделенными двумя пачками осадочных образований. В нижней части разреза лежит нижний горизонт липарито-дацитовых туфов, который вскрыт скважинами в приподнятом восточном блоке. Мощность горизонта достигает 380 м. Туфы сложены главным образом псефитовыми и агломератовыми разностями, среди которых отмечаются редкие прослой липарито-дацитовых лав. В основании туфового горизонта найден прослой базальных конгломератов. Возраст этих образований датируется гельветом (новоселицкая свита).

Выше по разрезу идет нижняя осадочная толща (тортон), представленная аргиллитами и алевролитами с прослоями и линзами липаритовых туфов, туффитов и песчаников. Осадочные отложения обнажаются в ядре пологой антиклинальной складки субмеридионального простирания, где их мощность превышает 300 м. В западном направлении они выклиниваются и к юго-западу от Мужиевского разлома не встречаются (рис. 1, 2).

На отложениях тортона несогласно залегают липаритовые туфы среднего горизонта, сложенные преимущественно псаммито-псефитовыми разностями. Мощность горизонта туфов в северо-восточной части месторождения составляет 50—100 м, а в юго-западной — увеличивается до 500—600 м (см. рис. 2). Туфы перекрываются глинами и аргиллитами верхней осадочной толщи, мощность которых — от нескольких до 100—120 м. Глины и аргиллиты слагают западное крыло пологой складки. Простираются они на северо-запад и падают в юго-западном направлении под углами 10—20°.

Разрез заканчивается витролитокластическими туфами и туфолатами верхнего горизонта, несогласно перекрывающими более древние

образования. Два горизонта туфов и верхняя осадочная толща относятся к доробратовской свите нижнего сармата.

Осадочно-вулканогенные отложения прорваны экструзиями липаритов, которые образуют купола и потоки по периферии месторождения.

Все вулканогенные породы независимо от состава в той или иной степени подвергнуты метасоматическим изменениям. Липаритовые и липарито-дацитовые туфы преобразованы в различные фации вторичных

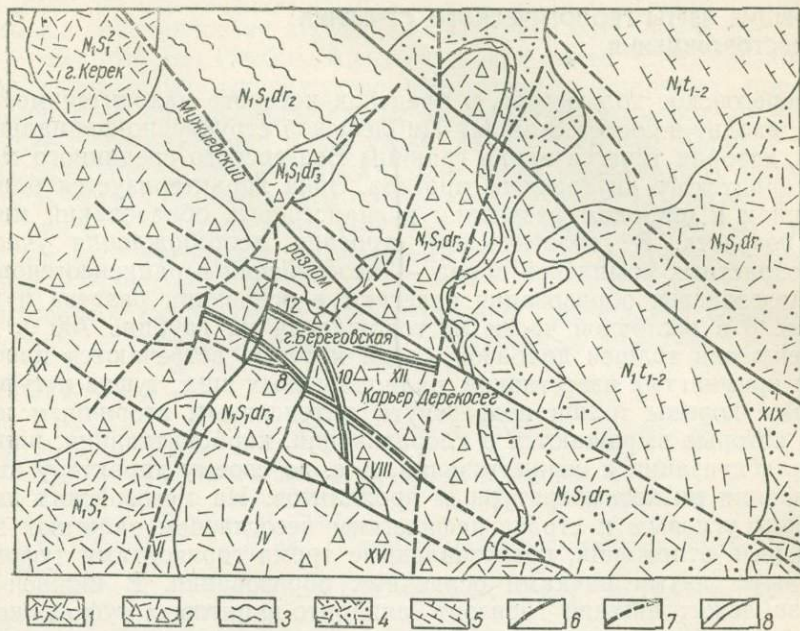


Рис. 1. Схема геологического строения Береговского месторождения (составил Ю. М. Коптюх с использованием материалов М. Г. Топунова, Е. Д. Кузнецова, Н. М. Ситченкова, М. Ю. Фишкина):

Римскими цифрами обозначены разрывные нарушения, арабскими — рудные тела. 1 — липариты; 2 — липаритовые туфы с прослоями туфолов (верхний горизонт туфов); 3 — аргиллиты и глины с прослоями песчаников и туфитов (верхняя осадочная толща); 4 — липаритовые туфы (средний горизонт туфов); 5 — аргиллиты с прослоями алевритов, туфитов, песчаников и туфов (нижняя осадочная толща); 6 разрывные нарушения (установленные); 7 — разрывные нарушения (предполагаемые); 8 — проекции основных рудных тел.

кварцитов. В расположении этих фаций, как показали исследования В. С. Соболева и М. Ю. Фишкина [7], устанавливается вертикальная зональность, выраженная вблизи поверхности сернокислым метасоматозом, а на глубине — щелочным. Туфы верхнего горизонта окварцованы, алунизированы и каолинизированы. В отдельных участках они преобразованы либо в монокварциты, либо в залежи каолинов и алунитов. Верхняя часть туфов среднего горизонта интенсивно окварцована и адуляризована. С глубиной окварцевание остается таким же, а адуляризация сменяется альбитизацией, которая наиболее широко распространена в липарито-дацитовых туфах нижнего горизонта.

В структурном отношении район Береговского месторождения приурочен к зоне Берегово-Бая-Марского глубинного разлома [1], проходящего вдоль границы Закарпатского прогиба с Венгерским (Паннонским) срединным массивом. Положение месторождения в зоне глубинного разлома обусловило широкое проявление в его районе разрывных

деформаций. Складчатые структуры в районе месторождения развиты незначительно. В пределах месторождения известна лишь одна пологая брахиантиклинальная складка в восточной части его (см. рис. 1). Как показали наши исследования, эта складка также является результатом движений разнонаправленных блоков вдоль довольно крупных разломов. Разрывные нарушения района месторождения разделяются на три группы:

1. Субширотные крупные сбросы, ограничивающие Береговское холмогорье с севера и юга.

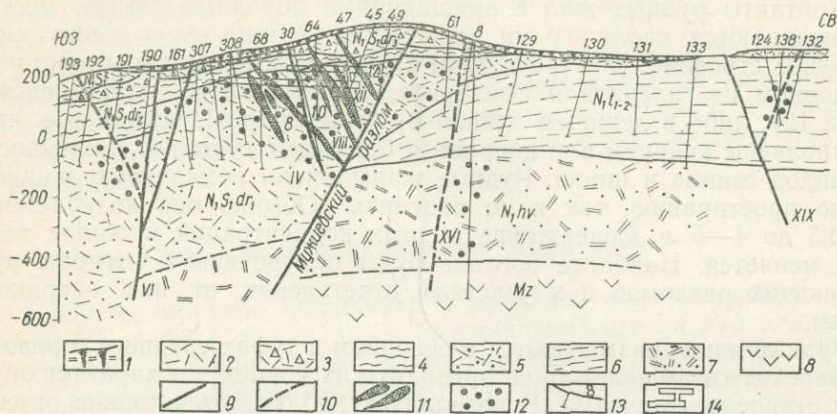


Рис. 2. Геологический разрез Береговского месторождения (составил Ю. М. Коптюх с использованием материалов Мужиевской ГРП Закарпатской ГРЭ).

Римскими цифрами обозначены разрывы, арабскими — рудные жилы.

1 — четвертичные отложения; 2 — липариты; 3 — липаритовые туфы с прослоями туфолоав (верхний горизонт туфов); 4 — аргиллиты и глины с прослоями песчаников и туффитов (верхняя осадочная толща); 5 — липаритовые туфы (средний горизонт туфов); 6 — аргиллиты с прослоями алевролитов, туффитов, песчаников и туфов (нижняя осадочная толща); 7 — липарито-дацитовые туфы с прослоями лав кислого состава (нижний горизонт туфов); 8 — диабазы с прослоями и линзами кремнисто-карбонатных пород; 9 — разрывные нарушения (установленные); 10 — разрывные нарушения (предполагаемые); 11 — рудные жилы; 12 — прожилково-вкрапленное оруденение; 13 — скважины и их номера; 14 — подземные горные выработки.

2. Сбросы с северо-западным простиранием, обуславливающие блоковое строение района месторождения (например, Мужиевский разлом).

3. Сбросы и сбросо-сдвиги северо-восточного направления, являющиеся самыми молодыми.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ И ИХ МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

На Береговском месторождении рудные тела не обнажаются, а перекрыты осадочно-вулканогенными образованиями, мощность которых достигает 100—150 м. Оруденелыми обычно являются туфы среднего горизонта. Бедные полиметаллические руды участками отмечаются в аргиллитах верхней осадочной толщи. Сульфидная минерализация довольно часто встречается в липарито-дацитовых туфах нижнего горизонта, а местами в аргиллитах и алевролитах нижней осадочной толщи. Следует отметить, что основная масса промышленных рудных концентраций локализуется в липаритовых туфах среднего туфового горизонта (см. рис. 2). По морфологическим особенностям в пределах месторо-

ждения можно выделить три типа руд — жильные, прожилковые и вкрапленные. Прожилковые и вкрапленные руды почти везде сопровождают друг друга, так что обычно мы выделяем их совместно как прожилково-вкрапленное оруденение.

На месторождении известно три рудных жилы (12, 10, 8) и установлено широкое площадное развитие прожилково-вкрапленных руд. Рудные жилы вскрыты тремя горизонтами подземных горных выработок и буровыми скважинами. Жилы 8 и 12 простираются по азимуту 270—315°, падают на северо-восток под углами 45—65°. Жила 10 имеет простирание по азимуту 340—350° и северо-восточное падение с углами 50—70°.

Контакты рудных жил с вмещающими породами резкие, местами сопровождаются каолиновыми оторочками. Жилы очень часто имеют зональное строение. Обычно в этом случае массивные руды, состоящие в основном из галенита и сфалерита, располагаются либо висячем (жила 12), либо в лежачем (жила 8) боках жил. Центральные части их выполнены кварцем или кварцем и баритом с густой вкрапленностью сульфидов свинца и цинка. Рудные жилы имеют изменчивую мощность как по простиранию, так и по падению. Обычно она колеблется от 0,2—0,3 до 4—5 м. Содержание рудных концентраций в жилах также резко меняется. Наиболее богатые руды приурочены к изгибам рудовмещающих разломов и к участкам ответвления от них оперяющих трещин.

Рудные жилы размещаются в основном в туфах среднего горизонта. При переходе в вышележащие аргиллиты их мощность и характер оруденения становятся другими. В аргиллитах наблюдаются тонкие прожилки с бедным оруднением, мощность которых измеряется десятью и менее сантиметрами. По восстанию они быстро выклиниваются.

Кроме рудных жил в туфах среднего и нижнего горизонтов широко распространены прожилково-вкрапленные руды. Обычно такие руды приурочены к участкам и зонам развития интенсивной трещиноватости. По данным поисково-разведочных работ Мужиевской ГРП можно считать доказанным, что прожилково-вкрапленное оруденение распространяется в пределах месторождения по всей площади развития туфов среднего и отчасти нижнего горизонтов. Все же наиболее часто оно приурочено к верхней части среднего горизонта туфов, где образует промышленные скопления.

Вкрапленное оруденение в осадочных отложениях не встречается, но прожилковые руды довольно часто фиксируются скважинами в тортонских аргиллитах и алевролитах, где образуют рудоносные зоны мощностью до 1 м.

Минеральный состав жильного и прожилково-вкрапленного орудений однотипный. Главные рудные минералы — сфалерит, галенит, пирит, халькопирит. В рудах также встречается самородное серебро и золото, тетраэдрит, бурнонит, аргентит, пираргирит. Жильные минералы представлены кварцем, баритом, кальцитом, сидеритом, иногда отмечаются адуляр, каолинит, халцедон. По ведущим металлам рудные тела месторождения относятся к свинцово-цинковым с повышенной золото- и сереброносностью. Для руд характерно преобладание цинка над свинцом и невысокая меденосность. На месторождении наблюдается вертикальная рудная зональность, впервые установленная Г. И. Князевым.

Для верхних горизонтов характерно наличие марказита и барита, содержание которых с глубиной резко уменьшается. С глубиной также уменьшается золотоносность руд, изменяются количественные соотно-

шения сфалерита и галенита, структурные особенности руд, окраска сфалеритов, содержание металлов в руде и термоэлектрические свойства сульфидов [2].

СТРУКТУРНЫЕ ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Изучение рудных тел месторождения позволило установить, что их размещение тесно связано с разрывными нарушениями различного масштаба, возраста и направления. Складчатые деформации, установленные в пределах месторождения, не оказывали существенного влияния на распределение оруденения во времени и пространстве, поскольку сами складки образовались в результате разнонаправленных движений отдельных блоков вдоль разломов.

Разрывные нарушения представлены малоамплитудными сбросами и сбросо-сдвигами, зонами дробленых и трещиноватых пород различной мощности и протяженности. Заложение нарушений и повторные подвижки по ним происходили на всех этапах формирования структуры месторождения.

РАЗРЫВЫ И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Наиболее крупное нарушение в пределах месторождения — Мужиевский разлом (см. рис. 1, 2), разделяющий его на два блока: северо-восточный — приподнятый и юго-западный — опущенный. Простирается разлом в северо-западном направлении по азимуту 310—320° от с. Мужиево через Большую Береговскую гору и липаритовые купола (Керек, Ардов). Падение его крутое к юго-западу с углами 70—75°. Характер проявления нарушения в верхней и нижней частях стратиграфического разреза различный. В сарматских осадочно-вулканогенных отложениях разлом представлен зоной дробленых и сильно трещиноватых пород мощностью 30—50 м, по которой отмечаются незначительные вертикальные смещения и увеличение мощности туфов среднего горизонта к юго-западу от разлома почти в 2,5 раза. В нижней части стратиграфического разреза Мужиевский разлом ограничивает распространение нижней осадочной толщи к юго-западу. По нему также смещен горизонт липарито-дацитовых туфов. Величина амплитуды смещения, определенная графически, более 150 м. Исходя из изложенного выше, можно предположить, что разлом был заложен в начале нижнего сармата. Вдоль него происходило поднятие северо-восточной части месторождения и опускание юго-западной с одновременным накоплением туфов среднего горизонта. По существу в это время Мужиевский разлом был консидементационным. В дальнейшем вдоль него также происходили подвижки, о чем свидетельствует дробление и незначительное смещение верхних туфов, которыми заканчивается стратиграфический разрез месторождения. В зоне Мужиевского разлома довольно часто встречается непромышленная вкрапленность сульфидов свинца и цинка. К зоне нарушения приурочены промышленные залежи каолина и алунита, участками наблюдаются скопления барита и гематита, а также небольшие кварцевые жилы. Своеобразная минерализация в зоне разлома, которая, по мнению В. А. Невского [5], характерна для крупных сквозных рудоподводящих нарушений, и локализация главной массы полиметаллических руд в разрывах и трещинах, сопряженных с ним, позволяют отнести Мужиевский разлом к основной рудораспределяющей структуре.

С Мужиевским разломом сопряжена система разрывных нарушений, ориентированных в северо-западном направлении и падающих на северо-восток. Эти нарушения располагаются висячем боку разлома и являются основными рудовмещающими структурами (см. рис. 2). Лучше всего изучены из них разрывы VIII, X и XII.

Разрывы VIII и XII в плане расположены почти параллельно Мужиевскому разлому (см. рис. 1). Простираение их северо-западное по азимуту $280-320^\circ$, падение северо-восточное под углами $40-75^\circ$. Нарушения представляют собой трещины мощностью от $0,2-0,3$ до $4-5$ м, выполненные остроугольными обломками вмещающих пород

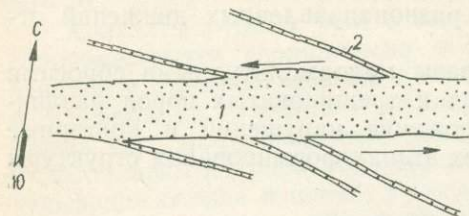


Рис. 3. Схема, показывающая направление перемещения блоков пород по разрыву VIII:

1 — основной разрыв, выполненный полиметаллической рудой; 2 — оперяющие трещины скальвания, выполненные полиметаллической рудой.

и рудным веществом. Контакты разрывов с вмещающими породами резкие и в большинстве случаев прямолинейные. Местами на контакте наблюдается глинка. По падению и простираению разломы обычно изгибаются.

Содержание обломочного материала в различных участках нарушений неодинаково и зависит от состава вмещающих пород. Обломочный материал содержится в большом количестве, когда нарушения пересекают туфы среднего горизонта, и резко уменьшается в алевролитовых разностях туфов.

Зоны дробления, характерные для туфов, в аргиллитах отсутствуют, и разрывы представлены сериями мелких переплетающихся трещин или зонами смятия.

Изучение направления штрихов и борозд скольжения на тектонических зеркалах и взаимоотношения разрывов с оперяющими трещинами скальвания и отрыва (рис. 3) позволяют отнести их к малоамплитудным сбросо-сдвигам. Сбросо-сдвиговый характер нарушений подтверждается наблюдениями над их взаимоотношениями с подошвой верхней осадочной толщи.

Разрывы VIII и XII являются рудовмещающими. Рудные жилы, приуроченные к ним, обычно сложного строения. При этом массивные сульфидные руды размещаются в висячем или лежащем боках тектонических нарушений, в то время как в центральных частях преобладает кварц с вкрапленным оруденением. Такое строение рудных жил свидетельствует о том, что их образование сопровождалось неоднократными тектоническими подвижками. Массивные сульфидные руды накрепко припаяны к плоскостям скольжения разрывов и не содержат следов деформирования, что позволяет установить дорудный возраст подвижек по разломам и их приоткрывания.

Оруденение в разрывах и трещинах оперения представлено сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, самородными серебром и золотом. Характер и интенсивность его в разных участках нарушений различны. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к местам изгибов разрывов по простираению и падению и к местам ответвления оперяющих трещин. Интенсивность оруденения снижается с возрастанием количества обломочного материала. При переходе разрывов из туфов в аргиллиты также резко понижается степень оруденения. Образование рудного вещества в нарушениях происходило в основном путем заплот-

нения открытых полостей, однако часть его, по-видимому, образовалась метасоматическим путем.

Соотношение разрывов VIII и XII, устанавливаемое графическими построениями, позволяет отнести эти нарушения к крупным трещинам, сопряженным с Мужиевским разломом. Непосредственно перед рудоотложением по ним произошли сбросо-сдвиговые перемещения, которые привели к приоткрыванию трещин и заполнению их рудным веществом.

Разрыв X в отличие от описанных выше нарушений простирается по азимуту 340—350° и падает на северо-восток под углами 50—70° (см. рис. 1—2). Зона разрыва представляет собой либо одну трещину, выполненную обломками вмещающих пород, либо систему сближенных, кулисообразно расположенных трещин. Разрыв X на всем протяжении сопровождается оперяющими трещинами, которые совместно с нарушением образуют зону трещиноватых пород мощностью до 20 м. По характеру смещений разрыв также относится к малоамплитудному сбросо-сдвигу. Мощность зоны разрыва не превышает 1,5—2,0 м. К нарушению приурочена жила, которая по минеральному составу аналогична рудным жилам, залегающим в разрывах VIII и XII. Наиболее богатое оруденение располагается в зальбандах нарушения, его центральная часть заполнена обломками вмещающих пород с вкрапленностью сульфидов. Таким образом, мы можем отнести описываемый разрыв также к дорудным нарушениям.

Кроме разрывов северо-западного простирания в пределах месторождения отмечается ряд нарушений северо-восточного направления с крутым падением на северо-запад и юго-восток. Наиболее изученные из них — разрывы IV и VI. По своему типу они относятся к малоамплитудным сбросо-сдвигам. Эти разрывы секут и смещают основные рудные тела месторождения и являются пострудными.

МЕЛКАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И ЕЕ РОЛЬ В РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Помимо крупных разрывных нарушений, вмещающих основные рудные тела, породы на участке месторождения разбиты густой сетью трещин. Статистическое измерение элементов залегания таких трещин позволяет выделить несколько их систем.

1. Трещины скалывания северо-западного, близкого к широтному, простирания (280—300°), падающие на северо-восток под углами 50—80° (рис. 4, 5), выдержаны по простиранию и падению. Большинство из них выполнено рудными минералами. Состав оруденения в трещинах и разломах северо-западного простирания идентичен, что свидетельствует об одновременном их приоткрывании и заполнении рудоносными растворами.

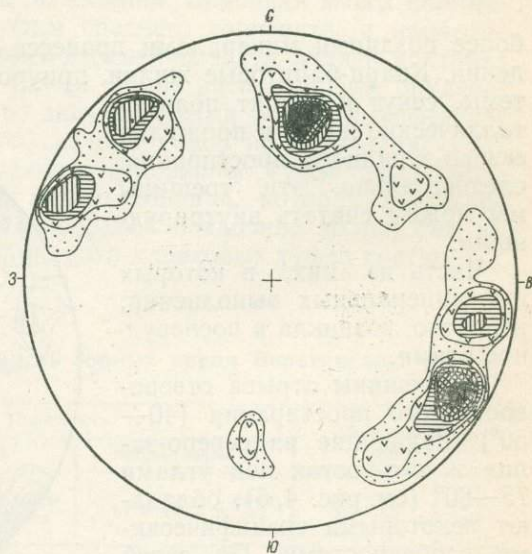


Рис. 4. Диаграмма ориентировки трещин в туфах среднего горизонта, 200 замеров, <1—2—3—5—7—9 < %.

2. Трещины скалывания северо-северо-западного простирания ($340-345^\circ$), падающие на северо-восток под углами $60-75^\circ$ (рис. 5, 6), наиболее часто встречаются в центральной части месторождения, где образуют восточнее разрыва X мощную зону трещиноватых пород. Они в основном рудоносны. Направление трещин очень близкое к простиранию разрыва X, что наравне со сходством рудной минерализации может служить доказательством одновременного заполнения их рудным веществом.

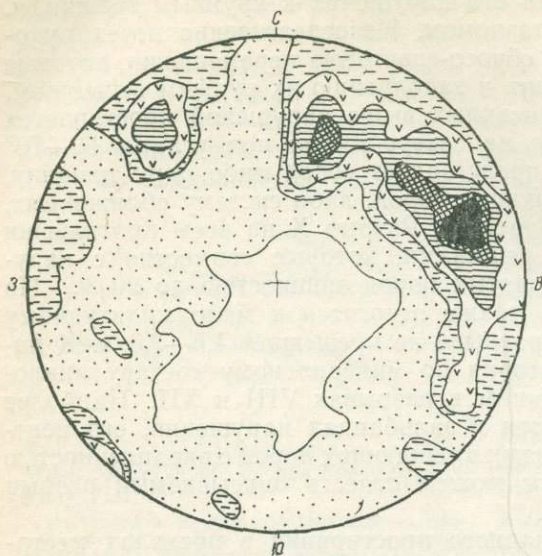


Рис. 5. Диаграмма ориентировки свинцово-цинковых прожилков, 500 замеров, $<0,5-1-2-3-4-5 < \%$.

более поздними минералами процесса рудообразования на месторождении. Кварц-баритовые жилки, приуроченные к трещинам данной системы, секут и дробят полиметаллические жилы и прожилки северо-западного простирания; следовательно, эти трещины мы можем считать внутрирудными.

Часть из них, в которых нет минеральных выполнений, вероятно, возникла в послерудное время.

4. Трещины отрыва северо-восточного простирания ($40-50^\circ$), падающие на северо-запад и юго-восток под углами $75-80^\circ$ (см. рис. 4, 6), обладают некоторыми специфическими особенностями. По своей морфологии они должны быть отнесены к трещинам отрыва, однако на их стенках отмечаются зеркала скольжения, нехарактерные для трещин отрыва. Трещины заполнены сульфидами свинца и цинка, которые раздроблены и сцементированы кварц-баритовым материалом, т. е. в процессе рудоотложения они

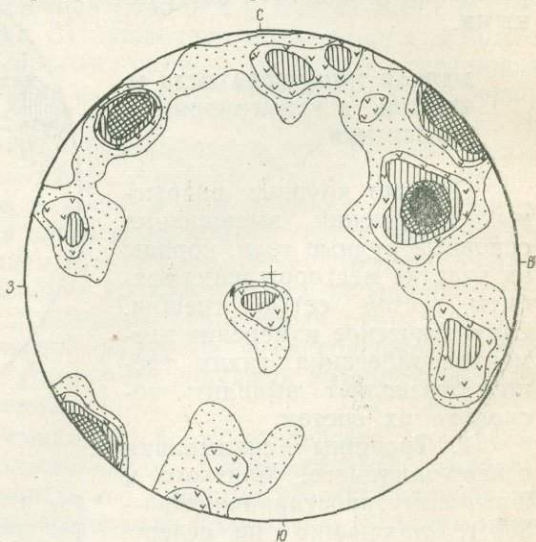


Рис. 6. Диаграмма ориентировки трещин в туфах среднего горизонта, 220 замеров, $<1-2-3-5-6 < \%$.

дважды приоткрывались. Возникшие при этом трещины, в которых отлагались сульфиды свинца и цинка, в заключительные стадии рудного процесса вновь приоткрывались. Трещины I и II систем, судя по их взаимоотношениям, морфологии и минеральному выполнению, образовались одновременно под действием одних и тех же тектонических напряжений и являются основнымместилищем прожилкового оруденения. Поэтому мы относим их к сопряженным парам трещин скальвания. Сравнение залегания этих трещин с рудовмещающими сбрососдвигами северо-западного простирания показывает, что первая система трещин увязывается с нарушениями VIII и XII, а вторая — с разрывом X. Следовательно, трещины скальвания и нарушения северо-западного направления образовались одновременно и явились основными рудовмещающими разрывными структурами.

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЛОКАЛИЗАЦИЮ ОРУДЕНЕНИЯ

При изучении закономерностей размещения полиметаллического оруденения важно определить, насколько физические свойства вмещающих пород благоприятны для рудоотложения.

Изучались общая и эффективная пористость, проницаемость и скорость водонасыщения. Общая и эффективная пористость и проницаемость пород месторождения изменяются в значительных пределах (табл. 1). Эти изменения зависят от положения пород в стратиграфическом разрезе, неоднородной структуры и состава их, степени и характера предрудных метасоматических изменений. Основная масса полиметаллических руд приурочена к туфам среднего горизонта, а наиболее богатое оруденение концентрируется в верхней их части вблизи контакта с аргиллитами верхней осадочной толщи. Такое распределение оруденения связано, по нашему мнению, со значительными общей и эффективной пористостью и проницаемостью средних туфов по сравнению с таковыми подстилающих и перекрывающих отложений. Туфы также обладают довольно высокой степенью водонасыщения, которая достигает 13,5%, в то время как в аргиллитах верхней осадочной толщи она не превышает 3,6, а в подстилающих липарито-дацитовых туфах составляет 3—8%.

Таблица 1. Пористость и проницаемость горных пород Береговского месторождения

Порода	Пористость, %				Проницаемость, мдарси	
	общая, %		эффективная, %		от — до	среднее
	от — до	среднее	от — до	среднее		
Липаритовые туфы верхнего горизонта	22,8—42,8	37,3	17,4—34,6	28,5	1,3—10,8	4,6
Аргиллиты верхней осадочной толщи	15,4—31,2	24,1	—	—	0,0—0,6	0,2
Липаритовые туфы среднего горизонта	3,4—32,6	18,0	2,47—25,9	12,8	1,2—36,5	24,5
Аргиллиты нижней осадочной толщи	9,7—20,2	14,5	—	—	0,0—0,4	0,1
Липарито-дацитовые туфы нижнего горизонта	4,4—11,7	7,5	3,43—10,83	6,04	0,3—1,1	0,8

Судя по величине проницаемости, аргиллиты верхней осадочной толщи должны быть полупроницаемыми породами и обладать экранящими свойствами для поднимающихся рудоносных растворов. Этим, по-видимому, и объясняется наиболее высокая концентрация руд в приконтактной части с отложениями верхней осадочной толщи. Распределение оруденения в среднем туфовом горизонте неравномерное. Значения пористости здесь также изменяются в широком диапазоне. Исследования показали, что между величиной пористости туфов и интенсивностью оруденения существует определенная зависимость.

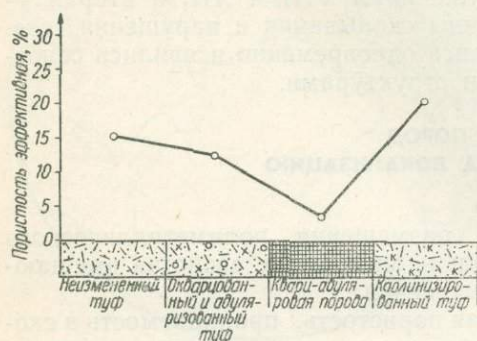


Рис. 7. График зависимости эффективной пористости туфов от характера и степени метасоматических изменений.

По данным М. Ю. Фишкина [8], в верхней и средней частях туфы среднего горизонта интенсивно окварцованы и адуляризованы, а в нижней части разреза они альбитизированы и окварцованы. Кроме того, на отдельных участках наблюдается каолинизация туфов. Метасоматические изменения предрудные, о чем свидетельствуют наличие в рудных телах обломков измененных пород и дробление их разрывами, вмещающими оруденение. Пористость туфов в различных измененных породах имеет разные величины (рис. 7).

Нами установлено, что в сильно окварцованных и адуляризованных туфах общая пористость ниже почти в 3, а эффективная — почти в 3,3 раза, чем в неизмененных разностях. Каолинизация туфов вызывает увеличение пористости, по сравнению со свежими породами, почти в 1,3 раза [4]. Изменяется не только количество пор, но и размер поровых каналов. Расчеты среднего действующего радиуса пор, проведенные нами по формуле [3]: $r = \frac{2}{7 \cdot 10^3} \sqrt{\frac{K_{пр}}{K_{пэ}}}$, где r — средний радиус пор,

$K_{пр}$ — коэффициент проницаемости, $K_{пэ}$ — коэффициент эффективной пористости, выявили следующие закономерности: 1) в неизмененных туфах, где $K_{пр}=1,85$ и $K_{пэ}=0,08$, средний радиус пор составляет 15 мк;

Таблица 2. Характер изменения величины средней пористости в зависимости от степени оруденения в туфах среднего горизонта Береговского месторождения, %

Характер изменения	Пористость				Оруденение	
	в безрудных туфах		в рудоносных туфах		Pb	Zn
	общая	эф-фект.	общая	эф-фект.		
Туфы интенсивно окварцованные и адуляризованные	8,9	5,9	5,5	3,8	0,01—0,02	0,01—0,08
Туфы адуляризованные и окварцованные	19,7	13,4	13,0	8,32	1—1,5	1—2
Туфы каолинизованные и окварцованные	27,0	21,6	26,9	20,7	0,01—0,1	0,01—0,1

2) в сильно окварцованных и адуляризованных туфах, где $K_{пр}=0,21$ и $K_{па}=0,04$, средний радиус пор равен $0,6$ мк; 3) в каолинизированных туфах, где $K_{пр}=18,4$ и $K_{па}=0,2$, средний радиус пор составляет 30 мк.

Поры являются путями движения рудоносных растворов и местами отложения рудных минералов. Естественно, что предрудные метасоматические изменения предопределили участки, наиболее благоприятные для рудоотложения. В процессе оруденения пористость туфов уменьшается за счет заполнения пор рудным веществом. Поэтому при выяснении наиболее благоприятной пористости пород для рудоотложения мы сопоставляли величины пористости измененных безрудных туфов с такими же оруденелыми разновидностями (табл. 2).

Как видно из табл. 2, наиболее значительные содержания свинца и цинка приурочены к адуляризованным и окварцованным туфам, которые имели к моменту рудоотложения среднюю общую пористость $19,7$ и среднюю эффективную пористость $13,4\%$. Туфы с более низкой и более высокой пористостью были менее благоприятны для рудоотложения. Из сказанного вытекает понятие об оптимальной пористости, которая наиболее благоприятна для оруденения.

ВЫВОДЫ

1. Полиметаллическое оруденение Береговского месторождения приурочено преимущественно к липаритовым туфам среднего горизонта. В других породах оно встречается редко в виде мелких сульфидных прожилков и бедной вкрапленности.

2. Основным вмещающим оруденения являются разрывы, мелкая трещиноватость и пористость, что обуславливает три типа руд — жильный, прожилковый и вкрапленный.

3. Ведущая роль в локализации оруденения принадлежит дизъюнктивным нарушениям. Тектонический контроль оруденения осуществляется двумя структурными элементами: крупной зоной Мужиевского разлома, который является основной рудораспределяющей структурой, и малоамплитудными сбросо-сдвигами и зонами трещиноватых пород, определенными интенсивностью оруденения, морфологические особенности, размеры и условия залегания рудных тел. При этом наиболее богатые рудные тела приурочены к малоамплитудным сбросо-сдвигам северо-западного направления, которые расположены висячем боку Мужиевского разлома, и трещинам скалывания двух систем — северо-северо-западного и субширотного простираний.

4. Для локализации оруденения важное значение имеет пористость и проницаемость вмещающих пород. Высокая пористость и проницаемость туфов среднего горизонта, наличие полупроницаемой пачки аргиллитов над ними, а также низкая пористость и проницаемость подстилающих отложений обусловили концентрацию всего промышленного оруденения в средних туфах. Таким образом, локализация руд носит ясно выраженный избирательный характер.

5. Пористость туфов, приобретенная в процессе предрудных метасоматических изменений, отличается от пористости неизмененных пород. При этом окварцевание и адуляризация привели к понижению, а каолинизация — к повышению пористости.

6. Между величиной пористости туфов среднего горизонта и интенсивностью оруденения намечается определенная зависимость. Наиболее благоприятными для оруденения являются адуляризованные и окварцованные туфы, обладающие к моменту рудоотложения средней общей пористостью $19,7$ и средней эффективной пористостью $13,4\%$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зайцева В. Н. — В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
2. Князев Г. И., Решитько В. А., Юрьев Д. И. — В кн.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966.
3. Кобранова В. И. Физические свойства горных пород. Гостопиздат, М., 1962.
4. Науменко В. В., Коптюх Ю. М. — Геол. журн. АН УССР, 1968, 28, 1.
5. Невский В. А. — В кн.: Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений. 162. Изд-во АН СССР, М., 1955.
6. Сасин Г. Г. — Геологический сборник Львовск. геол. об-ва, 1965, 9.
7. Соболев В. С., Фишкин М. Ю. — Минералогический сборник Львовск. геол. об-ва, 1953, 7.
8. Фишкин М. Ю. — Минералогический сборник Львовск. геол. об-ва. 1958, 12.

ФОРМИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАРПАТСКОМ РЕГИОНЕ

В. В. НАУМЕНКО

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКИМИ КОМПЛЕКСАМИ

Даже при самом поверхностном изучении рудных месторождений и рудопроявлений геологических формаций Закарпатья видно, что они приурочены к магматическим образованиям различного состава и структурного положения.

Золото-полиметаллическое оруденение связано с производными орогенной игнимбритовой формации миоцена, локализуемой в пределах Припаннонского глубинного разлома на сочленении Паннонского срединного массива и Закарпатского внутреннего прогиба.

Ртутное, ртутно-сурьмяное и теллур-висмутовое оруденения приурочены в основном к андезитовой формации плиоцена, которая развита в зоне Закарпатского глубинного разлома на стыке складчатых Карпат и Закарпатского прогиба.

СТРОЕНИЕ ГЛУБОКИХ ЗОН КАРПАТ

Глубинным сейсмическим зондированием альпийской геосинклинальной области установлено [20], что дифференцированность и контрастность рельефа поверхности Мохоровичича здесь гораздо больше, чем в платформенных районах. Земная кора под горными сооружениями образует резкие утолщения — «корни», ограниченные, как правило, глубинными разломами. В районе Карпат мощность земной коры достигает 55—57 км, Паннонского срединного массива — 20—25 км.

Основные особенности глубинного строения земной коры в Карпатском регионе таковы:

1. Мощность земной коры Паннонского массива составляет 20—25 км, причем большая часть приходится на гранитный слой (15—18 км), меньшая — на базальтовый (4—5 км).

2. Закарпатский прогиб, расположенный между областью Паннонского массива и мегаантиклинорием складчатых Карпат, характеризуется мощностью земной коры порядка 26—28 км (гранитный слой около 20 км, базальтовый — 6—8 км).

3. В мегаантиклинории складчатых Карпат мощность земной коры достигает максимума, составляя 55—57 км (гранитный слой 25—35 км, базальтовый — 20—30 км).

4. Предкарпатский прогиб характеризуется мощностью земной коры около 50 км при гранитном слое около 20—30 км.

Выплавление магматических пород в зонах Припаннонского и Закарпатского глубинных разломов происходило в тортон-сармате (12—14 млн. лет тому назад) и в верхах плиоцена (около 9—10 млн. лет). Можно считать, что формирование гранитного слоя земной коры в пределах Закарпатского прогиба в основном обязано процессам более ранних и более длительных седиментаций, метаморфизма в рифейский, каледонский, герцинский и юноальпийский циклы, образования которых слагают фундамент прогиба. Образования альпийского цикла, развившиеся в основном в накоплении магматических пород неогена, также внесли большой вклад в формирование земной коры.

ГЛУБИНЫ ЗАРОЖДЕНИЯ МАГМ НЕОГЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Магматические комплексы неогена, представленные различными фаціальными разностями, обязаны своим становлением гранитному слою (Берегово-Беганское холмогорье) и базальтовому — верхней части мантии (Выгорлат-Гутинская гряда).

Берегово-Беганский район. Магматические образования представлены в основном породами кислого состава, резко преобладающими над более основными. Для района характерно образование игнимбритов, что, по Е. К. Устиеву [19], указывает на связь с гранитными магматическими очагами. И. М. Сперанская [14] указывает, что известны примеры непосредственной связи извержений игнимбритов с формированием гранитоидных интрузий во многих районах Тихоокеанского пояса и др.

Выгорлат-Гутинская гряда. Магматические породы представлены главным образом продуктами среднеосновного состава. Наблюдается дифференциация. Для всех пород характерно наличие оливина.

Таким образом, в пределах Закарпатского прогиба зарождение магматического очага, давшего образования кислого состава, возможно на глубине не более 20 км, а для андезито-базальтов Выгорлат-Гутинской гряды — более 30 км.

Причины возникновения магматических растворов

В литературных источниках указывается, что процессы, приводящие к образованию магмы (как частного случая движения земной коры), начинаются в верхней мантии на глубинах от 50 до 300—400 км, возможно до 700 км.

Основные процессы [16] — полиморфный, электронный, фазовый переходы и химические перестройки вещества верхней мантии со скачкообразными изменениями объема. Кроме этих процессов большое значение в развитии земной коры имеет радиоактивный распад.

А. А. Смыслов [11] показал, что количество радиоактивных элементов в породах складчатого пояса (Th, U, K) увеличивается в тесной связи с эволюцией магматизма от основного к кислому и с движением этого расплава от базальтового слоя к гранитному. Сопоставление величин теплопроводности горных пород с мощностью земной коры различных этапов развития структур показало значительное соответствие расчетного положения магматических очагов геологическим интерпретациям.

Кроме того, существующая связь между повышенными содержаниями радона в минеральных водах местных источников района современной сейсмической активности (Ташкент) и землетрясениями, установленная сотрудником Ташкентского института сейсмологии В. Уломовым, позволяет говорить о значительной роли процессов радиоактив-

ного распада в возникновении очагов землетрясения и, вероятно, магматизма.

По данным А. А. Смыслова и др., наибольшее количество радиоактивных элементов содержится в гранитном слое ($3,5-4 \cdot 10^{-4}\%$ U; $13-14 \cdot 10^{-4}\%$ Th и $2,6-2,8\%$ K), и, соответственно, здесь будет выделяться наибольшее количество тепла (43% общего тепла земной коры и ядра). Таким образом, можно предполагать, что если в слоях глубже гранитного в основном происходят различные химические, физические процессы и полиморфные превращения, усиленные тепловым потоком нижних оболочек, то в гранитном поле на первый план выступают процессы радиоактивного распада.

В настоящее время фиксировать зарождение магматических очагов можно, вероятно, по характеру сейсмоактивности той или иной области. О связи эпицентров землетрясений с разломами, по которым изливались неогеновые лавы, пишут А. Затопек [30], С. В. Евсеев и др. [5], О. С. Вялов [3] и др. Ю. М. Шейнманн [22] указывает, что сопоставление перемещения гипоцентра землетрясений с движением магмы позволяет установить зависимость между этими процессами. Такая зависимость, установленная перед извержением вулкана Муана-Лоа на Гавайях (1942), фиксирует глубину очага зарождения магмы 42—47 км; для Килауэа (1959) глубина магматического очага около 70 км.

На Камчатке и в районе Этны в первом случае существует резервуар жидкой магмы на глубине 60—70 км, во втором, по геофизическим данным, — 70 км.

Е. К. Мархинин [9] приводит данные различных авторов о глубинах магматических очагов: для вулканов Колима 75—100 км, Парикутин 35 км, для Гавайских островов 30—45 км; для действующих вулканов Японии 70—200 км.

С этими глубинами связаны вулканы с толеитовой родоначальной магмой. Вулканы, родоначальная магма которых — щелочной базальт, имеют очаги, лежащие глубже 200 км.

Японскими исследователями установлено, что фокусы землетрясений, непосредственно связанных с деятельностью вулканов, находятся на глубинах от нескольких сотен метров до первых километров от поверхности. Есть данные, свидетельствующие о том, что центры очагов вулканов находятся на глубинах до 5—10 км.

Таким образом, судя по глубинам расположения фокусов землетрясений, они, а следовательно, и связанные с ними магматические очаги подразделяются на глубинные и приповерхностные.

Приповерхностные самостоятельные землетрясения, видимо, не фиксируют зарождение магматических масс, а являются следствием разрядки тектонических напряжений в земной коре. Глубинные землетрясения обязаны своим происхождением процессам, происходящим в мантии, с ними тесно связано образование глубинных структур (разломов), продолжающихся и в коре.

Показателем возможного зарождения магматического очага являются интенсивные землетрясения (8 и более баллов). В Карпатах наиболее сейсмичные участки (кроме гор Вранчо в Румынии) расположены в Закарпатском прогибе, причем наиболее важные сейсмические линии совпадают с зоной Закарпатского глубинного разлома и зонами более мелких дизъюнктивов, параллельных первому. Сейсмоактивность здесь составляет 6—9 баллов, а гипоцентральное расстояние (глубина очага), по О. П. Костюку и др. [6], составляет 35, 30, 70, 40, 20 км. Отличительной чертой Карпатского региона является группа глубоких

очагов, вплоть до глубин порядка 200 км. В Румынии, в районе гор Вранча [13], глубина залегания очагов — 100—150 км.

Отмечаемая в настоящее время сейсмическая активность региона фиксирует процессы в верхней мантии земной коры. Характерно, что в Закарпатском прогибе сейсмические линии совпадают с зонами самых молодых магматических пород среднего основного состава, сформировавшихся, по геологическим данным, 9—10 млн. лет тому назад.

Известно, что формирование магматических комплексов, по В. Н. Котляру [7], длилось от 10 (одно определение 6) до 20 млн. лет (из 17 определений лишь два показали 28 и 35 млн. лет, а преобладают величины 10—17 млн. лет).

Если учесть, что состав пород Выгорлат-Гутинской гряды отражает их связь с магмой основного состава, подвергнутой частичной дифференциации в промежуточных (периферических) очагах, считать процесс магмообразования даже синхронным времени формирования магматических комплексов, приводимому В. Н. Котляром, и принимать как вероятные (в случае эффузивных пород) наименьшие цифровые величины, то в настоящее время, по-видимому, в глубинах Карпатского региона должны происходить затухающие процессы в магматическом очаге верхней мантии. И в этом случае приведенные значения величин сейсмической активности фиксируют процессы в упомянутых магматических очагах.

СОСТАВ ИСХОДНЫХ ПОРОД ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Анализ геологического материала позволяет говорить о том, что становление магматических очагов различных этапов развития Закарпатского прогиба происходит в различных участках земной коры, и они имеют различный состав. В литературе есть высказывания о зарождении магматических очагов основного состава в верхней мантии (Ю. С. Шейнманн и др.), а кислых — в гранитном слое; большие тела батолитового типа следует рассматривать как очаги, вскрытые на месте своего образования [21]. При рассмотрении с этих позиций размещения интрузивов в земной коре становится понятным отсутствие их корневых частей. Магматические продукты кислого состава образуются при локальном плавлении в результате орогенической активности или периодической аккумуляции тепла.

Гранитоиды могли образоваться из материала плавления глинистых сланцев, аркозов, т. е. пород, богатых SiO_2 . На древнейшем этапе развития Карпат на огромных площадях отложились очень мощные и монотонные толщи песчаных и глинистых осадков с редкими прослоями известняков и известковистых глин [1]. В неогене, находясь на глубине более 10 км, эти образования могли служить источником магматических расплавов кислого состава.

П. Вилли и О. Таттл [2] установили, что температура начала плавления глинистых сланцев в среде, содержащей пары H_2O под давлением, хорошо устанавливается экспериментально и сходна с температурой начала плавления гранитов. Согласно экспериментальным данным, гранитные породы, аркозы и сланцы начинают плавиться на глубинах 20—25 км при постоянной (линейной) величине геотермического градиента около $30^\circ \text{C}/\text{км}$.

Количество расплава зависит от наличия воды и других летучих компонентов. Образовавшиеся магматические расплавы могут двигаться только вверх, а так как магмы кислого состава очень вязкие, есте-

ственно предположить выжимание некоторой части магматических расплавов в виде небольших интрузий и экструзий. В случае возникновения кислых магматических пород в процессе переплавления вмещающих терригенно-осадочных образований эти породы будут также источником рудных растворов. Так, Ю. Г. Щербаков [26] установил, что в Горном Алтае преобладающее количество золоторудных оруденений связано с гранитоидами, приуроченными к полям развития более древних геологических формаций с повышенным местным кларком золота. Отмечается функциональная зависимость золотоносности гранитов исключительно от концентрации золота во вмещающих породах. Интересную работу проделал Ю. Г. Щербаков [25], который высчитал отношение (K) элементов, содержащихся в глинистых сланцах, к их концентрациям в базальтоидах. При этом все элементы разделились на две группы — с $K > 1$ и $K < 1$. Первая группа элементов имеет тенденцию к накоплению, вторая — к уменьшению их концентраций в песчано-сланцевых формациях за счет разрушения в базальтоидах. Дальнейшее развитие геосинклиналей, влекущее за собой переувлажнение терригенных образований и другие процессы, снижает содержания элементов с $K < 1$ (за счет пополнения ими солевого баланса океана и хемогенных образований). Элементами с $K < 1$ обогащены главным образом вулканогенно-осадочные толщи начальных стадий развития геосинклиналей (эвгеосинклиналей). В то же время концентрации более устойчивых элементов (с $K > 1$) в процессе развития геосинклиналей возрастают, достигая максимума в породах, завершающих не нарушенные вулканизмом и продолжительными седиментационными циклами (миогеосинклиналей). Таким образом, гранитоиды, становление которых происходило в районах со значительными мощностями спилито-кератофировых и граувакковых формаций, прогрессирующего метаморфизма и ранней стабилизации, характеризуются оруденениями элементов с $K < 1$ (Канада, Анды — от Чили до Перу, Западная Австралия, восточный Урал, Кузнецкий Алатау и т. п.).

Гранитоиды, развитые в условиях продолжительного седиментационного цикла, почти не нарушенного вулканизмом и характеризующегося песчано-сланцевым составом, имеют кислый и ультракислый состав и сопровождаются месторождениями элементов с $K > 1$.

Это оловянные месторождения Малакки, Боливии, внешней зоны Тихоокеанского пояса СССР, Чукотки и другие (Ве и Та-Nb — Сибирь, Казахстан и др.).

Кроме рудных элементов возможно обогащение образующихся магматических пород щелочами в процессе регионального метаморфизма лагунных образований с эвапоритами.

О ПЕРВОНАЧАЛЬНОЙ СВЯЗИ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Учитывая изложенное выше, мы пришли к выводу, что оруденения, связанные с гранитоидными образованиями, могут быть только вторичными по отношению к своему источнику и связаны генетически с продуктами верхней мантии — основными магматическими породами. В самом деле, общеизвестна приуроченность таких элементов, как Ni, Co, Cr, Ti и ряда других, к основным породам. Поэтому рассмотрим некоторые элементы, ранее связывавшиеся с более кислыми породами.

Так, Ю. Г. Щербаков [24] на основании 300 радиоактивных анализов золота в изверженных и осадочных породах, метеоритах и некоторых пороодообразующих минералах Алтае-Саянской области установил, что главным носителем золота являются базальтоиды, хотя золо-

то парагенетически более часто связано с кислыми образованиями, прошедшими значительную дифференциацию.

Ф. В. Сухоруков и др. [17] пишут о распределении бора в породах Горного Алтая, указывая, что в эффузивах среднего состава и начальных фаз извержения его больше, чем в породах кислого состава. Г. Н. Щерба [27] отмечает, что базальтоидные магмы в условиях верхних промежуточных очагов (в иных физико-химических и физических условиях) неизбежно стремятся к дифференциации по типу серийной ликвации, в результате чего образуются менее основные магмы и избыточные продукты. Последние представляют собой комплексные соединения, свободные ионы металлов либо коллоиды, которые в дальнейшем в виде надкритических флюидов, эксгаляций и терм попадают в породы или бассейны, создавая при благоприятных условиях оруденения Au, Ag, As, Pb и др.

В процессе остывания магматического расплава [21] и образования пород отмечается деятельность горячих растворов трех типов: 1) участвующих в образовании регионального и контактового метаморфизма; 2) уходящих из магмы в процессе пульсационной кристаллизации; 3) летучих, уходящих из остаточных магматических растворов. При этом главное рудообразование присуще растворам третьего типа.

Длительность формирования месторождений устанавливается в сотни тысяч — первые миллионы лет [28]. При уменьшении глубины формирования магматических тел длительность процесса рудообразования уменьшается, а в приповерхностных условиях, при непосредственном соприкосновении рудоносного очага с поверхностью, очень сокращается.

По представлению В. Н. Котляра [7], продолжительность постмагматических процессов такова: 1—2 млн. лет для среднеглубинных условий (4—2 км), сотни тысяч, тысячи лет и меньше — для приповерхностных условий (от 2 км до поверхности). В Карпатах эндогенное оруденение, локализующееся в пределах Закарпатского внутреннего прогиба, сформировалось в результате постмагматических процессов и, судя по морфологии рудных тел, их текстурным особенностям и истории развития, является приповерхностным образованием. Последнее формировалось не глубже 1 км и, судя по приводимым данным [7], образовалось в течение сотен тысяч, тысяч лет и менее.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРПАТ

В пределах советской части Восточных Карпат эндогенное оруденение приурочено к участкам развития магматических образований альпийского и каледонско-герцинского геотектонических циклов и размещается в основном в Закарпатском внутреннем прогибе, Утесовой и Мармарошской зонах Складчатых Карпат с выступами кристаллического фундамента — Раховским массивом и Чивчинскими горами. В пределах указанных участков развиты многочисленные проявления и месторождения полиметаллов, меди, ртути, золота, теллура и висмута.

Наиболее древнее оруденение, представленное колчеданными, медно-колчеданными, мышьяково-колчеданными рудопроявлениями и полиметаллическими месторождениями, локализуется в метаморфических породах Раховского массива и Чивчинских гор. В более молодых образованиях, сформировавшихся в альпийский геотектонический цикл, сконцентрировано преобладающее большинство известных гидротермальных месторождений и рудопроявлений Карпатского региона. Это Береговское и Беганское золото-полиметаллические месторождения,

ртутные и ртутно-полиметаллические месторождения Вышковского района, ртутные месторождения Оленевского района, рудопроявления районов Драгово, Соймы, Черноголово, многочисленные проявления теллур-висмутовой минерализации урочищ Ильковцы—Подулки, Грабово, Синяк и др. Все эти рудопроявления и месторождения локализируются в пределах Закарпатского внутреннего прогиба либо в непосредственной близости к нему. В процессе эволюции Карпатского региона наблюдается закономерное изменение характера размещения гидротермального оруденения в толщах различных структурных этажей.

Так, от нижнего к верхнему структурному этажу отмечается снижение роли складчатых структур в размещении оруденения, в то время как глубинные разрывные структуры играют главную роль. Форма рудных тел находится в тесной связи как с характером рудолокализирующих структур, так и с составом вмещающих пород и их физико-механическими свойствами. Отмечается тенденция к увеличению значения физико-механических свойств пород в локализации оруденения от нижнего структурного этажа к более верхним.

СВЯЗИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ОЧАГАМИ

Золото-полиметаллические Береговское и Беганское месторождения располагаются в зоне горстовых поднятий (Береговских — по В. В. Глушко, Земплин-Циблешской зоны — по Г. Г. Сасину [10]). Эта зона горстов сложена в основном производными кислого магматизма миоцена. Наличие среди производных кислого магматизма игнимбритов, развитых как в Закарпатском прогибе [18], так и в Венгрии (Г. Панто, 1965), позволяет относить данные образования к игнимбритовой орогенной формации, связывая ее происхождение с очагом кислой магмы гранитного слоя земной коры [14]. Судя по тому, что Паннонская депрессия имеет вулканотектоническое происхождение (по Н. Онческу, Э. Вадасу, Г. Панто [14]) и связана с проседанием при извержении больших объемов кислых магм, это указывает на значительные размеры вулканического очага по площади (около 200×300 км). Учитывая, что гранитный слой Паннонского массива не распространяется глубже 15—18 км, можно предполагать зарождение магматического очага в пределах слоя указанной мощности, а так как золото-полиметаллическое оруденение парагенетически связано с продуктами кислого магматизма, естественно считать этот магматический очаг также источником рудного вещества. Концентрация рудных элементов в магматическом очаге может происходить за счет палингенеза обогащенных металлами пород (см. рисунок).

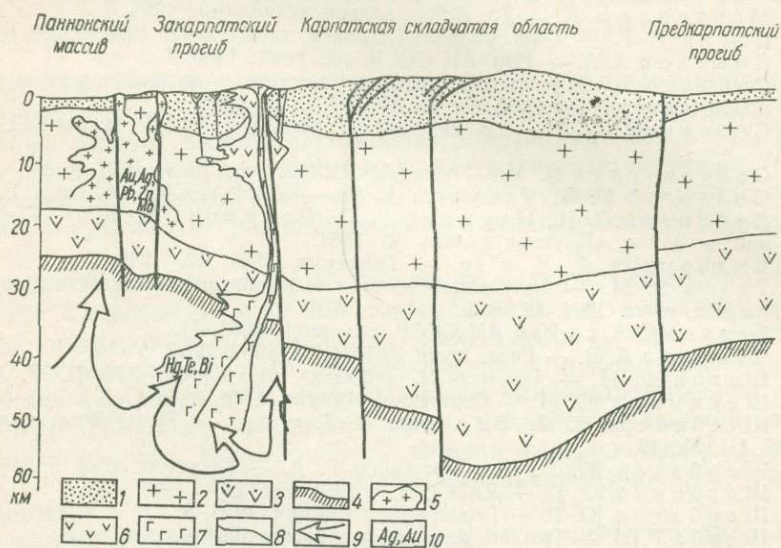
Ртутное и теллур-висмутовое оруденения парагенетически связаны с магматическими образованиями плиоцена среднего и основного состава. Излияние плиоценовых лав и внедрение гипабиссальных интрузий происходило в заключительную стадию орогенного этапа и в полуплатформенный этап [8].

Магматические образования орогенного этапа (гутинская свита) представлены рядом дифференцированных пород от базальтов до липаритов [8, 12 и др.], а полуплатформенного (выделяемые как бужорская свита) — недифференцированными основными породами.

Все эти данные, с учетом истории геологического развития региона, позволяют утверждать, что проникновение магматических продуктов заключительных этапов развития Карпатской геосинклинали в приповерхностную часть земной коры и на ее поверхность происходило в

результате подновления и образования ряда глубоких разломов, а также подъема магмы и базальтового слоя или верхней мантии по наиболее глубоким из них.

В первый период этого процесса на незначительных глубинах (порядка 2—4 км) предполагается образование промежуточного (периферического) очага, где и происходила дифференциация магмы. Существование в пannonское время периферического очага подтверждается данными о дифференцированности лав гутинской свиты, которая, при сопоставлении с минералами по областям современного вулканизма, могла происходить только в условиях промежуточного очага. Предположительные глубины очага определяются путем сопоставления наших



Принципиальная схема положения неогеновых магматических очагов Карпат и связь оруденения с ними:

1 — осадочный слой; 2 — гранитный слой; 3 — базальтовый слой; 4 — граница Мохоровичича; 5 — очаг кислой магмы в гранитном слое и его производные — липариты; 6, 7 — производные очага основной магмы в базальтовом слое — верхняя мантия (6 — андезиты, 7 — андезито-базальты, базальты); 8 — глубокие разломы; 9 — сквозьмагматические растворы; 10 — ведущие рудные компоненты.

данных с данными [23]. Г. С. Штейнберг и др. [23] указывают, что наиболее благоприятными являются участки раздела между складчатым фундаментом и осадочным чехлом областей вулканизма.

Ртутное и теллур-висмутовое оруденения, тесно связанные с магматическими породами глубинного источника, вероятно были принесены из тех же глубин.

При дифференциации магмы в промежуточном очаге за счет ассимиляции вмещающих пород могло происходить некоторое обогащение магматических пород рудными элементами, но и в этом случае сохраняется ведущая роль элементов, связанных с первичным магматическим очагом.

Таким образом, намечается два уровня образования магматических очагов — в гранитном слое и в базальтовом (верхах верхней мантии), — разобщенных как во времени, так и в пространстве, которые характеризуются специфическими металлогеническими специализациями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко А. К. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, 1966, 10, 49.
2. Вилли П., Таттл О. — Тр. XXI Межд. геол. конгр., 1963, 2.
3. Вялов О. С. и др. — Геол. журн. АН УССР, 1957, 27, 2.
4. Данилович Л. Г. — Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966, 46.
5. Евсеев С. В. и др. — В кн.: Землетрясения в СССР. Изд-во АН СССР, М., 1961.
6. Костюк О. П., Волосецкий Б. И. — В кн.: Землетрясения в СССР в 1962 г. «Наука», М., 1964.
7. Котляр В. Н. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальн. Востока. «Наука», М., 47, 1966.
8. Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. «Наука», М., 1964.
9. Мархинин Е. К. — Тр. лабор. палеовулканологии, 1964, 3.
10. Сасин Г. Г. — Геол. сборник Львовск. геол. об-ва, 1965, 9, 69.
11. Смыслов А. А. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, 7.
12. Соболев В. С. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1965.
13. Соловьев С. Л. — В кн.: Землетрясения в СССР. Изд-во АН СССР, М., 1961.
14. Сперантская Н. М. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, 9, 54.
15. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. — ДАН УССР, 1967, сер. Б, 494, 6.
16. Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш. — Процессы в верхней мантии Земли. «Наукова думка», К., 1964.
17. Сухоруков Ф. В. и др. — Геохимия, 1964, 12, 1280.
18. Титов Э. М. — Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд-во Львовск. ун-та, 1966, 49.
19. Устиев Е. К. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1961, 11.
20. Чекунов А. В. — Геол. журн. АН УССР, 1967, 27, 2, 3—19.
21. Шахов Ф. Н. — Геология и геофизика. Изд-во СО АН СССР, 1966, 10.
22. Шейнманн Ю. М. — Советская геология, 1961, 8.
23. Штейнберг Г. С., Балеста С. Т. и др. — Тр. 2 Всес. вулканол. сбв., 1966, III, М., 49.
24. Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. — Геохимия, 1964, 6, 518.
25. Щербаков Ю. Г. — ДАН СССР, 1964, 156, 2.
26. Щербаков Ю. Г. — Геология и геохимия, 1965, 5.
27. Щерба Г. Н. — Тр. лаб. палеовулканологии, 1964, 3.
28. Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1960.
29. Ranto G. — Acta Geologica, Budapest, 1962, VI.
30. Zatorrek A. — Prace Geofys. ust., CSAV, 1958.

2. ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ РУД В МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОДАХ

Ф. И. ЖУКОВ

С вулканогенными формациями пространственно ассоциирует целая гамма месторождений черных, цветных, редких и благородных металлов. Сейчас уже не вызывает сомнений генетическая связь рудообразования с эруптивной и постэруптивной деятельностью вулканов. Создан ряд классификационных схем, связывающих рудные залежи с определенными стадиями и разновидностями вулканической деятельности [4, 5].

Весьма характерны в этом отношении вулканогенно-осадочные образования палеозоя альпийской зоны Европы. Остановимся на двух наиболее продуктивных интервалах, лежащих в разных структурных этапах. К первому относим месторождения и рудопроявления урана, тяготеющие к глубоко метаморфизованным нижнепалеозойским кислым вулканитам (аналоги: пачанские слои, деловецкая и баласинувская свиты в Карпатах). Ко второму — залежи комплексных руд, приуроченные к слабометаморфизованным эффузивно-осадочным образованиям перми.

В метаморфизованных вулканитах кристаллического ядра Карпат известны зоны полиметаллической и колчеданной минерализации. Рудные зоны в основном приурочиваются к кварцево-серицитовым сланцам, образующим выдержанный горизонт между эффузивными и туфогенными образованиями порфиroidной серии. Обычно вдоль сланцев проходит межпластовая зона смятия и рассланцевания со следами вторичного окварцевания. В окварцованных сланцах содержатся рудные линзы различного минералогического состава, замещающие друг друга по напластованию. Среди них выделяются: а) медно-колчеданные залежи, представленные пиритом, халькопиритом, борнитом и ковеллином. Халькопирит выполняет также часть трещин, секущих рудное тело. Длина таких трещин не превышает 10—15 см, мощность — 0,5 см; б) полиметаллические (галенит, сфалерит, халькопирит) и в) урановые (настуран, урановые черни и развитые в зоне окисления вторичные минералы урана).

Этот сложный минералогический комплекс рудоносной зоны мы относим к производным вулканогенно-осадочного раннепалеозойского процесса. Комплекс впоследствии подвергся метаморфическим изменениям, приведшим к образованию рудных концентраций. В пользу подобного предположения свидетельствуют:

1) пространственная приуроченность минерализации только к породам порфиroidной серии;

2) повышенное содержание урана, свинца, цинка и меди в этих породах, в отличие от подстилающих и перекрывающих отложений. В частности, Г. Питуля [6], сравнивая содержание урана с петрографи-

ческим составом пород, установил тесную пропорциональную связь между ними. Наибольшая концентрация урана характерна для порфировенных пород терригенно-вулканогенной свиты и преимущественно тяготеющих к ним сланцам с примесью графита. Г. Питуля считает, что накопление урана проходило в нормальных условиях первичного осаждения породы и он был перераспределен в процессе регионального метаморфизма, на что весьма убедительно указывает значение абсолютного возраста отдельных рудных образцов — 50—165 млн. лет, совпадающее с проявлением новокиммерийской фазы киммерийского орогеназа;

3) послынное расположение рудных линз в метаэффузивах; исключение представляют трещинные выполнения халькопирита явно эпигенетического характера;

4) наличие рудных обломков в брекчии тектонической зоны послепермского возраста, отделяющих кристаллический комплекс от образованных мезозоя.

Изучение рудораспределения в вулканогенно-осадочных породах перми Альпийской зоны Европы привело нас к мысли о генетическом разнообразии рудных залежей в пределах весьма локальных районов.

В Альпах и Карпатах в пермское время следует различать: доэффузивный этап — начало трансгрессии; этап активной вулканической деятельности и связанное с ним накопление кислых эффузивов, их пирокластики, морских, лагунных и континентальных осадков; постэффузивный этап — регрессия береговой линии бассейна и образование галогенных пород.

С породами второго этапа связаны главные линзовидные послынные и (редко) секущие тела комплексных руд, в состав которых входят U, Mo, Pb, Cu и др. Замечено, что рудные тела а) приурочены к определенным стратиграфическим интервалам и залегают обычно в кровле кислых эффузивов, а иногда и в самых эффузивах; б) они изредка тяготеют к крутопадающим тектоническим зонам, пересекающим рудовещающую толщу; в) представлены эти тела первично рудными кварцевыми порфирами, риолитами, их обломками и валунами, минерализованным цементом туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников, уранорганическими соединениями в песчаниках, обломками рудного вещества и тонкими линзовидными прожилками настурана и урановых черней в тектонических зонах.

Характер рудной минерализации в вулканитах освещен в работах Ф. Ипполито [3], Я. Кантора [7], Ф. И. Жукова [1, 2] и И. Райковича [8].

В пермских рудоносных кварцевых порфирах Западных Карпат при петрографо-минералогических исследованиях было доказано наличие пирита, халькопирита, висмутина, сфалерита, тетраэдрита, халькозина, ковеллина, настурана, уранмолибдата и др. Главные рудные минералы в породе — пирит, халькопирит и минералы урана. Остальные образуют включения в некоторых из них.

Пирит образует несколько форм: идиоморфные кристаллы, микротяжения «бактерий» и колломорфные структуры.

Халькопирит наблюдаем в кварцевом порфире в виде равномерно распределенных, неправильных по форме вкрапленников размером 3—4 мм. Равномерная вкрапленность халькопирита и пересечение порфиров новообразованными прожилками сульфидов (халькозином и ковеллином), пронизывающими также зерна халькопирита, указывают на первичный характер медной минерализации. Одновременно с халькопиритом выкристаллизовались, очевидно, колломорфные мелкие зерна настурана.

Ф. Ипполито [3] отмечает, что в месторождениях Восточных Альп радиоактивность стекловатой и расстеклованной основной массы риолитовых туфов и игнимбритов очень высока и обусловлена наличием первичных мелких непрозрачных (иногда темно-красных) кристаллов с высокой концентрацией урана.

В грубообломочных пирокластических породах, залегающих над кварцевыми порфирами пермского возраста в Карпатах, минерализованным практически является цемент. Состав рудных минералов аналогичен описанному выше. Дополнительно отмечается молибденит. В рудных линзах широко распространен пирит в форме округлых стяжений. Настуран моложе пирита и образует на нем пленки из коллоидно-кольцеобразных, гирлянд- и пальцеобразных соединений. Урановые черны наблюдаются в форме тонких пленок и прожилков. Халькопирит образует аллотриоморфные ограниченные зерна и короткие прожилки в цементе породы.

В процессе альпийских подвижек кристаллы пирита и чешуйки молибденита были подвержены тектоническому воздействию, которое способствовало дроблению, развальцеванию единичных зерен и образованию чешуек и примазок на плоскостях кластического материала. В это же время произошло формирование кварц-сидеритовых жил, пересекающих послойные рудные тела. Возраст руд определен как пермский [7].

В этих же районах, кроме вулканогенных пород, комплексное сульфидное оруденение приурочено также к песчаникам с реликтами органического вещества. Значительные скопления этого вещества, тесно перемешанного с пелитовым материалом, образуют плотную черную с синеватым отливом породу. В редких случаях наблюдались отпечатки и обуглившиеся остатки неопределимой флоры, но чаще всего первичные формы органического вещества не сохранились. Вещество не поддается растворению ни в кислотах, ни в органических растворителях (бензоле, ацетоне, хлороформе). При температуре $+800^{\circ}\text{C}$ оно медленно выгорает без пламени. Вероятно, это органическое вещество следует отнести к битумам высокой степени карбонизации — керитам, приближающимся по своим свойствам к шунгиту. К местам скопления этого вещества приурочена концентрация минералов: пирита (тончайшая вкрапленность в ассоциации с органическим веществом) и халькопирита с блеклой рудой, галенитом и сфалеритом (мелкие включения и прожилки). Минеральные формы урана и молибдена не установлены — предполагают молибдаты урана и уранорганические соединения. В песчаниках виден четкий контакт рудных тел с подстилающими безрудными породами, совпадающий с плоскостью напластования. Верхняя граница рудных линз менее отчетлива.

Подобное находим у Ф. Ипполито [3] для Итальянских Альп. Выше вулканогенного комплекса залегают «арениты Валь Гардена» — в основном продукты разрушения кислых эффузивов и их производных. Рудный горизонт состоит из пород, содержащих тонкий агрегат углестых материалов и тонкозернистых псаммитов. Встречаются минерализованные стволы палеозойских деревьев. Исследования показали, что рудные минералы представлены настураном, пиритом, халькопиритом, тенардитом, галенитом и сфалеритом и приурочены к цементирующему материалу, причем степень их концентрации пропорциональна количеству органического вещества. Были проведены определения абсолютного возраста руд, которые указывают на пермский период их накопления с последующим перераспределением в альпийское время.

Кроме стратиграфического контроля оруденения получены данные о влиянии структурных факторов на локализацию рудных залежей. Повышенная концентрация рудных компонентов приурочена к замкам антиклинальных складок или к верхним частям крыльев синклиналей II, III и IV порядков, которые осложняют региональные структуры и имеют с ними общие направления простираения. Замечено, что наложенная на них мелкая поперечная складчатость с направлением простираения осей ЮЗ-СВ оказала мобилизующее влияние на концентрацию руд.

В крутопадающих маломощных тектонических зонах, пересекающих рудовмещающую пачку пород, с одной стороны отмечаются обломки рудного вещества в глинке трения, а с другой — прожилки урановой минерализации явно эпигенетического характера.

Таким образом, в пределах одного рудного района в период активной вулканической деятельности формировались: а) лавовые (первичномагматические) рудопоявления в кислых эффузивах как следствие первичной насыщенности лав рудными компонентами; б) инфильтрационно-метасоматические залежи как производные фумарольно-гидротермальной деятельности на заключительной стадии активного вулканизма; в) осадочные руды — результат сорбции элементов из обогащенных вод местных потоков в восстановительной среде.

В процессе альпийской складчатости под влиянием эпигенетических процессов произошел перенос рудного вещества и его концентрация в благоприятных складчатых структурах подчиненных порядков. Эти же процессы обусловили образование рудной минерализации в молодых разрывных нарушениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуков Ф. И. — Geol. prace, Bratislava, 1963, 35.
2. Жуков Ф. И. — Геол. журн. АН УССР, 1966, 26, 3.
3. Ипполито Ф. — В кн.: Геология атомного сырья, 8. Атомиздат, М., 1959.
4. Котляр В. Н. — В кн.: Материалы межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканических формаций». Недра, М., 1965.
5. Щерба Г. Н. — В кн.: Материалы межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканических формаций». Недра, М., 1965.
6. Janovici V., Pitulea G., Zeme M. — Studii si ceretavi de geol., geof., geogr., ser. geol., 1967, 12, 2.
7. Kantor G. — Geologica, Bratislava, 1958, 2.
8. Rajkovic J. — Carpatho-Balkan Geological Assoc., VII Congress Sofia (1965), Reports, 1965, III.

БОГАТЫЕ МАГНЕТИТОВЫЕ И СУЛЬФИДНО-МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ ВОЛОДАРСКИХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

М. А. ЯРОЩУК

Район Володарских магнитных аномалий расположен в центральной части Украинского щита, на территории Киевской области. В этом районе на площади 30×40 км в 1950 г. был открыт ряд аэромагнитных аномалий, наземная проверка которых в 1959 г. показала, что аномалии обусловлены наличием в поле гранитоидов высокомагнитных железисто-кремнистых пород и богатых железных руд. В результате наземных геофизических и буровых работ на этой площади оконтурен ряд аномалий различного размера и интенсивности, объединяемых под общим названием Володарских магнитных аномалий.

ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Железисто-кремнистые породы, вмещающие богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды, образуют среди гранитоидов линзовидные выклинивающиеся останцы, прослеживающиеся по простиранию на расстояния от нескольких метров до трех километров и по падению до глубины 200—300 м. Мощность пластов железисто-кремнистых пород изменяется от первых метров до 65—75 м. Совместно с железисто-кремнистыми залегают породы основного состава и карбонатные.

Минеральный состав железисто-кремнистых пород несложен. Это силикаты (пироксен, амфибол, гранат, биотит), кварц и магнетит. Соотношения данных минералов могут быть весьма разнообразны, в зависимости от чего выделяются многочисленные разновидности. По содержанию кварца, силикатов и магнетита могут быть выделены две крайние разности: железистые кварциты, в которых содержание кварца примерно равно суммарному содержанию магнетита и силикатов, и железистые сланцы, в которых содержание силикатов преобладает над содержанием кварца и магнетита. Железистые сланцы и кварциты находятся в разрезах совместно, часто чередуются между собой и имеют совершенно постепенные переходы как вкрест простирания, так и по простиранию.

В отдельных участках толщи железисто-кремнистых пород наблюдаются массивные силикатные породы, сложенные в основном оливином-фаялитом. Особенностью их залегания является то, что оливинсодержащие породы ассоциируют обычно с рудами, также содержащими оливин, и, вероятно, связаны с ними генетически.

Железистые кварциты Володарского района — полосчатые среднезернистые и неяснополосчатые крупнозернистые породы. В преобладающем большинстве железистые кварциты представлены силикатными разностями. По степени окисления в кварцитах железа среди них могут быть выделены силикатно-магнетитовые закисно-окисные рудные кварциты ($O=0,6-0,8$), магнетито-силикатные окисно-закисные малорудные кварциты ($O=0,2-0,4$) и силикатно-кварцевые нерудные кварциты ($O=0,07-0,2$). Чистые окисные магнетито-кварцевые разности для Володарского района нехарактерны.

Железистые сланцы — породы сланцеватой и неясносланцеватой текстуры, средне- и крупнозернистые, в отдельных участках имеют массивную текстуру, зерна слагающих их минералов достигают 1—2, реже 4 см. Переходы между массивными и сланцеватыми разностями постепенные, различий в минеральном составе не наблюдается. Структура сланцев довольно разнообразна и изменяется на коротких расстояниях. Чаще всего структура гранобластовая, гетерогранобластовая, нематобластовая и пойкилобластовая, в отдельных участках гломеробластовая. Железистые сланцы сложены в основном силикатами (обычно более 65%). Количество магнетита колеблется от 5 до 17%. По степени окисления железа сланцы относятся к нерудным ($O=0,02-0,11$) либо малорудным ($O=0,2-0,3$) породам, являющимся переходными к силикатно-магнетитовым рудам.

Среди железистых кварцитов и сланцев по преобладающему силикатному минералу могут быть выделены пироксеновые, амфиболовые и биотитовые разности пород, связанные между собой постепенными переходами через пироксено-амфиболовые, амфиболо-пироксеновые, амфиболо-биотитовые и биотито-амфиболовые разности. Во всех этих разновидностях сланцев и кварцитов может быть переменное количество кварца, магнетита и граната. Гранат в сланцах содержится в большом

количестве, иногда достигающем 40%. Для амфиболизированных и биотитизированных разностей пород характерно нарушение первичной полосчатости и осложнение ее в результате собирательной перекристаллизации минералов с образованием мономинеральных участков, контуры которых нередко секущие по отношению к первичной полосчатости породы. Обычно амфиболизированные и биотитизированные разности пород более мелкозернистые, чем пироксеносодержащие.

Главные силикатные породообразующие минералы железисто-кремнистых пород представлены высокожелезистыми разностями. Это гиперстен (с железистостью 70—82%), куммингтонит-грюнерит (60—75%), гранат (75—93%), а в оливинсодержащих породах — фаялит (80—86%). Железистость силикатных минералов находится в обратной зависимости от количества магнетита в породе — в магнетитсодержащих разностях сланцев и кварцитов силикаты менее железистые, чем в безрудных сланцах, а наименее железистый оливин и гиперстен наблюдались в оруденевших породах и рудах.

Амфибол в железисто-кремнистых породах развивается по пироксену. В пироксено-амфиболовых и амфиболо-пироксеновых разностях пород отчетливо наблюдались различные стадии и формы замещения пироксена амфиболом: гомоосевые псевдоморфозы, псевдоморфозы выполнения, тонкие каемки по краям зерен и внедрения вдоль спайности. Биотит также является вторичным минералом и развивается в железисто-кремнистых породах по амфиболу, реже — по пироксену.

В железисто-кремнистых породах Володарских магнитных аномалий наблюдались такие парагенетические ассоциации минералов: гранат + гиперстен (+кварц + магнетит), гиперстен + кварц + магнетит, фаялит + кварц + магнетит, фаялит + гиперстен (+кварц + магнетит), гранат + амфибол (+кварц + магнетит), амфибол + кварц + магнетит, гранат + биотит + кварц, биотит + кварц + магнетит. Парагенетические ассоциации могут быть отчетливо разделены на две группы: в первой часть минералов представлена гидроксилсодержащими разностями, во второй находятся только безводные минералы. Ход минералообразования показывает, что ассоциации гидроксилсодержащих минералов образуются путем замещения ассоциаций безводных минералов; между ассоциациями первой и второй групп существуют многочисленные переходные разности, возникающие в силу неполного прохождения наложенных процессов и содержащие такие безводные минералы, как гранат, гиперстен и фаялит в качестве устойчивых реликтов. Замещение пироксена амфиболом, а затем биотитом указывает на регрессивный характер наложенных процессов. Гранат при этом выступает в качестве устойчивого по сравнению с гиперстеном минерала и встречается поэтому в ассоциациях первой и второй групп.

Таким образом, железисто-кремнистые породы изменены как в условиях прогрессивного, так и в условиях наложенного регрессивного метаморфизма. Прогрессивный метаморфизм железисто-кремнистых пород проходил в условиях гранулитовой фации, о чем свидетельствует образование таких типоморфных минералов, как гиперстен и гранат. Вопрос об отнесении ассоциаций с гиперстеном, гранатом и фаялитом в железисто-кремнистых породах к образованиям гранулитовой фации (пироксено-гнейсовой ступени) однозначно решается многими авторами [3, 5, 7, 8]. Наложённый метаморфизм — диафторез железисто-кремнистых пород — проходил в условиях амфиболитовой фации и развивался неравномерно, что обусловило закономерную зональность железисто-кремнистых пород. Эта зональность наиболее полно проявляется в мощных останцах железисто-кремнистых пород среди гранитоидов.

В центральной части пластов сохраняются неизменные пироксенсодержащие породы гранулитовой фации, в сторону к породам гранитоидным они замещаются вначале амфиболлизированными, а затем биотитизированными породами, которые в свою очередь переходят в гранитоидные в результате развития в биотитизированных породах процессов фельдшпатизации. Мелкие останцы железисто-кремнистых пород среди гранитоидов обычно нацело амфиболлизированы или биотитизированы. Такое зональное расположение пород схематично показано на рис. 1.

БОГАТЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Условия залегания и состав богатых железных руд

Богатые железные руды Володарских магнитных аномалий образуют выклинивающие линзовидные залежи мощностью 1,5—3,5 м и протяженностью 100—150 м, согласные с падением и простираением вмещающих железисто-кремнистых пород. На Североберезнянской магнитной аномалии рудная залежь приурочена к замковой части синклинали складки, где мощность ее возрастает до 15 м. По простираению и по мощности руды имеют постепенные структурные и минералогические переходы к вмещающим породам. Нередко в зоне перехода от полосчатых железистых кварцитов или сланцев к рудам находятся массивные силикатные породы, сложенные оливном или гиперстеном. Обычно руды имеют массивное сложение, реже в них обнаруживается полосчатость, унаследованная, вероят-

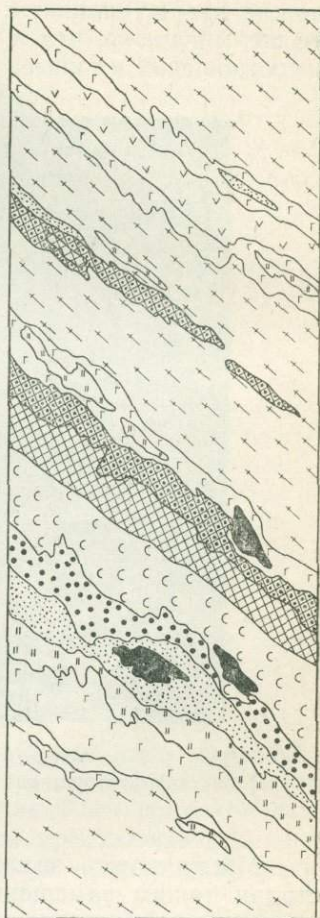


Рис. 1. Схематический геологический разрез гранитизированной и диафторированной толщи железисто-кремнистых пород

1 — кварциты пироксен-магнетитовые; 2 — кварциты пироксен-амфибол-магнетитовые и амфибол-магнетитовые; 3 — богатые руды; 4 — сланцы гранат-пироксеновые; 5 — сланцы гранат-пироксен-амфиболовые; 6 — сланцы гранат-амфиболовые и породы зон амфиболизации; 7 — сланцы гранат-биотитовые и породы зон биотитизации; 8 — гнейсы биотит-плаггиоклазовые и гранат-биотит-плаггиоклазовые; 9 — гранитоидные породы.

но, от замещенных железисто-кремнистых пород. Линзовидные залежи руд чаще всего приурочены к центральным частям наиболее мощных толщ железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, но наблюдаются также и в периферических частях таких толщ среди диафторированных пород. Здесь рудные скопления имеют те же текстурно-структурные особенности, что и вмещающие породы, и обычно согласно залегают вместе с ними. Реже наблюдаются секущие магнетитовые зоны и прожилки.

Среди богатых железных руд по минеральному составу выделяются магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды, в которых количество

сульфидов железа в отдельных участках достигает 40—50%. Сульфидно-магнетитовые руды образуют в магнетитовых рудах и железисто-кремнистых породах согласные линзовидные пласты мощностью до 5 и протяженностью до 100 м. Чаще же это просто различной формы участки более или менее интенсивной сульфидной вкрапленности в магнетитовых рудах.

В состав руд, кроме рудных минералов, входят в небольшом количестве кварц, силикаты, нередко апатит. В общем в рудах находятся те же минералы, что и во вмещающих породах, но количество и взаимоотношения их иные.



Рис. 2. Руда магнетитовая в контакте с оливин-гиперстеновой породой, без анализатора, диаметр поля зрения 4,7 мм.

Магнетит замещает силикатные минералы; наблюдаются все стадии такого замещения: от образования магнетита межгранулярно и вдоль спайности до почти полного вытеснения силикатов и кварца с образованием сплошных масс магнетита, содержащих реликтовые корродированные зерна нерудных минералов (рис. 2).

Силикатные минералы представлены оливином, гиперстеном, амфиболом, биотитом. В рудах, залегающих среди пород гранулитовой фации, наблюдался оливин и гиперстен, а в рудах среди диафторированных железисто-кремнистых пород силикаты представлены амфиболом либо реликтивными зернами гиперстена, замещаемого амфиболом. Вблизи гранитоидных пород появляется биотит, часто апатит. Железистость силикатов в рудах обычно ниже, чем в безрудных породах. Так, железистость оливина снижается до 40%. Особенностью силикатов в рудах является также их большая трещиноватость по сравнению с трещиноватостью во вмещающих породах.

Сульфиды образуют вкрапленники или прожилковые и послойные скопления, реже сплошные массы. Представлены они пирротинном, марказитом, реже халькопиритом.

Пирротин обычно замещает магнетит, иногда проникает вдоль спайности в силикаты. В отдельных зернах пирротина можно наблюдать распад пирротина на два компонента, что характерно для высокотемпературного пирротина.

Марказит чаще всего образуется в результате замещения пирротина. Можно наблюдать все стадии дисульфидизации: от начального развития мелкозернистого агрегата марказита вдоль трещин и по спай-

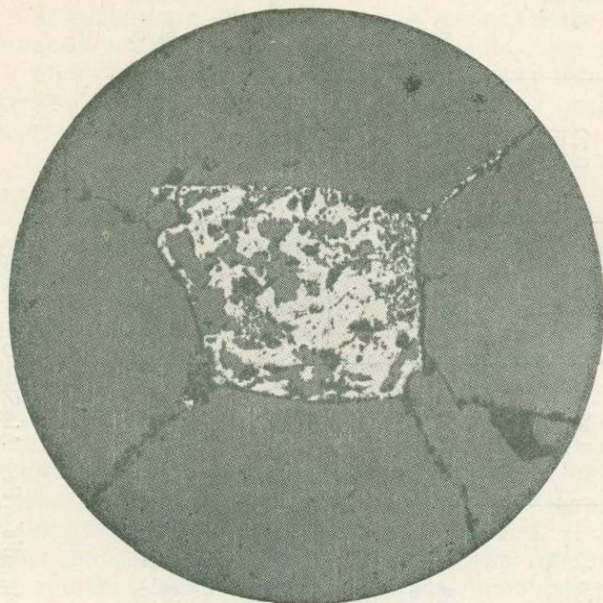


Рис. 3. Псевдоморфное замещение магнетита марказитом в сульфидно-магнетитовой руде, диаметр поля зрения 1,82 мм.

ности в пирротине вплоть до образования сплошных масс марказита с реликтами пирротина. Реже марказит замещает магнетит, иногда с сохранением формы последнего (рис. 3). Наблюдался полнокристаллический марказит, а также марказит меньшей кристаллической зрелости. Участки последнего располагаются обычно в центральной части

Таблица 1. Химический состав руд, вес. %

Компонент	Номер образца			Компонент	Номер образца		
	20/20	1388/1	6/17		20/20	1388/1	6/17
SiO ₂	11,28	10,32	6,84	K ₂ O	0,06	0,06	0,02
TiO ₂	0,14	0,05	0,02	P ₂ O ₅	0,11	0,06	—
Al ₂ O ₃	0,16	0,27	2,33	SO ₃	—	0,10	—
Fe ₂ O ₃	51,69	53,54	35,73	H ₂ O —	0,05	0,06	0,10
FeO	27,04	30,44	45,90	H ₂ O +	0,68	0,42	1,56
MnO	0,04	0,09	1,07	CO ₂	0,70	0,77	—
MgO	7,20	3,42	2,01	S	1,01	—	8,31
CaO	0,40	0,42	0,49	Сумма	100,32	100,45	100,26
Na ₂ O	0,26	0,43	0,04	Fe ₂ O ₃ : FeO	0,09	0,8	0,4

Примечание: 20/20 и 1388/1 — руды магнетитовые, аналитик Е. В. Романишина, ИГН АН УССР; 6/17 — руда сульфидно-магнетитовая, аналитик Б. В. Мирская, ИГН АН УССР.

Таблица 2. Химический состав пород

Номер пробы	Порода	Оксиды								Удельный вес, г/см ³	Пористость, %
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O		
20/8	Сланец гранат-амфибол-пироксеновый	$\frac{48,39}{145,10}$	$\frac{4,70}{14,10}$	$\frac{3,69}{11,10}$	$\frac{30,45}{91,30}$	$\frac{8,48}{25,40}$	$\frac{0,74}{2,20}$	$\frac{0,20}{0,70}$	$\frac{0,36}{1,10}$	3,13	4,27
20/20	Руда магнетитовая	$\frac{11,28}{48,7} - 96,4$	$\frac{0,16}{0,70} - 13,4$	$\frac{51,69}{223,20} + 212,1$	$\frac{27,04}{116,80} + 25,5$	$\frac{7,20}{31,10}$	$\frac{0,40}{1,70} - 0,5$	$\frac{0,06}{0,30} - 0,4$	$\frac{0,26}{1,10} - 0,0$	4,58	5,70
1611/5	Кварцит железистый	$\frac{52,70}{163,40}$	$\frac{3,22}{10,00}$	$\frac{23,13}{71,70}$	$\frac{14,33}{44,40}$	$\frac{2,52}{7,80}$	$\frac{0,85}{2,60}$	$\frac{0,68}{2,10}$	$\frac{0,39}{1,20}$	3,11	2,50
1611/4	Кварцит железистый, оруденелый	$\frac{37,3}{129,80} - 33,6$	$\frac{1,42}{4,90} - 5,1$	$\frac{37,07}{129,00} + 57,3$	$\frac{20,59}{71,60} + 27,2$	$\frac{1,30}{4,50} - 3,3$	$\frac{0,28}{0,90} - 1,7$	$\frac{0,50}{1,70} - 0,4$	$\frac{0,29}{1,00} - 0,2$	3,50	2,20

Примечание. 1) Формулы по Т. Барту: 20/8 — $K_2Na_7Ca_8Mg_{126}Fe_{251}Fe_{28}Al_{55}Si_{485}[O_{1514}OH_{86}]$

20/20 — $Na_6Ca_6Mg_{140}Fe_{279}Fe_{308}Al_2Si_{147}[O_{1541}OH_{59}]$; 1611/5 — $K_9Na_7Ca_9Mg_{38}Fe_{121}Fe_{177}Al_{38}Si_{536}[O_{1577}OH_{23}]$;

1611/4 — $K_7Na_7Ca_3Mg_{21}Fe_{173}Fe_{309}Al_{19}Si_{414}[O_{1529}OH_{71}]$.

2) В числителе — вес. %; в знаменателе — вес окислов в граммах в 100 см³; вес выносимых (—) и привносимых (+) окислов, г.

зерен в виде мелких реликтов — пятен, колломорфных стяжений, ядер. В таком марказите можно наблюдать трещины усыхания и сажистые образования типа мельниковита.

Халькопирит обычно образует мелкие округлые зерна, включенные в крупные зерна пирротина или марказита, реже наблюдались прожилки более позднего халькопирита, секущие все другие рудные минералы.

Химический состав руд приведен в табл. 1. Сравнение химического состава руд и замещаемых нерудных пород, проведенное по количеству отдельных окислов в одинаковом объеме нерудных пород и руд, показывает, что в процессе рудообразования происходит вынос кремнезема и привнос железа, в основном окисного; количество остальных компонентов изменяется незначительно (табл. 2).

Вопросы генезиса богатых железных руд

При изучении условий залегания, минерального и химического состава и текстурно-структурных признаков рудных залежей замечены такие особенности богатых железных руд:

1) руды залегают среди железисто-кремнистых пород, замещая по простиранию и в разрезе как железистые кварциты, так и железистые сланцы; 2) размещение рудных залежей контролируется складчато-трещинными структурами. Руды и вмещающие породы участвуют в одних и тех же складчатых структурах, что указывает на совпадение рудообразовательного процесса со складкообразованием во времени; 3) рудные залежи имеют метасоматические контакты с вмещающими породами, характеризующиеся постепенными переходами. Наложенных околорудных изменений нет; 4) минеральный состав руд в качественном отношении совершенно аналогичен составу вмещающих пород; главные минеральные ассоциации в рудах и породах принадлежат одним и тем же метаморфическим фациям; 5) богатые железные руды не обнаруживают пространственной связи с интрузиями.

Перечисленные особенности дают основание отнести руды Володарских магнитных аномалий к метаморфогенному типу, т. е. к рудам, которые возникли в результате процессов регионального метаморфизма в основном из материала метаморфизиующихся пород [1, 2, 4].

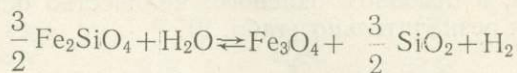
В Володарском районе связь процессов рудообразования именно с процессами регионального метаморфизма проявляется особенно отчетливо, так как намечается очевидная пространственная и генетическая связь рудных залежей как с железисто-кремнистыми породами гранулитовой фации, так и с породами, претерпевшими диафорез.

Образование основной массы руд связано с процессом прогрессивного метаморфизма железисто-кремнистых пород. В этот период образуются магнетитовые руды с оливином и гиперстеном. Расположение рудных залежей указывает на то, что они находятся в участках особенно интенсивной фильтрации газово-водных флюидов. В складчатых толщах это седла складок, а в участках моноклинального залегания — зоны контакта двух разностей пород. На интенсивную фильтрацию газово-водных флюидов в участках рудообразования указывает также большая трещиноватость реликтовых силикатных минералов в рудах по сравнению с силикатами вмещающих пород.

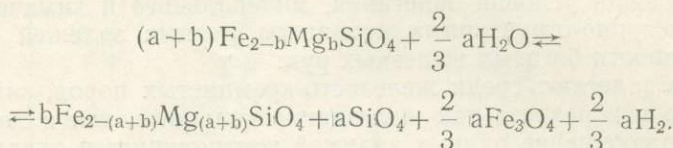
Действительно, существенное изменение окислительной емкости, необходимое для образования руд, было возможно только в тех участках метаморфической толщи, где проходила интенсивная фильтрация растворов, привнесших рудные компоненты и выносивших компонен-

ты, освобождавшиеся при рудообразовании, т. е. служивших теми внешними факторами, которые приводили к изменению окислительно-восстановительной обстановки. В тех участках метаморфической толщи, где фильтрация растворов была затруднена либо ее не было, окислительная емкость определялась не внешними факторами, а буферными свойствами минеральных ассоциаций, которые зависели от условий седиментации.

Рассмотрение условий образования богатых магнетитовых руд из силикатных железисто-кремнистых пород на основании термодинамического анализа [6] показывает, что в водных средах роль окислителя может играть водяной пар. Переход фаялита в магнетит тогда определяется реакцией



или в общем случае равновесия оливин-магнетит:



Поле устойчивости Fe_2SiO_4 резко уменьшается при понижении температуры или повышении $f_{\text{H}_2\text{O}}$ (рис. 4). Поэтому в участках, где происходила фильтрация газовой-водных флюидов, вода при достижении

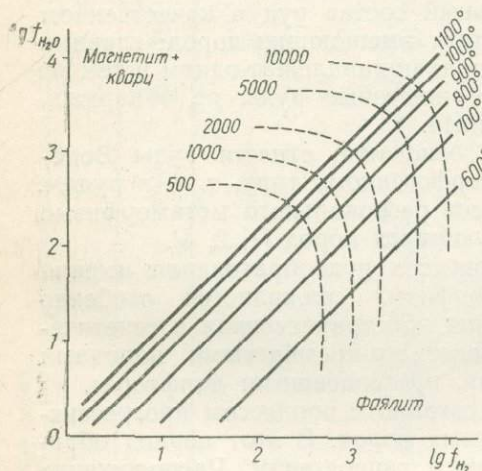


Рис. 4. Диаграмма полей устойчивости фаялита и магнетита в зависимости от $f_{\text{H}_2\text{O}}$ и f_{Fe} (совмещенные проекции изотермических сечений $T^\circ \text{K}$). Пунктирными кривыми схематично нанесены изобары общей летучести.

температур, достаточных для преодоления потенциального барьера, окисляла силикатные минералы с образованием магнетита и выделением водорода. Возможно, диффузия водорода в околорудную зону, где он мог накапливаться в условиях менее интенсивной фильтрации, способствовала образованию в этой зоне в восстановительной обстановке преимущественно высокожелезистых фаялитовых пород, сопутствующих рудным залежам.

Температурный интервал устойчивости оливина вообще достаточно широк ($250-950^\circ \text{C}$), но, как показывают термодинамические расчеты, при низких температурах оливин может устойчиво существовать лишь в резко восстановительной обстановке. Володарские магнетитовые руды с оливином, образовавшиеся при прогрессивном метаморфизме, нужно считать достаточно высокотемпературными, поскольку оливин

в рудах, где обстановка была окислительной, мог существовать лишь при высоких температурах.

При процессах диафореза мощные рудные залежи, образовавшиеся при прогрессивном метаморфизме, вероятно, остаются устойчивыми, но

в них образуются участки сульфидно-магнетитовых руд. Кроме того, при диафторезе происходит образование небольших скоплений магнетита, залегание которых полностью подчинено структурным условиям диафторированных пород. На миграцию железа при процессах диафтореза указывает изменение железистости породообразующих минералов: гиперстен замещается менее железистым куммингтонитом, а куммингтонит и железистый гранат — еще менее железистым биотитом. При этом в реликтовых зернах гиперстена, граната у куммингтонита вдоль трещин и спайности выделяется мелкозернистый магнетит, который испытывает перекристаллизацию в новых условиях с образованием скоплений и прожилков магнетита второй генерации.

Изучение взаимоотношений минералов сульфидно-магнетитовых руд показывает, что сульфиды образуются позже магнетита, причем вначале магнетит замещается пирротинном, который в свою очередь замещается марказитом. В отдельных участках марказит непосредственно замещает магнетит, иногда даже с образованием псевдоморфоз. В редких случаях при замещении пирротина марказитом образуется небольшое количество магнетита. Изредка наблюдается более поздний магнетит, образующий секущие прожилки в сульфатных участках.

Такой ход минералообразования указывает на подвижность серы, которая привносилась при процессах наложенного метаморфизма в магнетитовые руды, причем привнос ее в разных участках был различным, о чем свидетельствует одновременное образование в руде идиоморфных зерен пирротина и марказита, не обнаруживающих взаимного замещения. Лишь в тех участках, где наблюдалось замещение пирротина марказитом с выделением магнетита, можно считать серу инертной.

Выводы о подвижном поведении серы при образовании участков сульфидно-магнетитовых руд хорошо согласуются с данными А. А. Марракушева [5], согласно которым парагенезисы с последовательным замещением окислов сульфидами железа относятся к метасоматической фации инертного поведения железа при вполне подвижном поведении серы и кислорода, а случаи совместного образования в парагенезисе пирротина и магнетита, магнетита и марказита — к фации инертного поведения серы, железа и кислорода. По данным Д. Холланда [10], повышение температуры очень сужает поле существования пиррита, пирротин же с повышением температуры может существовать при все более окислительных условиях, а также при более высоком потенциале серы. Наличие в рудах Володарских аномалий именно пирротина, наблюдавшиеся случаи распада его на два компонента и неполное замещение магнетита сульфидами свидетельствуют, вероятно, о том, что процесс образования сульфидно-магнетитовых руд был достаточно высокотемпературным, что отвечает представлениям о рудообразовании в период диафтореза в условиях амфиболитовой фации.

Связь процессов рудообразования с процессами прогрессивного и наложенного метаморфизма прослеживается с еще большей очевидностью по поведению элементов-примесей.

Богатые магнетитовые руды, образующиеся при прогрессивном метаморфизме, содержат те же элементы-примеси и примерно в тех же количествах, что и вмещающие их железистые кварциты и сланцы (рис. 5). Исключение составляют марганец, титан и хром, количество которых меньше в рудах, чем в породах, где эти элементы входят в решетку железистых силикатов. В магнетитах же из руд и вмещающих пород содержание хрома и других элементов-примесей одинаково (рис. 6). Таким образом, привнос элементов, чуждых железисто-кремнистым породам, в богатых железных рудах не отмечается. Правда,

в рудах появляется цинк, что, вероятно, связано с тем, что локализация богатых рудных залежей проходила в участках наиболее интенсивной фильтрации газовой-водных флюидов [9].

Сульфидно-магнетитовые руды, образующиеся в период диафтореза железисто-кремнистых пород, содержат, как и сами диафторированные породы, в повышенном количестве никель, кобальт, титан, ванадий и

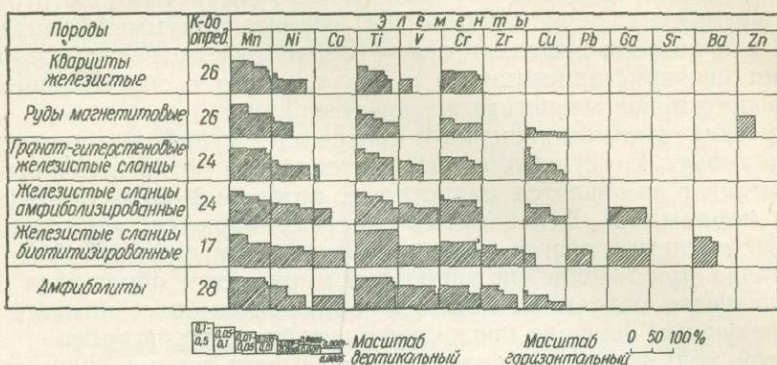


Рис. 5. Распределение элементов-примесей в породах и рудах Володарских магнитных аномалий.

хром (см. рис. 5). Повышенное количество этих элементов наблюдается также в магнетитах из сульфидно-магнетитовых руд (см. рис. 6). В магнетитах из магнетитовых руд содержание никеля равно 0,001%, хрома — 0,013, меди — 0,0005%. Содержание этих элементов в магнетитах из сульфидно-магнетитовых руд такое (%): никеля — 0,015, хрома — 0,05, меди — 0,006; появляется ванадий.

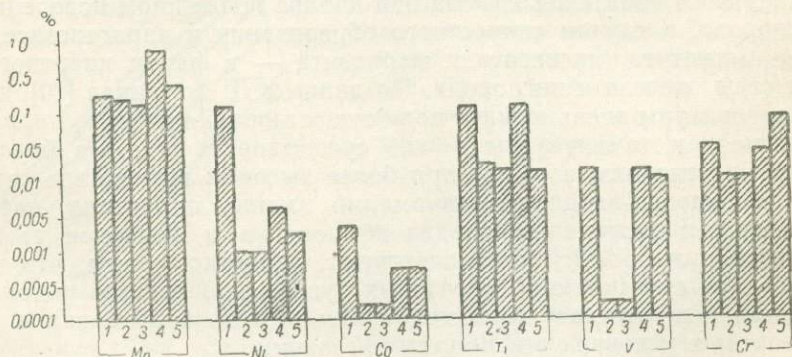


Рис. 6. Характер распределения элементов-примесей в магнетитах из богатых железных руд и железисто-кремнистых пород:

1 — магнетиты из сульфидно-магнетитовых руд; 2 — магнетиты из магнетитовых руд; 3 — магнетиты из железистых кварцитов; 4 — магнетиты из гранат-гиперстенновых сланцев; 5 — магнетиты из диафторированных железистых сланцев.

Источником этих малых элементов, а также частично железа в сульфидно-магнетитовых рудах возможно были породы основного состава, богатые никелем, хромом, титаном и ванадием (см. рис. 5). В районе Володарских магнитных аномалий породы основного состава представлены амфиболитами, которые образуют многочисленные мелкие останцы среди гранитоидов и, вероятно, испытывают гранитизацию

в условиях амфиболитовой фации в тот период, когда железисто-кремнистые породы подвергаются диафторезу и повторному оруденению. Расчеты показывают, что при гранитизации амфиболитов, в результате разрушения решетчатых темноцветных минералов из 100 см³ породы может быть вынесено 0,045 г ванадия, 0,016 — никеля, 0,0084 — кобальта, 0,023 — хрома, 0,629 — марганца и 0,548 — титана, т. е. именно тех элементов-примесей, привнос которых наблюдается в сульфидно-магнетитовых рудах. Очевидно, амфиболиты, содержавшие рассеянную вкрапленность сульфидов, при гранитизации могли явиться и источником серы в сульфидно-магнетитовых рудах. В. Мармо [11], например, показал возможность образования сульфидных месторождений в условиях метаморфогенной мобилизации рудных растворов, источником которых были богатые серой черные битуминозные сланцы Финляндии.

Рассмотрение условий залегания, степени метаморфизма, минерального состава и геохимических особенностей богатых магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд Володарских магнитных аномалий убедительно указывает на образование их во время процессов регионального метаморфизма, т. е. позволяет относить их к метаморфогенному типу руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. М. — Геол. журн. АН УРСР, 1959, 29, 4.
2. Белевцев Я. Н., Стрыгин А. И. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1960.
3. Бондаренко Л. П. — Тр. лабор. геол. докембрия, 1960, 2.
4. Домарев В. С. — Материалы ВСЕГЕИ, Л., 1956, 8.
5. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. «Наука», М., 1965.
6. Мельник Ю. П., Ярошук М. А. — В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
7. Семенов Н. П. Метаморфизм подвижных зон, Изд-во АН УССР, К., 1963.
8. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.
9. Hegeman F., Albrecht F. — Chemie d. Erde, 1954, 2, 7.
10. Holland D. H. — Econ. Geol., 1959, 54, 2.
11. Marmo V. — Norsk. Geol. Tids., 1953, 32, 4.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ПОРОДАХ МЕЖДУРЕЧЬЯ рр. ГНИЛОГО И ГОРНОГО ТИКИЧЕЙ

Ф. И. РАКОВИЧ

В геоструктурном отношении район относится к центральной части Украинского щита, сложен докембрийским комплексом пород и покрывающей толщей мезозоя и кайнозоя. В строении докембрийского фундамента участвуют метаморфические и магматические породы, представленные гнейсами, амфиболитами, мигматитами и гранитами. Характеристика пород данного района приводится в ряде работ [4, 5, 6]. Наши исследования были ограничены Междуреченским (сс. Кривые Колена, Песчаное, г. Тальное) и Павловским массивами основных пород.

Основные направления складчатых структур района — субмеридиональное и северо-восточное.

Гнейсы района представлены биотитовыми, гранато-биотитовыми, графито-биотитовыми и биотито-кордиеритовыми разностями. Габбро-

амфиболиты и амфиболиты внешне сходны. Минеральный состав габбро-амфиболитов в отличие от состава амфиболитов характеризуется наличием пироксена. В габбро-амфиболитах местами отмечаются реликтовые структуры габбро. Междуреченский массив основных пород имеет крайне неоднородное строение. В составе массива, наряду с амфиболитами, встречаются биотитовые, амфиболо-биотитовые, амфиболо-пироксено-биотитовые и графито-биотитовые гнейсы, местами постепенно переходящие в габбро-амфиболиты и амфиболиты. Среди амфиболитов, габбро-амфиболитов и гнейсов структурным бурением Южно-Украинской геологической экспедиции вскрыты карбонатные и силикатно-карбонатные породы. К этим породам, но чаще к контакту силикатно-карбонатной (кальцифира) и основных пород обычно приурочено развитие зон пироксенизации, скарнирования, карбонатизации, сульфидной и арсенидной минерализации. В участках проявления метасоматических процессов отмечается мигматизация вмещающих пород, катаклаз, милонитизация и дробление.

Сульфидная и установленная нами арсенидная минерализации встречаются в зонах дробления и милонитизации, к которым приурочено развитие процессов карбонатизации и скарнирования. Морфологически оруденение представлено вкрапленностью, прожилками и гнездообразными скоплениями рудных минералов. Вкрапленное оруденение образует зоны шириной в несколько метров и прослеживается на сотни метров. Местами оно наблюдается в графито-биотитовых гнейсах и в меньшей мере в габбро-амфиболитах, амфиболитах и силикатно-карбонатных породах. В зонах проявления карбонатизации и скарнирования наряду с выделением рудных минералов в виде вкрапленности отмечаются прожилковые и гнездообразные выделения.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ РАЙОНА

Содержания элементов в породах определены по данным спектрального анализа объединенных и штучных проб. Методом вариационной статистики вычислены средние значения содержаний для восьми элементов в различных породах района.

Гнейсы района характеризуются повышенным содержанием никеля по сравнению с остальными породами и кларковым значением данного элемента. В мигматизированных гнейсах уменьшается содержание иттербия, молибдена и возрастает содержание никеля и лантана. Мигматиты, возникшие по гнейсам, характеризуются несколько повышенными значениями содержаний никеля, лантана, свинца. В мигматитах, образовавшихся по амфиболитам, наблюдается резкое снижение содержания лантана, свинца, иттербия. Амфиболиты района характеризуются более низкими, по сравнению с гнейсами (находящимися за пределами чувствительности спектрального анализа), содержаниями иттербия, свинца и лантана. Повышенные содержания молибдена, никеля и кобальта в кварцитах обусловлены наличием вкрапленности и тонких прожилков минералов этих элементов. Породы зон скарнирования и карбонатизации характеризуются максимальными содержаниями никеля и кобальта в участках развития сульфидной и арсенидной минерализаций. Повышенные значения редких элементов отмечаются в пределах Тальновской зоны разлома.

Никель входит в состав пентландита и никелина. Минералы никеля встречаются в тесных сростаниях с пирротинном (рис. 1). Мономинеральные фракции пирротина иногда содержат до 1% никеля. Содержа-

ние никеля в зонах сульфидной и арсенидной минерализации составляет десятые-сотые доли процента. В отдельных штуфных пробах, имеющих прожилки пирротина, содержание никеля достигает 0,1—0,5%.

Кобальт находится в сафлорите, глаукодоте и арсенопирите. Повышенные содержания (десятые доли процента) кобальта приурочены к зонам развития арсенидной минерализации.

Медь входит в состав халькопирита. Десятые доли процента меди приурочены к участкам сульфидной минерализации. Содержание халькопирита в зонах невысокое (0,1—1%).



Рис. 1. Пентландит в виде мелких выделений (белые) в пирротине (немного темнее пентландита). Микрофото, аншлиф, $\times 100$.

Молибден содержится в молибдените, который встречается в виде редких чешуек. Повышенные содержания молибдена наблюдаются только в пегматитах (с. Буки), а в других породах — от нуля до тысячных долей процента.

Свинец входит в состав галенита, который встречается в виде мелких зерен. Содержание свинца в породах района невысокое — тысячные доли процента. Несколько повышенные содержания местами приурочены к зонам сульфидной минерализации и пранитоидным породам.

Лантан, иттрий. Максимальные содержания их (сотые доли процента) приурочены к катаклазированным породам. Вероятно, лантан и иттрий входят в состав акцессорных минералов.

Геохимические исследования показали, что повышенные содержания большинства рудных элементов приурочены к участкам развития сульфидной и арсенидной минерализаций, а также к участкам скарно-вых, карбонатных и окварцованных пород.

Распределение разных минералов в зонах неравномерное: отмечаются участки с мономинеральными прожилками пирротина, арсенопирита, ильменита. Рудные минералы нередко замещают минералы скарнов. Из рудных минералов в зонах встречаются (%): ильменит (0,1—15), магнетит (0,01), графит (0,1—12), пирит (0,1—40), пирротин (0,01—

20), халькопирит (0,1—3), сфалерит (0,001—1,0). Нами установлены также арсениопирит (0—5,0), глаукоdot, сафлорит (0—5) и незначительные выделения пентландита и никелина.

Ниже приводится характеристика минералов.

Графит находится в метаморфических породах, скарновых зонах и местами в мигматитах в виде отдельных пятен и прожилков. В метаморфических породах графит наблюдается в виде равномерной вкрапленности и редко в виде прожилков. Тонкие чешуйки графита в биотитовых гнейсах обычно приурочены к биотиту и, как правило, ориентированы параллельно сланцеватости. В скарновых породах графит образует прожилки, полосы или линзовидные скопления крупных зерен (длиной 3—4 мм). Редко пластины смяты в микроскладки. Содержание графита колеблется в широких пределах (0,001—12%).

В минерале отчетливо видна спайность. В смятых пластинчатых образованиях наблюдается двойникование и рассланцевание по спайности. Крупнопластинчатые выделения графита полируются довольно неоднородно. В сланцах мелкие чешуйки графита характеризуются пониженными значениями анизотропии и двуотражения. По данным полуколичественного спектрального анализа, в пробе, содержащей до 25% графита, установлены Ni, Mo, Cu, Y (по 0,01%).

В скарновых зонах графит ассоциирует с сульфидами, скаполитом, карбонатом, диопсидом и другими минералами скарнов. Графит метаморфических пород образуется одновременно с формированием пород. По времени образования прожилковые образования графита более поздние, чем диопсид, но более ранние, чем сульфидные прожилковые выделения.

Никелин встречается в виде мелких неправильных или прожилковых выделений среди пирротина, иногда образует каемки вокруг пирротина. Отражательная способность — выше, чем у пирротина. Никелин ассоциирует с пирротинном и халькопиритом. По отношению к пирротину он более поздний. Из-за очень мелких выделений минерал не удалось исследовать более точными методами диагностики.

Сафлорит [2] наблюдается в зонах сульфидной минерализации в виде изолированных кристаллов удлиненной призматической формы, величиной в сотые доли миллиметра, и сростков зерен до 1 мм в поперечнике. Микротвердость равна 746—898 кг/мм².

Взаимоотношение сафлорита с другими рудными минералами указывает на образование его на одной из ранних стадий сульфидного минералообразования. Дебаеграмма приведена в табл. 1.

Пентландит обнаружен в ассоциации с пирротинном. Он образует тонкие пластинчатые или ельчатые выделения в пирротине. Тонкие выделения в некоторых участках отмечаются среди халькопирита. Минерал светло-кремовый, по отражательной способности выше пирротина (см. рис. 1). Микрохимическая реакция на никель положительная.

Галенит наблюдается в виде редких зерен в ассоциации с халькопиритом, пиритом и сфалеритом. Минерал светлый, изотропный. Микротвердость $H = 74,2$ кг/мм². От HNO₃ галенит вскипает. Он образуется в числе поздних сульфидных минералов.

Сфалерит образует единичные мелкие зерна. В некоторых зернах отмечается вкрапленность халькопирита.

Пирротин встречается повсеместно. В некоторых участках он образует мономинеральные прожилки и жилы мощностью 2—4 см. Его содержание в некоторых участках составляет 20—40%. В графитно-биотитовых гнейсах пирротин в ассоциации с другими сульфидами наблюдается в виде вкрапленности, примазок, прожилков и развивается

Таблица 1. Сравнение межплоскостных расстояний эталонного сафлорита и исследованного образца

Сафлорит (скв. 7469, гл. 71,0 м; скв. 7471, 211— 220 м)			Сафлорит, по В. И. Михееву [1]			Сафлорит (скв. 7469, гл. 71,0 м; скв. 7471, 211— 220 м)			Сафлорит, по В. И. Михееву [1]		
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$		<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$		<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>hkl</i>
2	(2,824)		3	(2,843)	120; 101	2	1,441		3	1,431	102
10	2,576		10	2,578	120; 101; 200	2	1,333		1	1,338	321
9	2,380		9	2,373	210; 111	5	1,303		1	1,305	330
2	(2,050)		4	(2,049)	211; 130	5	1,281		9	1,291	240; 400
4	1,949		5	1,952	220; 121	—	—		3	1,273	122
9	1,862		10	1,859	211; 130	3	1,262		3	1,268	212
1	(1,808)		3	(1,811)	221	—	—		3	(1,223)	312
1	1,740		1	1,732	300	—	—		4	(1,1652)	341
10	1,650		7	1,667	310	3	1,168		4	1,1617	132
10	1,650		10	1,639	221	4	1,115		—	—	302
5	1,572		6	1,572	131	9	1,103		10	1,1094	312
4	1,516		5	1,499	301	8	1,077		8	1,0816	151; 430
4	1,498		6	1,484	002	9	1,051		10	1,0564	341

Условия съемки: Fe — антикатод; $D = 57,3$; $d = 0,3$ мм; $V = 40$ кв; $I = 10$ ма; экспозиция 3 ч.

по темноцветным минералам с образованием своеобразных структур (рис. 2). Микротвердость $H = 362 - 322$ кг/мм².

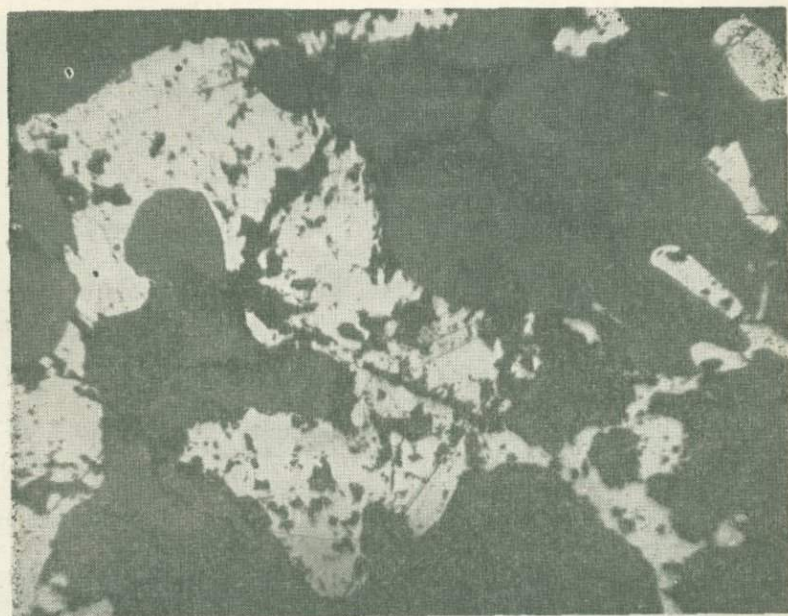


Рис. 2. Развитие пирротина по темноцветным минералам гнейса. Микрофото, аншлиф, $\times 100$.

Рентгенограмма пирротина дана в табл. 2. Сравнение дебаеграммы с эталоном показывает хорошее совпадение основных линий. Химический анализ пирротина из метасоматической зоны (скв. 7818) приве-

Таблица 2. Сравнение межплоскостных расстояний эталонного пирротина и исследованного образца

Пирротин из метасоматитов (пр. 34; скв. 7471, гл. 64,0 м)		Пирротин, по В. И. Михееву [1]		Пирротин из метасоматитов (пр. 34; скв. 7471, гл. 64,0 м)		Пирротин, по В. И. Михееву [1]	
<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$	<i>l</i>	$\frac{d}{n}$
2	3,33	—	—	—	—	4	1,612
4	2,66	6	2,67	1	1,431	5	1,428
6	2,63	8	2,63	1	1,379	—	—
1	2,47	1	2,45	1	1,321	6	1,315
2	2,27	1	2,26	—	—	3	1,170
8	2,05	10	2,02	2	1,101	9	1,110
1	1,903	1	1,88	—	—	3	1,067
5	1,715	7	1,718	2	1,045	8	1,045

Условия съемки: Fe — антикатод; $D = 57,3$ мм; $d = 0,3$ мм; $V = 40$ кв; $l = 10$ ма; экспозиция 3 ч.

ден в табл. 3. Повышенное содержание никеля (0—0,25%) в пирротине, очевидно, обусловлено примесью пентландита. По данным спектрального анализа установлены содержания (%): никеля — 0,10—0,3, кобальта — 0,06, меди — 0,1.

Таблица 3. Результаты химического анализа пирротина

Элемент, окисел	Содержание, %	Молекулярное количество	Мол. %	Элемент, окисел	Содержание, %	Молекулярное количество	Мол. %
Fe	58,75	1,051	0,501	CoO	0,05	—	—
S	33,50	1,044	0,499	Σ	92,55	2,095	1,000
NiO	0,25	—	—				

Формула пирротина: FeS.

Пирротин выделяется после пирита первой генерации, но раньше всех других сульфидных минералов (халькопирита, сфалерита, пентландита).

Пирит образует вкрапленность и прожилки в ассоциации с арсенидами и другими сульфидами. Установлено две генерации пирита. Пирит I образует идиоморфные зерна или сростки зерен. Он характеризуется более высокими твердостью ($H = 1226$ кг/мм²) и отражательной способностью по сравнению с пиритом II ($H = 896$ кг/мм²). Пирит II развивается по пирротину, а местами — по халькопириту. В некоторых участках пирит наблюдается в виде округлых (сферолитовых) или неправильных образований среди пирротина. Иногда пирит нарастает по периферии пирротинových выделений (друзовые нарастания).

Соотношения между пиритом и другими рудными минералами указывают на образование пирита I в числе первых рудных минералов. В пирите I наблюдаются прожилки халькопирита, пирротина, марказита. Нередко пирит I замещается халькопиритом и пирротинoм (рис. 3). В пирите в таких участках образуются трещины, отражательная способность и твердость значительно понижаются (до 1000—896 кг/мм²). Пирит II развивается по пирротину, иногда в ассоциации с марказитом.

Марказит образует кристаллы таблитчатой или копьевидной формы в сростании с пиритом, сфалеритом и другими рудными мине-



Рис. 3. Пирит (белый — рельефный среди пирротина в виде остатков).
Микрофото, аншлиф, $\times 100$.

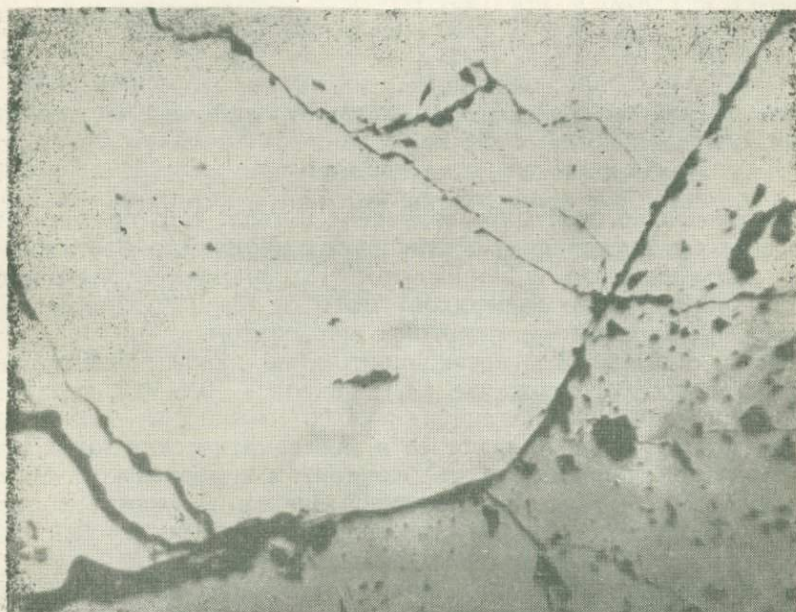


Рис. 4. Арсениопирит (белый) окружен пиритом (плохо отполирован).
Микрофото, аншлиф, $\times 100$.

ралами. В некоторых участках отмечается замещение пирита марказитом. Микротвердость 1110—1320 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$. Взаимоотношения марказита с другими минералами указывают на образование его позже пирита I, пирротина и халькопирита.

Арсенопирит (рис. 4) образует мономинеральные прожилки или наблюдается в сростках с пиритом, пирротинном и марказитом. Микротвердость, измеренная на приборе ПМТ-3, равна 976—1100 $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$. Микрохимические реакции (метод отпечатка) на кобальт и никель положительны.

Таблица 4. Сравнение межплоскостных расстояний арсенопирита и исследованного образца

Арсенопирит из метасоматитов (пр. 18, скв. 7471, гл. 149,0 м)		Арсенопирит, по В. И. Михееву [1]		Арсенопирит из метасоматитов (пр. 18, скв. 7471, гл. 149,0 м)		Арсенопирит, по В. И. Михееву [1]		Арсенопирит из метасоматитов (пр. 18, скв. 7471, гл. 149,0 м)		Арсенопирит, по В. И. Михееву [1]	
<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$	<i>I</i>	$\frac{d}{n}$
3	3,61	3	3,669	2	1,760	7	1,758	—	—	4	1,477
—	—	3	2,959	2	1,736	—	—	1	1,422	2	1,429
3	2,84	3	2,843	2	1,683	5	1,698	—	—	4	1,391
—	—	1	2,783	6	1,634	—	—	3	1,385	—	—
9	2,66	10	2,662	—	—	8	1,629	7	1,348	8	1,338
2	2,53	2	2,559	4	1,612	—	—	4	1,302	4	1,300
10	2,42	9	2,443	—	—	7	1,594	4	1,280	4	1,276
—	—	9	2,412	3	1,586	—	—	7	1,224	7	1,224
2	2,20	5	2,206	4	1,553	—	—	1	1,210	—	—
4	2,09	4	2,078	—	—	7	1,541	4	1,190	3	1,184
1	1,992	5	2,001	4	1,534	—	—	5	1,166	3	1,155
3	1,938	6	1,943	2	1,508	2	1,508	1	1,152	—	—
9	1,814	10	1,817	1	1,488	—	—	—	—	3	1,135

Условия съемки: Fe — антикатод; $D = 57,3$ мм; $d = 0,3$ мм; $V = 40$ кв; $I = 10$ ма; экспозиция 3 ч.

Дебаграмма арсенопирита приведена в табл. 4. В пределах метасоматических зон арсенопирит ассоциирует с пиритом, пирротинном, сфалеритом, халькопиритом и марказитом. По времени образования он относится к числу ранних минералов. Агрегаты зерен арсенопирита местами окружены пиритом или пиритом с марказитом.

В пробе, обогащенной арсенопиритом, по данным спектрального анализа установлено содержание (%): никеля — 0,2—0,3, кобальта — 0,3—0,6, меди — 0,03—0,06, серебра — 0,007, мышьяка — 3.

Глаукоdot (рис. 5) встречается в метасоматических зонах в ассоциации с пиритом, пирротинном, халькопиритом и марказитом. Он образует агрегат зерен обычно неправильной формы. Микротвердость $H = 946$ $\kappa\Gamma/\text{мм}^2$. Минерал травится азотной кислотой и царской водкой. Микрохимическая реакция на кобальт положительная.

Рентгенограмма глаукоdotа приведена в табл. 5, а дебаграмма хорошо сопоставляется с дебаграммой эталона, однако такие же дебаграммы получаются и при съемке арсенопирита (см. табл. 4). Вероятно, встреченный нами арсенопирит содержит большой процент кобальта. Этот вопрос нуждается в дальнейшем изучении.

Взаимоотношения глаукоdotа с другими минералами указывают на его образование на ранней стадии гидротермального процесса.

Халькопирит в метасоматических зонах отмечается повсеместно. В ассоциации с пирротином, другими сульфидами и арсенидами он образует прожилки или вкрапленность агрегатов в гнейсах, амфиболитах и метасоматитах. Содержание халькопирита, как правило, низкое, изредка 1—3%. В некоторых участках халькопирит встречается в виде

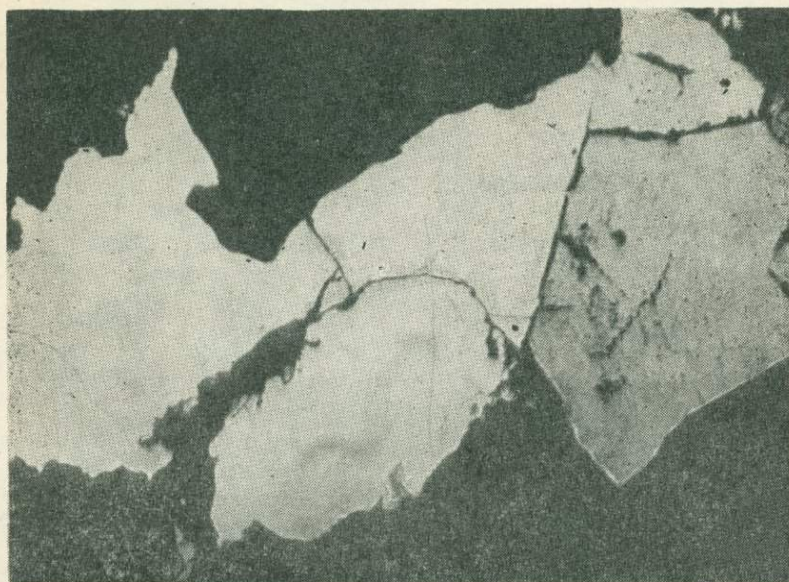


Рис. 5. Глаукодот (белый) контактирует с пиритом (более темный). Микрофото, аншлиф, $\times 100$.

тонкой вкрапленности в зернах сфалерита. Микротвердость $H = 286 \text{ кг/мм}^2$. В некоторых участках халькопирит имеет пониженные значения отражательной способности и твердости. Взаимоотношения халькопирита с другими минералами указывают на выделение его позже пирита I, пирротина, арсенидов, поскольку он наблюдается в виде

Таблица 5. Сравнение межплоскостных расстояний эталонного глаукодота и исследованного образца

Глаукодот из метасоматитов (пр. 68, скв. 7475, гл. 156,0 м)		Глаукодот, по В. И. Михееву [1]		Глаукодот из метасоматитов (пр. 68, скв. 7475, гл. 156,0 м)		Глаукодот, по В. И. Михееву [1]		Глаукодот из метасоматитов (пр. 68, скв. 7475, гл. 156,0 м)		Глаукодот, по В. И. Михееву [1]	
I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$	I	$\frac{d}{n}$
2	3,62	5	3,72	2	2,02	2	2,02	—	—	2	1,415
3	3,36	—	—	2	1,931	3	1,94	1	1,380	3	1,380
—	—	2	2,96	9	1,820	9	1,82	3	1,344	6	1,345
1	2,84	5	2,84	2	1,755	5	1,75	—	—	3	1,270
6	2,63	9	2,72	1	1,693	—	—	2	1,218	8	1,210
1	2,53	—	—	4	1,630	8	1,635	1	1,106	—	—
10	2,42	10	2,45	1	1,586	5	1,59	1	1,049	—	—
1	2,20	3	2,18	3	1,541	3	1,555	3	1,003	—	—
2	2,09	—	—	—	—	3	1,53	—	—	—	—

Условия съемки: Fe — антикатод; $D = 57,3 \text{ мм}$; $d = 0,3 \text{ мм}$; $V = 40 \text{ кв}$; $I = 10 \text{ ма}$; экспозиция 3 ч.

прожилков в пирите, пирротине и арсенидах. В некоторых участках халькопирит замещает пирит I (рис. 6).

Ильменит образует прожилки или гнездообразные выделения. В ассоциации с ильменитом наблюдаются сульфиды и арсениды. Микро-



Рис. 6. Халькопирит замещает пирит (рельефный). Микрофото, аншлиф, $\times 100$.

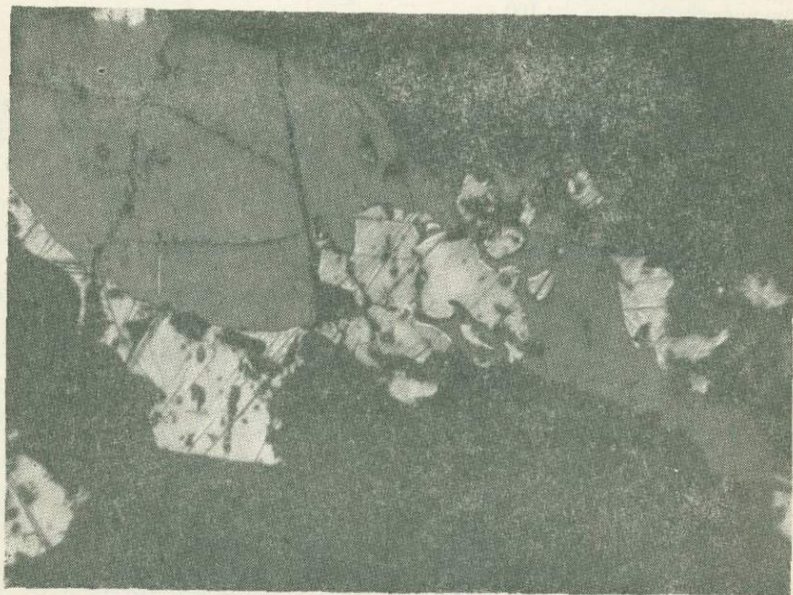


Рис. 7. Пирротин (белый) развивается по ильмениту (серый). Микрофото, аншлиф, $\times 100$.

твердость $H = 724 - 765 \text{ кг/мм}^2$. Пониженные значения микротвердости, вероятно, объясняются малым содержанием примеси Fe_2O_3 . Ильменит из Криворожского района имеет более высокую микротвердость [3].

Взаимоотношения ильменита с другими минералами указывают на образование его на ранней стадии гидротермального процесса. В ильмените нередко наблюдаются прожилки сульфидов и арсенидов. В некоторых участках сульфиды и арсениды создают каемки вокруг ильменитовых образований или развиваются по ильмениту (рис. 7).

Магнетит встречается в виде вкрапленности редких зерен или агрегатов. Микротвердость $H=630 \text{ кг/мм}^2$. Травится HCl . Минерал образуется на ранней стадии рудного процесса.

Таблица 6. Последовательность минералообразования

Минерал	Парагенезис				
	I	II	III	IV	V
Ильменит	—				
Магнетит	—				
Графит	—				
Пирит-I		—			
Пирит-II		—			
Арсенопирит		—			
Глаукоdot		—			
Саффорит		—			
Пирротин			—		
Пентландит				—	
Сфалерит				—	
Халькопирит				—	
Никелин				—	
Галенит				—	
Марказит					—

Проведенные исследования позволили составить схему последовательности минералообразования (табл. 6). В основу схемы положены взаимоотношения минералов, а также признаки пересечения и замещения минералов, образовавшихся ранее, минералами, которые выделились позднее. Конкретные примеры замещений и пересечений были приведены выше.

В исследуемом районе, кроме прожилковых образований сульфидных и арсенидных минералов, местами встречаются зоны вкрапленной минерализации. Формирование последних, по-видимому, связано с региональным метаморфизмом и ультраметаморфизмом пород района.

Источником металлов прожилковых гидротермальных образований, вероятно, были породы района. В процессе ультраметаморфизма рудные элементы привлекались в раствор, а на гидротермально-метасоматическом этапе выделялись, нередко путем замещения в благоприятных структурах и породах района.

Проявления процессов скарнирования, карбонатизации, наличие зон милонитизации и катаклаза, развитие сульфидов и арсенидов — все это благоприятные поисковые признаки для обнаружения никель-кобальтовой минерализации промышленного значения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат, М., 1957.
2. Соловйова Ф. И., Литвин О. Л. — ДАН УРСР, 1966, 1.
3. Соловйова Ф. И. — В кн.: Питання мінералізації і петрографії України. Вид-во АН УРСР, К., 1962.
4. Усенко І. С. — Наук. зап. Київського ун-ту, 1956, 15, 2.
5. Чирвинский В. М. — Геол. журн. АН УРСР, 1939, 6, 4, 39, 99.
6. Юрк Ю. Ю. Петрология Уманского и Антоновского гранитных плутонов. Изд-во АН УССР, К., 1953.

3. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И КОНЦЕНТРАЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СВЕТЕ ГЕОХИМИИ УРАНА

Ю. Г. ГЕРАСИМОВ

Со времени опубликования гипотезы о возникновении первичной базальтовой земной коры в результате процессов зонной плавки метеоритного вещества [2] прошло более восьми лет. За это время гипотеза не имела серьезных возражений; наоборот — она приобретает все большую убедительность по мере разработки различных ее вопросов [3—5], а также проблем геотектоники.

Вместе с тем проблема возникновения гранитоидных пород континентальной земной коры остается весьма дискуссионной. В этой области существуют самые различные предположения, начиная с выплавления гранитов из верхней мантии Земли [7] и до образования гранитов в результате метаморфизма продуктов гипергенной переработки базальтов [1]. При этом подход к решению проблемы нередко бывает односторонним: решаются физические или химические аспекты каких-либо процессов. Это приводит к ошибкам, которых можно избежать при комплексном подходе к вопросу. В частности, предлагаемому какой-либо гипотезой механизму возникновения гранитоидов земной коры не должны противоречить геохимические свойства литофильных элементов, которые определяют возможность участия этих элементов в предполагаемых процессах. В качестве примера можно проследить поведение урана в ходе тех процессов, которые должны развиваться в результате возникновения первичной базальтовой земной коры.

Геохимия урана изучена достаточно подробно [8]. Характерная черта его — большое сродство с кислородом: уран встречается всегда в окисной форме и не образует сульфидов. Природный уран известен в четырех- и шестивалентной формах. Четырехвалентная форма характерна для восстановительных условий. В этой форме уран малоподвижен и по ряду свойств близок к четырехвалентным торию, редким землям и кальцию, которые может изоморфно замещать в апатите, флюорите и целом ряде акцессорных минералов типа титанатов, титанотанталониобатов и др. Шестивалентная форма характерна для окислительных условий. Шестивалентный уран по своим свойствам отличен от не меняющих валентности тория, кальция и редких земель: он хорошо растворим, легко подвижен, способен образовывать самостоятельные минералы. Эти свойства должны учитываться при рассмотрении процессов возникновения и развития земной коры.

Процесс образования земной коры, как показал А. П. Виноградов [2—5], начался с процессов зонной плавки метеоритного вещества в области современной верхней мантии Земли. В ходе этого процесса радиоактивные, щелочные и другие литофильные элементы концентрировались в легкоплавкой базальтовой фазе, вместе с ней поступали на

поверхность и создавали первичную земную кору. Возгонявшиеся впереди фронта зонной плавки пары и газы создавали при выходе на земную поверхность первичную гидросферу и атмосферу. Нет оснований считать, что состав выделявшихся в ту эпоху газов существенно отличался от состава газов, выделяющихся при современных вулканических извержениях. Следовательно, солевой состав воды первичных океанов и морей был очень сходен с современным. Но атмосфера того времени весьма отличалась от современной: в ней преобладали углекислый газ и метан, придававшие ей резко восстановительный характер, и отсутствовал кислород.

Естественным следствием образования земной коры, гидросферы и атмосферы было развитие гипергенных процессов, характер которых отличался от современных в силу указанных различий в составе атмосферы и горных пород. Выветривание базальтовых пород на участках суши было преимущественно физическим и не сопровождалось окислением образовавшихся рыхлых продуктов. Наиболее сильными реагентами были очень разбавленные растворы угольной кислоты и еще более разбавленные — соляной, поэтому продукты выветривания транспортировались в бассейны осадконакопления в виде карбонатов, взвесей и коллоидов [11]. При этом коллоиды железа и кремнезема были способны достигать пелагической части морских бассейнов, где могли отлагаться как совместно, так и отдельно, преобразуясь затем в существенно кремнистые и железистые породы. Это был процесс дифференциации первичных базальтов земной коры на сиалические и мафические породы.

В рассматриваемых восстановительных условиях уран мог находиться лишь в малоподвижной четырехвалентной форме. Вместе с торием и редкими землями он входил в устойчивые акцессорные минералы и в их составе механически мигрировал, обогащая кластогенные осадочные породы. Химическая миграция урана была количественно незначительной, поэтому хемогенные породы были им обеднены. Таким образом, наиболее древние осадочные кластогенные породы должны быть в равной пропорции обогащены ураном и торием по сравнению с исходными базальтами первичной земной коры. Это был первый этап гипергенной концентрации урана.

Появление и развитие жизни, особенно развитие процессов фотосинтеза, привело к смене углекислометановой атмосферы Земли на кислородную. Окисление стало одним из существенных факторов выветривания горных пород и значительно усилило процессы их дифференциации. Не менее сильным фактором дифференциации стали сами биологические процессы, в результате которых возникали такие мономинеральные породы, как известняки, трепелы, позже — каменные угли и др. Конечно, процессы образования целой гаммы осадочных пород проходили одновременно с процессами поступления в земную кору новых порций базальтового материала из области верхней мантии, но со временем интенсивность этих поступлений постепенно падала, тогда как процессы гипергенной переработки поступившего материала усиливались.

Для урана появление кислородной атмосферы означало изменение его геохимических свойств: свободный кислород создал возможности для перехода его из четырехвалентной в легкоподвижную шестивалентную форму. Тогда, в гипергенных условиях, уран легко выщелачивался из пород на участках суши, переносился с поверхностными и подземными водами на значительные расстояния и концентрировался в бассейнах аккумуляции, где осаждался на участках с восстановительными условиями. В благоприятных случаях создавались скопления урана промышлен-

ленного масштаба. Торий в изменившихся условиях по-прежнему оставался четырехвалентным и мигрировал преимущественно механически, обогащая собой кластогенные породы.

Таким образом, второй этап гипергенной концентрации урана характеризуется тем, что уран отделялся от тория, собирався с больших площадей суши и осаждался на сравнительно небольших участках с восстановительными условиями.

Поскольку бассейны аккумуляции обычно представляли собой прогибающиеся участки геосинклиналей, то в ходе их опускания нижние слои пород перекрывались все возрастающей толщей осадков и, наконец, попадали в зону высоких давлений и температур, где претерпевали метаморфизм. При этом из различных осадочных пород выделялась большая часть содержащейся в них воды: гигроскопическая (1,5—50%) и кристаллизационная (0—14%) [9].

В условиях высоких давлений и температур выделявшаяся вода представляла собой весьма сильный растворитель. В виде гидротерм она выжималась по тектонически нарушенным зонам в вышележащие этажи и на пути своего движения растворяла ряд минералов, в том числе и урановые минералы. Выше зоны метаморфизма, при изменении термодинамических или химических условий, происходило выпадение минералов из раствора. Чаще всего это случалось при выходе гидротерм из узких в более широкие трещины или же при встрече ими тектонически нарушенных пород-осадителей. В первом случае возникали жильные тела, во втором — метасоматические, в том числе жильные и метасоматические залежи урановых руд среди неураноносных пород.

При дальнейшем погружении метаморфизованных пород в зону ультраметаморфизма наиболее легкоплавкие породы гранитоидного состава расплавились и создавали магматические очаги, тогда как более тугоплавкие породы могли не испытывать полного плавления. При возникновении магм впереди (т. е. выше) фронта плавления — по принципу зонной плавки — должны были возгоняться легкоплавкие и летучие при этих условиях компоненты, которые по зонам тектонических разрывов внедрялись в породы вышележащих этажей и образовывали секущие тела. В магматическом же очаге оставались наиболее тугоплавкие компоненты, которые содержались в породе до ее плавления. Если же по каким-либо причинам очаговая магма тоже внедрялась в вышележащие этажи, то местами она могла на общих путях движения захватить ранее отложенные дайковые породы и руды, но последние при этом опять обретали способность к преимущественному возгону впереди магматического фронта.

Легкорастворимый уран в основном уходил из пород с гидротермами и не мог обогащать магматический расплав в стадию ультраметаморфизма, но в магме все же оставался малоподвижный четырехвалентный уран, входивший вместе с торием и редкими землями в состав устойчивых и тугоплавких минералов. Поэтому в гранитах уран нигде не встречен в промышленных концентрациях и обычно равномерно распределен в породе, чаще всего входя в состав аксессуарных минералов.

Вышележащий неметаморфизованный этаж, в котором на предыдущем этапе происходила разгрузка гидротерм с образованием гидротермальных тел, при опускании нижележащего этажа в зону ультраметаморфизма и сам генерировал гидротермы. Отложившиеся ранее гидротермальные руды в этом случае либо метаморфизовались и в какой-то мере теряли первоначальный облик, либо растворялись образовавшимися гидротермами и переотлагались в более высоких этажах, не испытывавших в этот момент метаморфизма.

Инверсия движений в геосинклинали вела к подъему всех зон и к остыванию образовавшихся магматических очагов. При остывании магма выделяла в виде остаточных гидротерм часть той воды, которая обеспечивала плавление пород и была поглощена магмой. Количество поглощенной воды, по определениям Н. И. Хитарова [12], составляет 2—9%. Остаточные гидротермы существенно отличались от гидротерм прогрессивной стадии метаморфизма: во-первых, количество выделявшейся из магмы воды примерно в 10—15 раз меньше того количества, которое выделялось из метаморфизующихся осадочных пород, а, во-вторых, остаточные гидротермы были почти или совсем безрудные, поскольку основные массы растворимых руд были вынесены в прогрессивную стадию метаморфизма. Правда, остаточные гидротермы могли переотложить часть ранее образовавшихся руд, и в этом случае переотложенные руды, относимые исследователями к последней стадии минерализации, будут сосуществовать в одном рудном поле с рудами более ранних стадий, но разграничить эти стадии не всегда возможно.

Повторение циклов в ходе геолого-тектонического развития Земли увеличивало разнообразие пород и вело к наращиванию «гранитного» слоя земной коры, а постепенное затухание тектонической активности вызывало наращивание жестких платформенных участков за счет сокращающихся геосинклиналей. Тем самым расширялись площади, на которых происходила мобилизация урана в гипергенных условиях и сокращались площади, на которых мобилизованный уран откладывался. В итоге происходило обогащение ураном верхнего, более молодого слоя земной коры. Этим и объясняется более высокая радиоактивность молодых гранитов по сравнению с древними — факт, отмечаемый исследователями [6], но никем не объясненный.

В пользу изложенной схемы говорят и величины кларков урана или соответствующих пород [10]. Для гранитов эта цифра равна $4 \cdot 10^{-4}\%$. Для близких к нему по химическому составу глин близка и цифра кларка урана, равная $4,3 \cdot 10^{-4}\%$, но для претерпевших определенный метаморфизм глинистых сланцев она снижается до $3 \cdot 10^{-4}\%$, а для некоторых гнейсов до $2 \cdot 10^{-4}\%$. В то же время кларк урана для осадочных пород, в среднем равный $1,8 \cdot 10^{-4}\%$, близок к кларку урана для базальтов, равному $1—1,2 \cdot 10^{-4}\%$.

Если же обратиться к гипотезе выплавления гранитов из мантии и к гипотезе образования гранитов в результате дифференциации базальтовой магмы, то геохимические свойства урана противоречат им обеим. В том и в другом случаях процессы должны происходить в бескислородной обстановке, в которой уран остается геохимически неизменным в малоподвижной четырехвалентной форме. Поэтому причины примерно вчетверо большей его концентрации в гранитах по сравнению с породами основного состава остаются необъяснимыми. Опровергает гипотезу выплавления гранитов из мантии также современный базальтовый вулканизм океанических областей с их тонкой базальтовой земной корой.

Таким образом, рассмотренный схематический путь концентрации урана от рассеянного состояния в первичных базальтовых породах до повышенных содержаний и промышленных скоплений в породах осадочных с переотложением гидротермами при метаморфизме, который (путь) не противоречит его геохимическим свойствам, отвечает осадочно-метаморфогенному пути образования гранитоидных пород континентальной земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барт Т. Ф. — Геохимия, 1962, 4, 296—299.
2. Виноградов А. П. — Геохимия, 1961, 1, 3—29.
3. Виноградов А. П. — Геохимия, 1962, 3, 269—270.
4. Виноградов А. П. — В кн.: Химия земной коры. «Наука», М., 5—21, 1964.
5. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. «Наука», М., 1967.
6. Иванов Д. Н. Уран в гранитоидах района Гульшад. «Наука», Л., 1967.
7. Люстих Е. Н., Салтыковский А. Я. — Геохимия, 1961, 4.
8. Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, М., 1963.
9. Справочник гидрогеолога. Госгеолтехиздат, М., 1962.
10. Справочник по радиометрии. Госгеолтехиздат, М., 1962.
11. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, М., 1963.
12. Хитаров Н. И. — Геохимия, 1957, 2.

ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ ПОРОД РАХОВСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Д. А. ЛЕСНОЙ

Стратиграфию домезозойских образований Восточных Карпат в последние годы изучали Л. Г. Ткачук [4], С. Г. Рудаков [2], Л. Г. Ткачук и Ю. Р. Данилович [5], А. К. Бойко [1]. В основу стратиграфии кристаллического комплекса Раховского массива положена схема Л. Г. Ткачука и А. Л. Кривина (1957). Впоследствии она дополнялась и детализировалась различными исследователями.

В настоящее время на Раховском массиве выделяют три свиты белопотоцкую, деловецкую, берлебашскую.

Породы белопотоцкой свиты мало распространены. Они известны по р. Белому Потоку, а также по ручьям Яворниковому и Бредецелю в ядрах антиклинальных складок. Среди них различают пара- и ортопороды.

К парапородам относятся плагиогнейсы, очковые и слюдястые гнейсы, сланцы и кварциты; к ортопородам — амфиболиты и амфиболовые сланцы.

Возраст белопотоцкой свиты дорифейский — 580—700 млн. лет [3]. Ее видимая мощность 500 м.

Наиболее распространены на массиве породы деловецкой свиты. Она подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена мусковитовыми, мусковит-хлоритовыми и кварцитовыми сланцами, кварцитами и мраморами. Мощность подсвиты не превышает 500—600 м.

В составе верхней подсвиты — серицитовые, серицит-хлоритовые сланцы с редкими прослоями биотит-мусковитовых, белые кварциты и кварцевые сланцы, графитовые сланцы и кварциты, метаэффузивы. Графитовые сланцы и кварциты часто перекрываются метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами. К метаэффузивам относятся излившиеся кислые и основные разности и их пирокластика. Они образуют пластовые и линзовидные тела, которые по простиранию иногда замещаются пачками парапород с отдельными прослоями метаэффузивов.

Мощность верхней подсвиты составляет 500 м.

Выше располагаются сланцы и перекрывающие их сливные полосчатые кварциты берлебашской свиты. Последняя сильно эродирована, ее мощность колеблется от 0 до 200 м.

Стратиграфическое расчленение свит Раховского кристаллического массива затруднено. В палеонтологическом отношении толща кристаллических пород массива практически нема, и это заставляет искать другие методы стратиграфического расчленения пород, один из которых — метод радиостратиграфии.

Целью проведенных исследований является установление возможности применения метода радиостратиграфии для пород Раховского кристаллического массива. Были опробованы основные литологические разновидности пород белопотокской, деловецкой и берлебашской свит. Пробы весом 0,5 кг брались из коренных обнажений бороздами длиной до 0,5 м. Площадь развития однородных пород покрывалась по возможности равномерной сетью проб. Точки опробования находились одна от другой на расстоянии не более 25 м, а в местах недостаточной обнаженности расстояния между этими точками уменьшались. Для каждой литологической разновидности пород отбирали по 25—30 проб. Каждая серия проб из одного участка характеризовалась двумя-тремя шлифами.

После дробления проб на щековой и валковой дробилках с последующим квартованием их растирали в механической агатовой ступке и подвергали люминесцентному анализу на уран. Измерение интенсивности люминесценции перлов проводилось на приборе ЛЮФ-57 в радиометрической лаборатории ИГН АН УССР.

Результаты статистической обработки анализов приведены в таблице; из которой следует, что распределение урана во всех опробованных литологических разновидностях пород аппроксимируется нормальным законом распределения.

Наиболее выразительные результаты были получены при анализе рановидностей сланцев, отобранных из различных стратиграфических интервалов кристаллических пород Раховского кристаллического массива.

Сланцы, в отличие от пород порфиroidной и гнейсовой пачек, широко распространены во всех трех выделяемых свитах, что дает возможность сравнить эти свиты по статистическим параметрам распределения урана в сходных по составу сланцах.

Расчет средних содержаний урана и дисперсий по каждой из опробованных разновидностей сланцев показал, что содержание урана в сланцах деловецкой свиты выше, чем в сланцах белопотокской и берлебашской.

Сравнение средних содержаний урана в сланцах деловецкой и белопотокской свит показывает, что они могут не иметь большого различия, однако по величинам дисперсий обе разновидности сланцев весьма существенно различаются.

Еще большее различие обнаруживается при сравнении средних содержаний и дисперсий для сланцев деловецкой и берлебашской свит.

При проверке нулевой гипотезы, с условием $S_1^2 = S_{II}^2$ по формуле $F = \frac{S_1^2}{S_{II}^2}$ (F — критерий Фишера), было установлено неравенство дисперсий ($F > F_{0,5}$) при сравнении дисперсий для сланцев деловецкой и белопотокской свит ($S_1^2 \neq S_{II}^2$), а также деловецкой и берлебашской свит ($S_1^2 \neq S_I^2$).

Наряду с этим в двух разных сериях проб, отобранных из сланцев различных участков деловецкой свиты, средние содержания урана почти одинаковы.

Распределение урана в домезозойских образованиях Раховского кристаллического массива

№ п. п.	Порода	Место опробования	Возраст	n	X	S ²	S	γ ₁	γ ₂	S _{γ₁}	S _{γ₂}	γ ₁ /S _{γ₁}	γ ₂ /S _{γ₂}
1	Сланец мусковитый с гранатом	р. Берлебаш	Pz ₁ br	25	1,9	2,04	1,43	1,5	-0,25	0,49	0,98	3,0	-0,25
2	Кварцит	„	Pz ₁ bz	25	2,8	1,32	1,15	0,5	0,72	0,49	0,98	1,0	0,75
3	Сланец кварц-мусковитовый	г. Кобыла	Pz ₁ dt	28	4,7	8,4	2,9	1,3	1,3	0,47	0,95	2,8	1,3
4	Сланец кварц-мусковитовый	р. Тукало	Pz ₁ dt	24	4,9	6,1	2,5	0,2	-0,3	0,50	1,00	0,04	-0,3
5	Липаритовый порфир	„	Pz ₁ dt	24	6,7	19,1	4,4	1,5	1,2	0,50	1,00	3,0	1,2
6	Липарит-дацитовый порфир	г. Высокий Прим	Pz ₁ dt	25	5,0	7,1	2,7	1,1	-1,5	0,49	0,98	2,2	-1,5
7	Дацитовый порфирит	р. Яворник	Pz ₁ dt	26	3,0	2,6	1,6	0,9	0,8	0,48	0,98	1,8	0,8
8	Гнейс двухслюдяной	р. Косовка	Pz ₁ dt	25	4,9	6,7	2,9	1,3	-1,0	0,49	0,98	2,6	-1,0
9	Известняк	г. Кобыла	Pz ₁ dt	22	3,1	1,4	1,2	0,1	3,3	0,50	1,0	0,01	3,3
10	Липаритовый порфирит	г. Ластун	Pz ₁ bs	27	7,8	10,8	3,3	1,3	-1,1	0,47	0,94	2,8	-1,1
11	Сланец двухслюдяной с гранатом	р. Бредецель	Pt br	25	4,6	2,8	1,7	1,5	2,6	0,49	0,98	3,0	2,6
12	Сланец гнейсовый с гранатом	р. Довгорунь	Pt br	25	3,0	2,4	1,6	1,5	0,73	0,49	0,98	3,0	0,74
13	Плаггиогнейс	р. Бредецель	Pt br	28	3,2	0,7	0,9	0,14	2,6	0,48	0,96	0,31	2,7
14	Гнейс биотитовый с гранатом	р. Довгорунь	Pt br	26	2,7	2,28	1,5	1,4	0,8	0,46	0,97	3,0	0,8

При проверке нулевой гипотезы с условием $S_1^2 = S_{II}^2$ по формуле $F = \frac{S_1^2}{S_{II}^2}$ было установлено равенство дисперсий ($F > F_{0,5}$) для сланцев деловецкой свиты ($S_3^2 = S_4^2$).

Кроме того, для сланцев двух различных участков деловецкой свиты (3 и 4 в таблице) установлено также равенство средних значений.

В условиях нулевой гипотезы $\bar{X}_1 = \bar{X}_2$ оказалось, что отношение

$$t = \frac{(\bar{X}_1 - \bar{X}_2)}{\sqrt{\frac{S_{(x)}^2}{n_x} + \frac{S_{(y)}^2}{n_y}}} < t_{0,5} [6].$$

В этом случае нулевая гипотеза принимается ($\bar{X}_3 = \bar{X}_4$), и расхождение в средних величинах содержаний урана в сланцах двух различных участков развития деловецкой свиты не следует считать значимым.

Приведенные цифровые данные по результатам изучения распределения урана в сланцах Раховского кристаллического массива позволили сделать следующие выводы.

1. Дисперсии распределения фоновых содержаний урана для сланцев деловецкой свиты не равны тем же параметрам для сланцев берлебашской и белопотокской свит.

2. Дисперсии и средние значения фоновых содержаний урана для сланцев деловецкой свиты, отобранных из разных участков, такие $S_3^2 = S_4^2$ и $\bar{X}_3 = \bar{X}_4$.

Так как сланцы деловецкой свиты отличаются по фоновым содержаниям урана и величине дисперсий от сланцев белопотокской и берлебашской свит, то это различие может быть одним из критериев стратиграфического расчленения и корреляции домезозойских отложений Советских Карпат.

Наиболее высокие фоновые содержания урана в порфиroidной пачке. Уран распределен в порфиroidах неравномерно: средние содержания и дисперсии колеблются от $\bar{X} = 3,0 \cdot 10^{-4}\%$ и $S^2 = 2,6 \cdot 10^{-4}\%$ (р. Яворник) до $\bar{X} = 6,7 \cdot 10^{-4}\%$ и $S^2 = 19,1 \cdot 10^{-4}\%$ (р. Тукало).

В таблицу включены результаты обработки анализов проб, отобранных из порфиroidов баласинувской свиты Чивчинских гор, являющейся аналогом верхнеделовецкой свиты Раховского массива. Порфиroidы Чивчинских гор, как оказалось, также характеризуются высокими показателями средних содержаний урана и дисперсий в пробах ($\bar{X} = 7,8 \cdot 10^{-4}\%$; $S^2 = 10,83 \cdot 10^{-4}\%$).

Сравнение дисперсий распределения урана в порфиroidах показало, что в большинстве случаев различия дисперсий следует считать значимыми. Колебания содержаний урана в толще порфиroidов обусловлены, очевидно, различиями в их петрографическом составе и разной степенью метаморфизма порфиroidов. Уран в опробованных разновидностях порфиroidов распределен так: дацитовый порфирит (р. Яворник) — $\bar{X} = 3,0\%$, $S^2 = 2,6\%$; липарит-дацитовый порфир (г. Высокий Приим) — $\bar{X} = 5,0\%$, $S^2 = 7,1\%$; липаритовый порфир (р. Тукало) — $\bar{X} = 6,7\%$, $S^2 = 19,1\%$; липаритовый порфир (г. Ластун) — $\bar{X} = 7,8\%$; $S^2 = 10,8\%$.

Полученные данные позволяют считать, что при изменении состава пород порфиroidной пачки от дацитов к липаритам содержание урана в породах порфиroidной пачки увеличивается.

Содержание урана более высокое в гнейсах деловецкой свиты, чем в гнейсах белопотокской. Средние содержания урана в гнейсах делов-

вещкой свиты — $4,9 \cdot 10^{-4}\%$ (р. Косовка), в гнейсах белопотоцкой свиты — $3,2 \cdot 10^{-4}\%$ (р. Бредещель) и $2,7 \cdot 10^{-4}\%$ (р. Довгорунь). Сравнительные дисперсий, характеризующих распределение урана в гнейсах деловецкой и белопотоцкой свит, показало, что различие дисперсий значимо. Вместе с тем результат сравнения двух выборок гнейсов белопотоцкой свиты по дисперсиям также заставил отвергнуть нулевую гипотезу о равенстве дисперсий. Распределение урана в гнейсах деловецкой и белопотоцкой свит не отличается равномерностью, а содержание урана в них существенно изменяется при изменении состава гнейсов. Следовательно, гнейсы деловецкой и белопотоцкой свит не являются благоприятной основой для расчленения и корреляции пород Раховского кристаллического массива с помощью методов радиостратиграфии.

Из других разновидностей пород были опробованы кварциты берлебашской и известняки деловецкой свит. Содержания урана в обеих разновидностях оказались невысокими: в кварцитах — $2,8 \cdot 10^{-4}\%$, в известняках — $3,1 \cdot 10^{-4}\%$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бойко А. К. — Изв. вузов, геология и разведка, 1965, 4.
2. Рудаков С. Г. — ДАН СССР, 1964, 155, 2.
3. Семеновко Н. П. и др. — В кн.: Материалы V съезда Карпато-Балканской геол. ассоциации. Изд-во АН УССР, К., 1962.
4. Ткачук Л. Г., Гуржий Д. А. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Изд-во АН УССР, К., 1957.
5. Ткачук Л. Г., Данилович Ю. Р. — Геол. журн. АН УССР, 1965, 25, 6.
6. Урбах В. Ю. Биометрические методы. «Наука», М., 1964.

МИКРОРАДИОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ТОКОВСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

А. М. ЖУКОВА

Метод микрорадиографий, предложенный еще в 1912 г. Л. Мысовским и разработанный в дальнейшем советскими и зарубежными исследователями, нашел широкое применение в изучении радиоактивности горных пород.

Нами этот метод был использован при радиологических исследованиях акцессорных минералов Токовского массива, расположенного в пределах Украинского щита (среднее Приднепровье). Изучались следующие породы: 1) гранит токовский и его пегматиты; 2) гранит токовский, обогащенный сульфидами, и зоны кварцево-сульфидного оруденения; 3) гибридные и метасоматически измененные породы.

Время экспозиции определялось величиной радиоактивности исследуемых пород, характером анализа и составляло 10—12 дней при качественной оценке и 1—48 ч при количественной характеристике. Содержание радиоэлементов определялось путем сравнения плотностей α -следов изучаемого объекта с эталонным и выражалось в процентах эквивалентного урана. Эталоном служила урановая смолка, содержащая 58,6% экв. U и создающая в фотоэмульсии

$$\frac{2814\alpha\text{-сл.}^*}{1\text{ мм}^2 \times 1\text{ ч}^*}$$

* Использовались фотопластинки типа А2 с толщиной эмульсионного слоя 30 мк.

Подсчитывались лишь α -следы, расположенные на поверхности фото-пленки и параллельные ей. За минимальный принимался след длиной 8 $\mu\text{к}$.

В основу выяснения природы радиоактивности были положены исследования Е. М. Железновой и расчетная формула И. Кюри: $\frac{V_2}{V_1} = 0,8 + 3,3 \frac{C_U}{C_{Th}}$, где C_U — концентрация урана, C_{Th} — концентрация тория, V_1 — число α -следов в эмульсии с пробегом, эквивалентным пробегу в воздухе >7 см, V_2 — число α -следов в эмульсии с пробегом, эквивалентным 5,8—7 см пробега в воздухе.

Как установлено Е. И. Железновой [1], для группы урановых минералов отношение $\frac{C_{Th}}{C_U}$ составляет величину порядка 0,2—0,3, для ториевых минералов это отношение колеблется от 1,0 до ∞ , а для ураноториевых минералов — от 0,5 до 1,0.

Качественное изучение микрорадиографий осуществлялось при $\times 100$, подсчет числа следов — при $\times 600$ —800, а измерение их длины — при $\times 1350$ с иммерсией (микроскоп МБИ-2).

Совмещение шлифа с микрорадиографией проводилось по предложенной нами ранее методике [4].

Ниже приводится микрорадиографическая характеристика изучаемых пород.

ТОКОВСКИЙ ГРАНИТ И ПЕГМАТИТ

Проанализировано около 30 образцов гранита различной окраски и зернистости и 10 образцов пегматита. На микрорадиографиях гранита наблюдались в основном скопления α -следов разной плотности и размера. Скопления меньшей плотности соответствовали в шлифах титаниту, более высокий — ортиту и циркону. Отмечались и отдельные беспорядочно разбросанные следы α -частиц. Плотность их, как правило, составляла $\frac{0,016—0,03 \text{ } \alpha\text{-следов}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$, что эквивалентно $3—6 \times 10^{-4} \% = \text{экв.У}$.

На микрорадиографиях аплитондной разности токовского гранита наблюдалась та же картина, с той лишь разницей, что плотность рассеянных α -частиц ниже, а скопления их, как правило, меньших размеров и реже встречались. Подобная микрорадиографическая характеристика аплитондных гранитов хорошо согласуется с их более низкой радиоактивностью [5]. Минералоносителями радиоактивности здесь были ортит и титанит.

Среди пегматитов токовского гранита изучались пегматиты без особой минерализации, пегматиты с ортитом и пегматиты с пневматолитовым избытком. Просмотр микрорадиографий позволил отметить более высокую радиоактивность последних по сравнению с первыми двумя типами пегматитов. Основная масса следов α -частиц на микрорадиографиях пегматита с пневматолитовым избытком выступала в виде скоплений самой разнообразной формы, размеров и плотности. В участках с молибденитом плотность α -следов возрастала.

Обработка микрорадиографий показала, что минералы, создающие скопления α -следов на фотопластинке, являются урановыми $\left(\frac{C_{Th}}{C_U} = 0,21\right)$,

а содержание урана в них колеблется от 1 до 10% (табл. 1). Урановая природа минералов подтвердилась методом химических отпечатков.

На микрорадиографиях пегматита с ортитом наблюдались довольно крупные скопления α -следов (до $0,08 \text{ мм}^2$), соответствующие ортиту. Плотность следов обычно $\frac{6\alpha\text{-следов}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$, что эквивалентно 0,12% урана.

При изучении кварц-полевошпатовых участков пегматитов на микрорадиографиях были выявлены отдельные беспорядочно разбросанные α -следы в количестве $\frac{0,05 \alpha\text{-следа}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$ ($1 \times 10^{-3}\%$ экв. U), свидетельствующие

Таблица 1. Количественная оценка микрорадиографий пегматита с пневматолитовым избытком, время экспозиции 28 ч

Характер скоплений α -следов	Число анализируемых площадей	Число α -следов $\frac{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$	Активность, % экв. U	V_1	V_2	$\frac{V_2}{V_1}$	$\frac{C_{Th}}{C_u}$
По всей площади микрорадиографии (34 скопления)	—	—	—	6	96	16	0,21
Скопление в форме полосы	73	53,6	1,1	—	—	—	—
Скопление округлой формы, размером $0,6 \text{ мм}^2$	68	80	1,6	—	—	—	—
Скопление округлой формы, размером $0,1 \text{ мм}^2$	53	206,3	4,1	—	—	—	—
То же	50	515,1	10,3	—	—	—	—

щие о рассеянной форме нахождения радиоэлементов. Факт рассеяния радиоэлементов в количестве $6 \times 10^{-4}\%$ экв. U мы отмечали также для гранита. Эти данные подтверждают многочисленные указания в литературе на значительную концентрацию урана (и тория) в состоянии рассеяния в породообразующих минералах [2, 5, 7].

ГРАНИТ ТОКОВСКИЙ, ОБОГАЩЕННЫЙ СУЛЬФИДАМИ, И ЗОНЫ КВАРЦЕВО-СУЛЬФИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Для исследования были отобраны молибденитовый налет по плоскости скалывания в граните, кварц с сульфидной минерализацией (халькопирит, молибденит) и пирит из линзы в граните. На микрорадиографиях первых двух типов пород наблюдалось довольно большое количество следов α -частиц, особенно увеличивающееся по краям микрорадиографий, где отмечались в основном беспорядочно разбросанные треки. На остальной площади микрорадиографии α -треки выступали в виде скоплений разных размеров ($0,03$ — $0,8 \text{ мм}$ в диаметре), свидетельствующих о минеральной форме носителей радиоактивности изучаемых пород. На микрорадиографии пирита плотность α -следов значительно снижалась.

Таким образом, качественное изучение микрорадиографий позволило отметить более высокую радиоактивность токовского гранита, обогащенного молибденитом и халькопиритом относительно гранита с пиритовой минерализацией. Радиоактивность последнего не отличалась от токовского гранита без сульфидной минерализации.

Таблица 2. Количественная оценка микрорадиографий токовского гранита с сульфидной минерализацией

Номер образца	Порода и место отбора	Характер и размер скопления	Число анализируемых площадей	Число трещинок, $1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}$	Активность, % экв. U	V_2	V_1	$\frac{V_2}{V_1}$	$\frac{C_{\text{Th}}}{C_{\text{U}}}$
102	Зона кварцево-сульфидного оруденения. Северный подстилающий карьер	Три рядом расположенные площадью $0,05 \text{ мм}^2$	20	192,5	3,8	56	4	14	0,2
102	То же	Площадь $0,008 \text{ мм}^2$	—	—	—	—	—	—	—
121	Молибденитовый налет по плоскости скалывания в граните. Северный подстилающий карьер	Площадь $0,07 \text{ мм}^2$	27	983	19,3	38	12	3,1	—
106а	Пирит из линзы в граните. Северный подстилающий карьер	—	50	5,7	0,11	73	27	2,7	—

Количественная оценка отдельных скоплений свидетельствовала об урановой природе соответствующего им минерала в случае молибденитохалькопиритовой минерализации ($\frac{C_{\text{Th}}}{C_{\text{U}}} = 0,25-0,19$) и о ториевой — в случае пиритовой ($\frac{C_{\text{Th}}}{C_{\text{U}}} = 1,8$) (табл. 2).

ГИБРИДНЫЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТОКОВСКОГО ГРАНИТА

Эта группа пород включает в себя две разновидности: серые гибридные породы с амфиболом и ортитом и метасоматические магнетитобитовитовые породы. Образование обеих является результатом взаимодействия аплитно-пегматоидной фации токовского гранита с метабазитами.

На микрорадиографиях серой гибридной породы (8 образцов) наблюдались в основном скопления α -следов разной формы (вытянутые, овальные, звездообразные и т. д.), размеров (от нескольких микрон до $1,5 \text{ мм}$) и плотности. Преимущественная часть скоплений имела плотность $\frac{5,7 \text{ } \alpha\text{-следа}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$, значительно реже отмечались скопления плотностью $\frac{23,2 \text{ } \alpha\text{-следа}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$.

В шлифах в обоих случаях наблюдался ортит с содержанием эквивалентного урана соответственно $0,12$ и $0,41\%$. Более радиоактивный ортит выступал в виде очень мелких (порядка $0,05 \text{ мм}$ в диаметре) зерен, почти полностью изотропизированных и присутствовал в большем количестве в эпидот-цоизитовых участках данной породы. На микрорадиографиях наблюдались также скопления с плотностью α -следов от $\frac{0,2 \text{ } \alpha\text{-следа}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$ до $\frac{1 \text{ } \alpha\text{-следа}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$, что эквивалентно $0,04\% - 0,1\%$ экв. U.

Измерение длины α -следов и расчет по приведенной выше формуле показал в минералах, соответствующих этим скоплениям, наличие урана ($\frac{C_{Th}}{C_U} = 0,23$). Таковым оказался лейкоксен, выполняющий главным образом трещины в породе.

Для изучения метасоматических магнетито-биотитовых пород были отобраны 16 образцов из разных участков массива. В связи с высокой радиоактивностью время экспозиции составляло 6—13 дней (качественная оценка) и 1—48 ч (количественная оценка).

Скопления α -следов на микрорадиографиях магнетито-биотитовых пород по величине плотности можно разделить на 3 группы: с плотностью порядка $\frac{1 \alpha\text{-след}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$, $\frac{5-6 \alpha\text{-следов}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$ и $\frac{800-1000 \alpha\text{-следов}}{1 \text{ мм}^2 \times 1 \text{ ч}}$

Размеры первых двух самые разнообразные (0,03—1,0 мм), последних, — как правило, небольшие, не превышающие 0,1 мм. В шлифах слабо интенсивным скоплениям соответствовали титанит и ортит, а сильно интенсивным — урановый минерал из группы окислов (урановая чернь (?)).

Таблица 3. Количественная оценка микрорадиографий минералов метасоматических магнетито-биотитовых пород

Номер образца	Минерал	Число анализированных площадей	Число α -следов на $1 \text{ мм}^2 \times \text{ч}$	Активность, % экв. U	V_2	V_1	$\frac{V_2}{V_1}$	$\frac{C_{Th}}{C_U}$
64а	Ортит	73	5,8	—	—	—	—	—
7а	"	25	5,6	0,12	40	28	1,4	5,5
134 (1)	"	103	5,7	—	—	—	—	—
22	Титанит	43	1,25	0,025	10	1	10	0,3
134 (1)	Урановая чернь (?)	105	1020	20,4	48	3	16	0,21
64а	То же	100	1080	21,6	68	4	17	0,2
103 (2)	" "	65	1003	20	18	1	18	0,19
"	" "	102	1100	22	63	3	21	0,11

В табл. 3 приведены результаты количественной обработки микрорадиографий этих минералов. Из нее следует, кроме разной величины радиоактивности (титанит — 0,025% экв. U, ортит — 0,12%, урановая чернь (?) — 20—21% экв. U), ториевый характер ортита ($\frac{C_{Th}}{C_U} = 5,5$), урановый — титанита ($\frac{C_{Th}}{C_U} = 0,3$) и урановой черни (?) ($\frac{C_{Th}}{C_U} = 0,2$).

Таким образом, микрорадиографические исследования пород Токовского гранитного массива позволили установить, что граниты, пегматиты, а также зоны гибридизации, метасоматического изменения и сульфидного обогащения содержат радиоэлементы в минеральной и рассеянной форме. Часть минералов имеет ториевую ($\frac{C_{Th}}{C_U} = 5,5$), часть — урановую ($\frac{C_{Th}}{C_U} = 0,1-0,3$) природу радиоактивности. Выявлено два типа ортитов: с содержанием 0,12 и 0,41% экв. U. Первый встречен во всех разновидностях пород Токовского массива, второй наблюдался реже, в основном в метасоматически измененных образованиях токовского гранита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Железнова Е. И. — Тр. ВИСМ, 1953.
2. Львов Б. К. — В кн.: Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах. «Недра», Л., 1963.
3. Радиография (сборник статей). ИЛ, 1952.
4. Ушакова А. М. — В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Изд-во АН УССР, К., 1963.
5. Ушакова А. М. — В кн.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Изд-во АН УССР, К., 1963.
6. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд-во АН СССР, М., 1961.
7. Ченцов И. Г. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1959, 28.
8. Curie I. — *Group. Phys.*, 1946, 7.

СВЯЗЬ ЭПИГЕНЕТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КРАСНОЦВЕТОВ С ПРОЦЕССАМИ УРАНО-БИТУМНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

С. Д. ЛЕПКИИ

Эпигенетические измененные неметаморфизованные красноцветные осадки имеют важное значение в процессе урано-битумного рудообразования. Для целого ряда месторождений урана установлена связь эпигенетической зональности вмещающих пород с образованием залежей ураноносных битумов [3, 4, 9]. Отдельные вопросы эпигенетической зональности, в частности законы распределения элементов в различных зонах, изучены меньше.

По мнению ряда исследователей, существует тесная связь между процессами урано-битумного рудообразования и содержаниями элементов во вмещающих породах [1, 5]. При процессах эпигенетических изменений в зонах формируются ассоциации отдельных элементов, в том числе и радиоактивных. Так, в ураноносных песчаниках штата Юга (США) выделяются зоны с различной степенью эпигенетических изменений. Эпигенетическая зональность подчеркивается не только цветом пород: локально каждая зона характеризуется своими закономерностями в распределении молибдена, хрома, урана [10].

На одном из изученных нами месторождений ураноносных битумов, приуроченных к пестроцветным терригенным породам перми и триаса, наблюдается различная степень эпигенетических изменений, позволяющая выделить четкую зональность. В зоне сероцветных обеленных пород, представленных главным образом песчаниками, где локализовано урано-битумное оруденение, процессы эпигенеза проявились наиболее полно. Первичный цемент пестроцветов перекристаллизован. Изменение первичного красного цвета пород обусловлено в основном присутствием восстановленных форм железа. Наблюдаются образования новых минералов — сидерита, кальцита, доломита, сульфидов железа, каолинита, монтмориллонита, дикита. По данным Г. В. Комаровой, в обеленных зонах наблюдается вертикальная зональность в распределении вторичных минералов, определяющаяся развитием пострудных нарушений [2].

По периферии эпигенетически измененных пород расположена зона красноцветных неизмененных осадков, представленная песчаниками с подчиненными прослоями алевроитов и глин. Урановых оруденений в зоне неизмененных пород нет.

Для выяснения характера распределения элементов в породе нами была проведена статистическая проверка согласованности эмпириче-

ских распределений урана в эпигенетически измененных сероцветных и неизменных песчаниках с нормальным и логарифмически нормальным (логнормальным) типами распределения. Проверка проводилась по методу моментов [7]. Известно, что если отношение асимметрии γ_1 и эксцесса γ_2 распределений содержаний элемента к их стандартным отклонениям σ_1 и σ_2 меньше или равно трем, то распределение можно считать нормальным. При логнормальном типе нормально распределены логарифмы изучаемой величины.

Таблица 1. Данные проверки гипотезы нормального распределения урана в неизмененных красноцветах

Скважина	n	\bar{x}	σ^2	$\frac{\gamma_1}{\sigma_{\gamma_1}}$	$\frac{\gamma_2}{\sigma_{\gamma_2}}$	Скважина	n	\bar{x}	σ^2	$\frac{\gamma_1}{\sigma_{\gamma_1}}$	$\frac{\gamma_2}{\sigma_{\gamma_2}}$
03	30	6,20	9,47	0,02	-1,55	82	47	7,82	14,96	0,19	-1,59
201	23	8,02	14,40	0,40	-0,56	78	22	7,64	11,55	-0,17	-0,89
274	24	10,75	17,93	2,04	0,87	70	19	6,39	10,24	0,33	0,22
73	29	7,81	6,01	0,43	-0,88	71	18	7,50	23,41	1,37	-0,51

Данные проверки гипотезы о нормальности распределения содержаний урана для неизмененных красноцветов по скважинам приведены в табл. 1, где n — число проб, \bar{x} — среднее арифметическое содержание в $10^{-4}\%$, γ_1 и γ_2 — соответственно асимметрия и эксцесс, σ_{γ_1} и σ_{γ_2} — стандартные отклонения асимметрии и эксцесса. Как видно из табл. 1, указанная гипотеза не отвергается. Для нахождения общих оценок среднего и дисперсии для всей зоны красноцветов следует проверить выборки на принадлежность к одной генеральной совокупности.

Проверка гипотезы об однородности ряда статистических оценок дисперсий производится как при помощи критерия Бартлета [6]:

$$B = \frac{2,303}{C} \left(f \lg \bar{S}^2 - \sum_{i=1}^k f_i \lg S_i^2 \right),$$

где f_i — число степеней свободы в i -й выборке ($f_i = n_i - 1$), n — число наблюдений в i -й выборке, f — число степеней свободы во всех сравниваемых выборках ($f = \sum f_i$), \bar{S}^2 — средневзвешенная дисперсия

$$\left(\bar{S}^2 = \frac{\sum_{i=1}^k f_i S_i^2}{f} \right), \quad k — \text{количество выборок}, \quad C = 1 + \frac{1}{3(k-1)} \left(\sum \frac{1}{f_i} - \frac{1}{f} \right).$$

В случае, если нулевая гипотеза не отвергается, величина B будет распределена по закону Пирсона. Гипотеза отвергается, если $\chi^2_{0,05}(k-1)$ будет меньше вычисленного.

Проверка гипотезы об однородности средних решается при помощи t -критерия, аналогичного t -критерию Стьюдента [8]:

$$t_i = \frac{y_i \sqrt{(N-2)n_i}}{\sqrt{N - n_i - n_i y_i^2}},$$

$$y_i = \frac{|x_i - \bar{x}|}{S_k}, \quad \bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^k n_i x_i,$$

$$S^2 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^k (n_i - 1) S_i^2,$$

где x_i — среднее арифметическое сравниваемых выборок, n_i — число наблюдений в i -й выборке, N — общее число наблюдений в k выборках, \bar{x} — оценка генеральной средней, S^2 — оценка генеральной дисперсии, S_i^2 — оценка дисперсии в i -й выборке.

По данным табл. 2, $B=12,29$, что меньше B при заданном уровне значимости (5%): $B_{5\%}=12,60$. Следовательно, расхождение между статистическими оценками дисперсий нужно признать случайным и принять гипотезу о равенстве дисперсий.

Таблица 2. Данные проверки гипотезы о равенстве дисперсий для неизменных красноцветов

Скважина	f_i	$f_i S_i^2$	$f_i \lg S_i^2$	$\frac{1}{f_i}$
203	29	274,63	28,3127	0,03
201	22	316,80	25,4848	0,05
73	28	168,28	21,8120	0,04
82	46	688,16	54,0546	0,02
78	21	242,55	22,3125	0,05
70	18	183,78	18,1656	0,06
71	17	397,97	23,2798	0,06
$\Sigma f_i = 181$		$\Sigma = 2272,17$	$\Sigma = 0,31$	
$\frac{1}{f_i} = 0,01$	$S^2 = 12,55$	$B = 12,29$		
$k = 7$	$\lg S^2 = 1,0987$			

Таблица 3. Данные проверки гипотезы о равенстве средних содержаний урана для неизменных красноцветов

Скважина	n_i	$y_i \sqrt{\frac{n_i}{(N-2)}}$	$\sqrt{\frac{f_i y_i^2}{N-n_i}}$	t_i	$t_{5\%}$
203	30	34,14	13,28	2,57	2,0
201	23	4,86	13,74	0,36	2,1
74	24	58,38	13,11	4,45	2,1
73	29	0,78	13,58	0,06	2,0
82	47	0,99	12,84	0,08	2,0
78	22	2,72	13,79	0,20	2,1
70	19	23,38	13,80	1,69	2,1
71	18	4,30	13,92	0,31	2,1

После этого проверяем гипотезу о равенстве средних при помощи критерия t . Из данных табл. 3 видно, что для шести скважин полученные значения меньше допустимых при 5%-ном уровне значимости. Из этого следует, что выдвинутая нами гипотеза о равенстве ряда средних арифметических применяется для шести выборок из восьми.

Таблица 4. Данные проверки гипотезы логнормального распределения урана в измененных красноцветах

Скважина	n	$\lg \bar{x}$	\bar{x}	S^2	$\frac{Y_1}{\sigma_1}$	$\frac{Y_2}{\sigma_2}$
106	30	1,33	2,13	0,07	-0,09	-0,23
104	33	1,55	3,57	0,04	-0,94	-0,33
27	29	1,43	2,73	0,05	-1,91	-1,67
274	10	1,47	3,00	0,08	-0,02	-1,20
374	10	1,29	1,97	0,03	-0,92	-0,37
8Гу	23	1,49	3,10	0,13	-0,20	-0,14
49	36	2,26	1,83	0,04	-1,68	-0,68

Таблица 5. Данные проверки гипотезы о равенстве дисперсий содержаний урана для измененных красноцветов

Скважина	f_i	$f_i S_i^2$	$f_i \lg S_i^2$	$\frac{1}{f_i}$
106	29	2,03	-33,4921	0,05
104	32	1,28	-44,7328	0,03
27	28	1,40	-36,4280	0,04
274	9	0,72	-10,9690	0,11
374	9	0,27	-13,7100	0,11
49	35	1,40	-48,9265	0,03
$\Sigma f_i = 142$		$\Sigma = 7,10$	$\Sigma = 0,37$	
$\frac{1}{f_i} = 0,01$	$S^2 = 0,05$			
$k = 6$	$\lg S^2 = -1,3010$	$B = 7,71$		

Проверка распределения содержаний урана для зоны сероцветов свидетельствует о хорошей согласованности статистического распределения содержаний с логнормальным типом (табл. 4). Данные проверки гипотез о равенстве дисперсий логарифмов сравниваемых выборок и равенстве ряда средних логарифмов содержаний приведены в табл. 5 и 6.

Вычисленная по данным табл. 5 оценка дисперсий логарифмов показывает, что гипотеза о равенстве сравниваемых выборок верна лишь для шести выборок из семи.

Гипотеза об однородности ряда оценок средних значений логарифмов оказалась справедливой в пяти случаях из шести.

Изучение распределения урана по средним содержаниям и дисперсиям позволяет сделать следующие **выводы**.

Таблица 6. Данные проверки гипотезы о равенстве средних логарифмов содержаний урана для измененных красноцветов

Скважина	n_i	$y_i \sqrt{(N-2) n_i}$	$\sqrt{N-n_i-n_i y_i^2}$	t_i	$t_{5\%}$
106	30	27,78	10,61	2,56	2,1
104	33	7,63	10,54	0,72	2,0
27	29	18,24	10,81	1,68	2,1
274	10	8,38	11,72	0,71	2,3
374	10	18,30	11,63	1,57	2,3
49	36	64,57	9,14	7,06	2,0

1. Влияние эпигенеза на содержание урана в зонах красноцветных пород следует признать значимым.

2. Эпигенетически измененные красноцветы с проявлениями процесса урано-битумного рудообразования отличаются по распределению в них урана от красноцветов, в которых эти процессы отсутствуют.

3. Содержания урана в эпигенетически неизмененных красноцветах превышают содержания этого элемента в зонах с урано-битумной минерализацией.

Применение однофакторного дисперсионного анализа с неравным числом наблюдений в группах может быть использовано при металлогенетической специализации пород в зонах эпигенетических изменений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альтгаузен М. И. Металлы в осадочных толщах. «Наука», М., 1966.
2. Батулин С. Т. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Атомиздат, М., 1966.
3. Данчев В. И. Образование экзогенных месторождений урана и методы их изучения. Атомиздат, М., 1966.
4. Комарова Г. В. и др. Экзогенные эпигенетические месторождения урана. Атомиздат, М., 1965.
5. Котляр В. Н. Геология месторождений урана. Госгеолтехиздат, М., 1961.
6. Налимов В. В. Применение математической статистики при анализе вещества. Физматгиз, М., 1960.
7. Родионов Д. А. — В кн: Вопросы методов изучения руд и минералов редких элементов. Изд-во АН СССР, М., 1961.
8. Яночкина З. А. Статистические методы изучения пестроцветов. «Недра», М., 1966.
9. Lesnoy D., Lepky S. — Reports of the Second International Symposium of the Hydrothermal Ore Genesis, Belgrade, 1967.
10. Newman W. Distribution of Elements in Sedimentary Rocks of Colorado Plateau. A preliminary report, Washington, 1963.

КРИТЕРИИ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО ОТЛОЖЕНИЯ УРАНОНОСНЫХ БИТУМОВ И УРАНА ПО ГЕОЛОГИЧЕСКИМ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Д. А. ЛЕСНОЙ

Уран в природе нередко способен концентрироваться в углеродистых веществах.

Повышенные концентрации урана известны в углях, углистых сланцах, лагнитах и битуминозных породах, но наибольший промышленный интерес вызывают в последнее время значительные скопления урана, связанные с твердыми углеродистыми веществами, сходными по элементарному составу с керитами и антраксолитами. Интерес к этому виду сырья объясняется открытием в США уникального урано-битумного месторождения. Богатые урановые руды были обнаружены Л. Лотманом (1955) в районе Амброзия-Лейк, штат Нью-Мексико [22].

В результате активных разведочных работ на месторождении было выявлено несколько проявлений урановых руд этого типа. Разведанные запасы урановых руд районов Амброзии-Лейк и прилегающего района Лагуны вместе содержали на то время около 50% всех известных запасов урана США.

В большинстве месторождений такого типа основная масса урана ассоциирует с твердыми углеродистыми веществами, нерастворимыми в органических растворителях, кислотах и щелочах. Состав и строение углеродистого вещества этих месторождений и процесс его образования изучены недостаточно, поэтому оно не находит определенного места ни в одной из известных классификаций каустобиолитов. Это вещество известно в литературе под разными названиями: тухолит, карбуран, карбоцер, асфальтит, углеводород, урансодержащий асфальтит, углеродистое вещество, менджек, кероген, гуммит, тиокерит, импсонит, альбертит, антраксолит, битум, пиробитум и др.

Среди советских геологов наиболее употребим термин «ураноносный битум», хотя он весьма неточен.

В. А. Успенский [12] указывает, что битумом называют систему веществ, варьирующую по составу и свойствам от углеводородных газов до продуктов, стоящих на грани свободного углерода и обязательно обладающую или обладавшую в прошлом определенной степенью подвижности.

Употребляя термин «битум» предполагают связь продукта с нефтью и его подвижность [3], но для ураноносных углеродистых веществ часто не удается определить ни этой связи, ни состояния, в котором происходило перемещение этого вещества [12].

В. А. Успенский [13] отмечает, что «бытующее в современной научной литературе понятие «битум» в силу исторически сложившихся причин очень неоднородно и расплывчато...».

В. П. Козлов и Л. В. Токарев [5] считают, что на данном этапе нет возможности точно определить границы битумов из-за отсутствия унифицированной методики исследования битумов. По их мнению, «тухолиты» вовсе не являются каустобиолитами.

В. Г. Мелков считает, что на современном уровне изученности наиболее приемлемое название для них — «природные углеродистые вещества».

Вопрос о месте этих веществ в генетической классификации углеродистых соединений еще не решен, поэтому в данной работе мы придерживаемся привычного и наиболее распространенного термина «ураноносный битум».

Впервые ураноносные битумы были обнаружены в 1868 г. в образцах импрегнированных битумами гранито-гнейсов и слюдяных сланцев архейского возраста в Швеции [19].

Позднее они были обнаружены в других районах Швеции — месторождения Болидена в гранитах лептитовой формации [6].

Месторождения ураноносных битумов известны на всех материках: в Австралии — Рам Джангл [19], Мунта-Майнс, где «тухолит» встречен в телах, секущих борнитовые жилы [6]; в Северной Америке (США) — штаты Пенсильвания, Юта — район поднятия Сан-Рафаэл [14, 23, 26, 28], в Техасе — газоносная площадь Панхандл, в Нью-Мексико [1] — горизонт Севен-Риверс, штат Арканзас [15] — асфальтовый песчаник из района Хантсвилл, северные склоны поднятия Вичита-Амарилло [16], штат Оклахома — округи Джефферсон и Коттон [17], штат Нью-Мексико — округ Сан-Хуан [18]; в Канаде — месторождения Блайнд-Ривер в докембрийских золотоносных конгломератах [31], Форстер-Лейк и Викинг-Лейк в пегматитах, Шарлебуа и Понтиак в мигматитах, а также гидротермальные месторождения районов Биверлодж и Большого Медвежьего озера [2].

Ураноносные битумы обнаружены в Южной Африке — месторождение Витватерсранд в докембрийских золотоносных конгломератах [20], в Японии — месторождение Нинге-Тогэ в конгломератах миоцена [4], в Великобритании — рудник Лаксей на о-ве Мен, где в 1860 г. вдоль края рудного столба, сложенного халькопиритом, был обнаружен тонкий слой так называемого антрацита, недавнее исследование образцов которого показало, что он состоит из комплекса «тухолита» и урановой смолки [19] и в других странах.

Урано-битумный тип месторождений объединяет эпигенетические месторождения, в рудах которых содержится большое количество твердых нерастворимых углеродистых соединений. Уран в них представлен главным образом настураном, уранинитом, коффинитом, хотя возможны и другие формы.

Ураноносное углеродистое вещество не растворяется в органических и неорганических растворителях, не плавится, обычно имеет высокую степень карбонизации.

Геологическое положение и морфология рудных залежей месторождений ураноносных битумов весьма разнообразны, но в их локализации существенное значение имеет структурный контроль. Они встречаются как в положительных, так и в отрицательных купольных структурах. Оруденение встречается только в местах развития крупных дизъюнктивных нарушений, пересекающих хорошо проницаемые породы.

Урано-битумные месторождения приурочены к различным породам: пестроцветным терригенным, карбонатным, метаморфическим, эффузивным и глубинным магматическим, но большинство месторождений сосредоточено в пестроцветных толщах.

Ураноносные битумы встречаются в породах всех возрастов — от докембрийских до четвертичных. Глубины их распространения лежат в интервале 0—2 км.

Формы рудных тел — линзовидные залежи, ориентированные примерно по напластованию пород. Ураноносное углеродистое вещество выделяется в форме линз, прожилков и вкрапленности. Характер его выделений часто агрессивен по отношению к вмещающим породам.

Оруденение в большинстве случаев локализуется в песчаниках с хорошей проницаемостью, чередующимися с прослойками плохо проницаемых глин и аргиллитов. Вместе с тем во многих случаях основная часть руды сосредоточена в зонах дробления или непосредственно около них.

В районах развития месторождений, приуроченных к пестроцветным терригенным породам, наблюдается характерная смена красно-бурой окраски пород на серо-белую, серую, голубоватую и зеленоватую. В редких случаях бурые окраски накладываются на серо-белые. Для месторождений ураноносных битумов характерны как процессы сероводородного, так и безсероводородного (глеевого) восстановления.

Площади эпигенетически измененных пород всегда значительно шире площадей уранового оруденения.

Таким образом, урано-битумное оруденение контролируется тектонически и литологически.

Эпигенетические изменения сопровождаются доломитизацией, окварцеванием, карбонатизацией, каолинизацией, альбитизацией, хлоритизацией, развитием хромсодержащих глинистых минералов, образованием самородной серы, пирита, киновари, галенита, сфалерита, флюорита и ураноносных битумов.

В ураноносных битумах обычно содержатся повышенные количества молибдена, хрома, никеля, меди, ртути, свинца, цинка, стронция, бора, серы, в газах месторождений обычно отмечается обилие гелия.

Основная часть урана в месторождениях этого типа заключена именно в твердых битумах и находится в форме минералов субмикроскопических размеров, тонкорассеянных в битуме. Здесь изредка встречаются выделения урановых минералов, различимые невооруженным глазом. Незначительная часть урана иногда обнаруживается в сростках окислов урана с сульфидами и в глинистом веществе. Можно предполагать также наличие различных металлоорганических соединений урана в рудах этого типа.

Таковы основные особенности месторождений урано-битумного типа, хотя часть приведенных признаков может не проявляться в том или ином месторождении.

Активное участие углеродистых соединений в рудном процессе породило большое количество противоречивых и нередко взаимоисключающих гипотез об их образовании, которые можно разделить на две группы: гипотеза инфильтрационного рудообразования [11, 14, 27, 29] и гипотеза гидротермального рудообразования [20, 25, 30].

Обе гипотезы предполагают эпигенетическое рудообразование по отношению к вмещающим породам.

Согласно гипотезе инфильтрационного рудообразования, поступление битумов и урана на место рудоотложения было отдельным. Некоторые ученые считают рудоотложение возможным на месте встречи поднимающихся из глубин битумов и фильтрующихся вниз вадозных вод.

При гидротермальном рудообразовании допускается одновременный перенос углеродистых соединений и урана с последующим парагенетическим образованием углеродистых соединений и урановой минерализации, однако нередко отрицается генетическая связь углеводородных образований и уранового оруденения, а считается, что уран выпал из гидротермальных растворов на ранее образовавшуюся залежь смолисто-асфальтеновых углеводородов.

Геологические особенности этого типа месторождений урана и недостаточность сведений об их геологии и особенно о вещественном со-

стае в большинстве случаев не дают возможности однозначно решать вопросы их генезиса. Поэтому, при изучении этих вопросов, ряд исследователей занялся экспериментальными работами. Для выяснения генезиса одного из урано-битумных месторождений серия таких работ была проведена.

Не касаясь вопросов методики постановки экспериментов [9, 10], остановимся на геологической интерпретации их результатов.

Экспериментальные работы заключались в выщелачивании урана из руд слабоминерализованными растворами и восстановлении урана из водных растворов солей урана эпигенетически измененными вмещающими породами и ураноносными битумами.

Результаты выщелачивания урана из битумов показали, что урано-битумные руды не изменяют рН дистиллированной воды, а в диапазоне рН 4—11 стремятся нейтрализовать контактирующие с ними растворы. Это может быть свидетельством того, что среда образования урано-битумных руд была близка к нейтральной.

При выщелачивании урана из руд равновесное состояние между ураном в твердой фазе и в растворе установилось при содержаниях $5-4 \cdot 10^{-5}$ г/л урана в растворах с рН, близким к нейтральным.

Результаты радиогидрологических исследований на месторождении показали, что участки непосредственной связи грунтовых вод с водами продуктивной свиты характеризуются содержанием урана $5 \cdot 10^{-5}$ г/л.

Измерение содержания урана в водах, поступающих на месторождение из зоны красноцветных неизменных эпигенетическими процессами пород, дало тот же результат — $5 \cdot 10^{-5}$ г/л урана.

Это позволяет считать, что в настоящее время на месторождении уран не осаждается и не выщелачивается. Значения рН вод как зоны красноцветных пород, так и зоны измененных сероцветных пород мало отличаются и близки к нейтральным (6,5—8,0).

Экспериментальные работы по осаждению урана из растворов показали, что уран осаждался из водных растворов солей уранила не только ураноносными битумами, но и эпигенетически измененными породами, причем последние осаждали уран из растворов во всех экспериментах в такой же степени, как и ураноносные битумы, несмотря на изменение температуры раствора, давления, газовой составляющей и анионного состава. На поверхностях ураноносных битумов и эпигенетически измененных пород образовались сходные по морфологии осадки. Наилучшие условия для осаждения урана из растворов отмечались при нейтральных значениях рН растворов. При повышенных температурах (100—200° С) как на битумах, так и на эпигенетически измененных породах образовались идентичные по морфологии и составу кристаллические и натечные осадки, которые дали на дебаграммах четкие линии уранинита. Следовательно, эпигенетически измененные сероцветные породы изученного месторождения обладают такой же способностью осаждать уран из растворов, как и ураноносные битумы. Но на месторождении уран образует концентрации только в ассоциации с твердыми черными нерастворимыми битумами. Концентрации урана почти не встречаются вне этих битумов.

Радиометрическое изучение средних содержаний урана в породах показало, что содержание урана в сероцветных эпигенетически измененных, но не имеющих ураноносных битумов породах меньше, чем в красноцветных неизменных песчаниках [7].

Установлено, что осветление пород произошло до поступления битумов на место рудоотложения. Раньше битумов на месторождении существовал пирит по меньшей мере одной генерации. Вторая генерация

пирита образовалась одновременно с отложением битумов, остальные генерации — позже. На месторождении встречаются также обломки углефицированной древесины, имеющей, как и пирит, тем большую восстановительную емкость, чем тверже черные ураноносные битумы.

Следовательно, при наложении уранового оруденения на эпигенетически измененные сероцветные породы, содержащие пирит, битумы и углефицированную древесину, урановое оруденение должно было ассоциировать не только с битумами, но также с пиритом и углефицированной древесиной, а максимальные концентрации урана должны располагаться вблизи границы смены окислительных условий на восстановительные, а не в центральной зоне наибольшего развития эпигенетических изменений вмещающих пород, как это имеет место на изучаемом месторождении.

Кроме того, на месторождении нигде не встречено сколько-нибудь существенных концентраций урана вне битумов, что свидетельствует в пользу их совместного переноса и парагенетического отложения. Связь урана с углеродистыми веществами в растворах была настолько прочной даже в процессе рудоотложения, что уран был частично мобилизован из пород, подвергшихся эпигенетическим изменениям, и сконцентрирован в битумах.

Распределение урана в массивных телах битумов также свидетельствует о парагенетическом отложении урана и битумов: уран распределен по всему объему массивных битумных тел, не обнаруживая тенденции к концентрации по трещинам и в приповерхностной части битумов, что было бы неизбежно при наложении урановой концентрации на неподвижные твердые или вязкие битумы.

Если предположить, что отложение происходило при встрече движущихся битумов и минерализующих растворов, то исследования Р. З. Эриксона, А. Т. Майерса и С. А. Хорра [21] показали, что подвижные нефтяные битумы не способны накапливать значительных количеств урана, а содержание его в нефтях едва превышает содержание в морской воде ($n \cdot 10^{-7}\%$).

Электронномикроскопические исследования ураноносных битумов [8] показали, что уран рассеян в битумах в виде кристаллов или агрегатов настурана со сглаженными формами размером 1—4 мк. Морфология выделений настурана в битумах сходна с морфологией выделений урановых окислов, полученных на битумах экспериментально при восстановлении урана из растворов с рН, близким к 7, при повышенных температурах.

Таким образом, сопоставление геологических и экспериментальных данных позволяет заключить, что перенос и отложение урана и углеродистых соединений происходил одновременно, а выпадение их из растворов осуществлялось при рН, близких к 7.

Минералогические и геохимические исследования месторождения позволяют предположить, что рудоносными растворами были термальные щелочные восстановительные растворы глубинного характера.

Обогащение растворов рудными компонентами и углеродистыми соединениями происходило при миграции растворов по мощным угленосным толщам.

Тесная связь урана с углеродистыми соединениями дает основание предполагать, что уран был тесно связан с ними не только при отложении, но и при миграции. В процессе переноса это не были высокомолекулярные соединения, а скорее сравнительно простые, растворимые в гидротермальных щелочных восстановительных растворах, уранорганические соединения.

Движение растворов вверх происходило вдоль соляного штока, протыкавшего нижележащие красноцветные породы и образовавшего канал для беспрепятственного подъема растворов до перекрывающей соляной шток красноцветной песчано-глинистой толщи, в которой происходило рудоотложение.

Основные причины отложения ураноносных битумов — резкое уменьшение восстановительного потенциала и pH рудоносных растворов при восстановлении Fe^{3+} , содержащегося в избытке в красноцветных породах, а также интенсивная дегазация растворов, выразившаяся в потере растворами CO_2 , H_2S и CH_4 .

Качественное изменение растворов — обращение щелочных восстановительных растворов в слабокислые окислительные и существенное изменение газовой составляющей растворов — привело к разрушению простых уранорганических соединений, возникновению необратимых реакций полимеризации и образованию высокомолекулярных, нерастворимых и неплавких уранорганических соединений, по химическому составу близких к антраксолитам.

Часть урана (~70%) одновременно с полимеризацией углеродистых соединений образовала тонкорассеянные в углеродистых веществах кристаллы и агрегаты настурана. Минеральная часть урана легко извлекается из битума при обработке ее кислотами.

Другая часть урана (~30%) тесно связана углеродистым веществом и не извлекается при выщелачивании, а ее извлечение становится возможным лишь после разрушения углеродистого вещества при прокаливании. Можно предположить, что ураноносные битумы сами являются уранорганическими соединениями, в которые составной частью входит уран. Ураноносные битумы, очевидно, представляют собой смеси неплавких нерастворимых полимеров, реакции образования которых необратимы. Различные соотношения полимеров в массивных телах битумов обуславливают плавные переходы в свойствах углеродистых веществ на месторождении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белл К. Г. — Тр. междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955. Госнаучтехиздат по геологии и охране недр, М., 1958.
2. Гриффит Д. и др. — Тр. междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955. Атомиздат, М., 1958.
3. Еременко Н. А. Геология нефти и газа. Гостоптехиздат, М., 1961.
4. Катаяма Нобуо. — Тр. II междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии, Женева, 1958. Атомиздат, М., 1959.
5. Козлов В. П., Токарев Л. В. Основы генетической классификации каолинитов. Гостоптехиздат, М., 1957.
6. Константинов М. М., Куликова Е. Я. Урановые провинции. Атомиздат, М., 1960.
7. Лепкий С. Д. — Тр. конф. молодых геологов УССР. «Наукова думка», К., 1966.
8. Лесной Д. А., Иванов Ю. К. — Геол. журн. АН УРСР, 1965, 3.
9. Лесной Д. А. — Тр. конф. молодых геологов УССР. «Наукова думка», К., 1966.
10. Лесной Д. А. — В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
11. Пирс А. П., Миттон Д. В., Готт Г. Б. — Тр. междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 1955. Атомиздат, М., 1958.
12. Успенский В. А. и др. — Основные пути преобразования битумов в природе и вопросы их классификации. Гостоптехиздат, М., 1961.
13. Успенский В. А. и др. — Тр. ВНИГРИ, в. 230. «Недра», М., 1964.
14. Vain G. W. — U. S. Atomic Energy Comm., 1952, RMO-66, 40.
15. Vegoni E. P. — U. S. Geol. Survey, 1954, TEI-440, 168—171.
16. Vegoni E. P. — Min. Mag. (Colorado), 1956, 46, 3.

17. Branson C. C., Burwell A. L., Chase G. C. — Oklahoma Geol. Survey Mineral Rep., 1955, 27, 22.
18. Carithers L. W., Clinton N. I. — In book: Peaceful Uses of Atomic Energy held in Geneva, 1955. United Nations, New York, 1956.
19. Davidson S. F., Bowie S. H. U. — Great Britain Geol. Survey Bull., 1951, 3, 1—19.
20. Davidson C. F. — Min. Mag., 1953, 88, 2.
21. Erichson R. Z., Myers A. T., Horr C. A. — Amer. Ass. Petroleum Bull., 1954, 38, 12.
22. Gabelman I. W., Ioung R. G., Ealy G. K. — Min. Mag., 1956, 46, 3.
23. Gruner J. W., Gardiner L., Smith D. K. — U. S. Atomic Energy Comm., 1953, RME-3044, 14—19.
24. Gruner J. W. — Economic Geology 1955, 50, 542—543.
25. Hess F. L. — Eng. Min. J. 1922, 114, 272—276.
26. Hess F. L. — In book: Ore deposits of the Western States, New York, 1953.
27. Hill J. W. — U. S. Geol. Survey Bull., 1953, TEI-330, 200—204.
28. Isachsen I. W., Evansen C. G. — U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 1956, 300, 263—280.
29. Kerr P. F., Rason C. A., Hamilton P. K. — U. S. Atomic Energy Comm., 1951, RMO-797, 24—43.
30. Mckelvey V. E. — U. S. Geol. Survey Bull., 1955, 1030—A.
31. Traill R. I. — Canad. Min. J., 1954, 75, 4.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПОВЕДЕНИИ ТОРИЯ В ПРОЦЕССАХ РУДООБРАЗОВАНИЯ

А. А. ДРОЗДОВСКАЯ, Ю. П. МЕЛЬНИК, З. А. НЕКРАСОВА

В обширной литературе, посвященной вопросам образования ториевых руд, до недавнего времени господствовали традиционные представления о тории, как об элементе, «стоящем вне геохимии воды» [11, 52]. Эти представления основывались на том, что большинство месторождений тория либо имеют магматическое происхождение (преимущественно в пегматитах), либо образованы путем гравитационной аккумуляции в зоне гипергенеза (россыпи).

Новые данные, полученные за последние годы, расширили и в значительной мере изменили существующие представления о формах и путях миграции тория при различных геологических процессах. В частности, достоверно установлены значительный перенос тория в гидротермальных растворах и образование метасоматических и жильных месторождений и рудопроявлений. Имеются данные, свидетельствующие о возможности ионного переноса тория в растворах и образования вторичных концентраций его в коре выветривания.

В настоящей работе сделана попытка краткой систематизации и обобщения современных данных об особенностях поведения тория в различных процессах рудообразования. Особое внимание уделено изучению поведения тория в экзогенных процессах. На основе анализа имеющихся геологических данных в сопоставлении с результатами экспериментальных исследований и термодинамических расчетов определены формы водной миграции и условия осаждения тория из природных вод зоны гипергенеза.

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТОРИЯ

По химическим свойствам торий сходен с цезием (Ce^{4+}) и элементами IV группы периодической системы. Наряду с этим торий обладает рядом свойств, типичных для элементов III группы (легкой гидролизуемостью и основным характером соединений, склонностью к комплексо-

образованию и к образованию двойных солей). Согласно строению атома торий расположен в III группе периодической системы в семействе актинидов [37].

Во всех природных соединениях торий находится в четырехвалентном состоянии. В настоящее время экспериментально получены сульфиды и галоидные соединения двух- и трехвалентного тория [41], однако в природе подобные соединения пока не установлены. Кристаллохимические свойства тория определяют его ассоциацию с элементами, имеющими близкий радиус иона, — редкоземельными элементами, четырехвалентным ураном, цирконием, кальцием и др. [74]. Сходство тория с редкоземельными элементами проявляется в изоморфизме и парагенетической связи с ними. Из известных 54 собственно редкоземельных минералов 38 являются торийсодержащими, причем содержание ThO_2 во многих из них достигает 10% и более (монацит, гидроцерит, бритолит, меланоцерит, итриалит, стенструпин и др.). Большое значение для тория имеет также изоморфизм с трехвалентными редкоземельными элементами (от лантана до лютеция) [40].

Собственно ториевые минералы (торианит, торит, ураноторит и др.) в заметных количествах содержат редкие земли, изоморфно замещающие торий.

Тесная геохимическая связь тория с ураном (U^{4+}) проявляется в образовании целого ряда урано-ториевых минералов (торит, торианит, клевет, бреггерит и др.), однако полное изоморфное замещение их не наблюдается [71].

Торийсодержащие минералы кальция в природе не встречаются, но при наличии в минералах кальция заметных количеств редкоземельных элементов отмечается и изоморфная примесь тория.

В природных условиях торий встречается преимущественно в виде кислородных соединений, что свидетельствует о его литофильном характере. В настоящее время насчитывается более 120 ториевых и торийсодержащих минералов [24, 55], которые представлены главным образом силикатами и окислами, в меньшей мере — карбонатами и фосфатами. Известно также торийсодержащее углеводородное соединение — тухолит.

По своей распространенности в земной коре торий относится к редким элементам: кларк тория, по данным А. П. Виноградова [13], составляет $1,3 \cdot 10^{-3}\%$.

ПОВЕДЕНИЕ ТОРИЯ В ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Торий в магматическом процессе

Имеющиеся сведения о содержании тория в магматических породах свидетельствуют о неравномерном его распределении в породах различного состава (табл. 1).

Устанавливается закономерное уменьшение содержания тория в направлении от кислых к основным и ультраосновным породам. Более высокие содержания тория свойственны щелочным породам [51, 68], особенно породам агпайтового ряда. Примером могут служить ультращелочные породы массива Иллимаусак в юго-западной Гренландии, содержащие 0,01—0,02% урана и в три-четыре раза больше тория [9], и породы Ловозерского щелочного массива, в которых содержание тория, по данным К. А. Власова и др. [14], в среднем составляет $6,53 \cdot 10^{-3}\%$, что в 5 раз превышает кларк тория для изверженных пород.

Таблица 1. Среднее содержание урана, тория и калия в магматических породах (по А. П. Виноградову)

Породы	Th, $n \cdot 10^{-4} \%$	U, $n \cdot 10^{-4} \%$	K, $\%$	Th/U
Кислые	18	3,5	3,34	3,1
Средние	7	1,8	2,31	3,9
Основные	3	0,5	0,83	3,7
Ультраосновные	0,005	0,003	0,03	1,7

Для тория, так же как для урана и редкоземельных элементов, характерно стремление к концентрации в конечных продуктах магматической дифференциации — кислых, ультракислых и щелочных породах, обогащенных щелочами и летучими компонентами [31, 42, 49, 53]. В процессе кристаллизации гранитных магм, как правило, происходит постепенное увеличение концентрации тория и урана, начиная с ранних стадий до пегматитов включительно. При этом отношение Th/U заметно возрастает к конечным этапам, что свидетельствует о происходящем разделении урана и тория на поздних стадиях магматического процесса, обусловленном их различной подвижностью. Накопление тория к концу магматического процесса обусловлено его геохимическими особенностями и, в частности, большим ионным радиусом, препятствующим вхождению тория в кристаллические решетки породообразующих минералов. Поэтому в процессе кристаллизации магмы часть тория выделяется в виде изоморфной примеси в аксессуарных минералах, значительное же его количество уходит в пегматитовые расплавы [49, 50, 52] и в постмагматические растворы.

Намечается некоторая зависимость концентрации тория от содержания в породах калия. Закономерное увеличение содержания тория с увеличением количества калия отчетливо наблюдается как в общем ряду дифференциации магмы, так и внутри отдельных массивов изверженных пород. М. М. Филиппов и А. В. Комлев [53], изучавшие радиоактивность гранитоидных пород Приднепровья, установили связь между содержанием тория и составом пород Кировоградского комплекса. Кислые, богатые калием граниты имеют более высокое содержание тория. Наиболее высокие содержания тория ($9,6 \cdot 10^{-3} \%$) характерны для самых молодых гранитов Токовского комплекса, отличающихся высокими содержаниями SiO_2 и щелочей при резком преобладании калия. Основная часть тория в них связана с торитом. Установленная тенденция к повышению концентрации тория по мере увеличения содержания в породах калия и кремнекислоты заслуживает, по-видимому, дальнейшего изучения.

Различия в содержании тория и в формах его нахождения в магматических породах зависят в первую очередь от химического и минерального состава пород, содержания и состава редкоземельных элементов и концентрации тория в первоначальном магматическом расплаве, а также от геологических условий формирования породы и характера последующих процессов.

Основная часть тория в интрузивных породах находится в виде изоморфной примеси в аксессуарных минералах, которые обычно имеют субмикроскопические размеры и рассеяны в массе породообразующих минералов. Остаточное рассеяние тория в чуждых ему кристаллических решетках породообразующих минералов имеет подчиненное значение [28]. Наоборот, в эффузивных породах, содержащих стекло или слабо дифференцированные массы, и в некоторых абиссальных породах, бед-

ных аксессуариями, остаточное рассеяние играет первостепенную роль. Е. И. Старик и др. [45] считают, что некоторое количество тория может находиться, кроме того, в нарушениях кристаллической решетки и капиллярах в виде гидратных или иных труднорастворимых форм.

Главный концентратор тория в изверженных породах — монацит (CePO_4). Значительно меньшее количество тория связано с ксенотимом (YPO_4), редкоземельными титано-тантало-ниобатами (браннерит, сфен и др.) и силикатами TR и Zr (ортит, циркон). Собственно ториевые минералы находятся в подчиненном количестве.

Устанавливается специализация гранитов по преобладанию в них тех или иных аксессуарных минералов. Так, выделяются монацитоносные (монацит, циркон) и ортитоносные (ортит, сфен) граниты. Некоторые интрузии обогащены торитом, ксенотимом или пироксеном [36, 53]. Различие в составе аксессуарных минералов определяется в первую очередь химическим составом самого магматического расплава и зависит от величины соотношения атомных количеств $\frac{\text{Na} + \text{K} + 2\text{Ca}}{\text{Al}}$ [56]. Если ве-

личина этого соотношения >1 , то находящийся в расплаве P_2O_5 будет связан с кальцием в молекуле апатита и тогда редкие земли (а вместе с ними и торий) — в отсутствие свободного P_2O_5 — будут концентрироваться в таких минералах, как сфен и ортит. Если же величина соотношения <1 (недостаток кальция), то основная масса редкоземельных элементов окажется связанной с P_2O_5 в виде монацита или ксенотима. По данным И. В. Швея [56], образование самостоятельных редкоземельных минералов, с которыми обычно связана основная часть тория, происходит лишь в тех магматических породах, в которых отношение $100 \text{TR}_2\text{O}_3 : \text{CaO} > 1$ (граниты, щелочные граниты, нефелиновые сиениты агпайтового ряда). В породах же ультраосновных, основных и средних, где величина этого соотношения <1 , самостоятельные минералы редкоземельных элементов не образуются, а лантаниды, иттрий, а также торий полностью рассеиваются в породообразующих минералах. Образование собственно ториевых минералов (торит) происходит в условиях явно повышенных концентраций тория (токовские граниты Украины).

В пегматитах ториевая минерализация представлена окислами, силикатами, титано-тантало-ниобатами и комплексами редкоземельных минералов [54]. В процессе кристаллизации пегматитового расплава торий иногда образует самостоятельные минералы, но чаще входит в решетки других минералов в виде изоморфной примеси, причем количество его в этих минералах в какой-то мере отражает его содержание в расплаве [5, 39].

Торий в постмагматических процессах

Представления о поведении тория в постмагматических процессах за последние годы претерпели значительные изменения. Если раньше считалось, что геохимическая история тория ограничивается магматическими расплавами и что в водные растворы торий не переходит [11, 51], то в настоящее время имеется много данных, свидетельствующих о том, что в определенных благоприятных условиях торий способен мигрировать в пневмогидротермальных и гидротермальных растворах и отлагаться из них, образуя жильные и метасоматические месторождения.

Наличие пневмогидротермальных ториевых месторождений отмечает И. В. Чирков [55], который выделяет скарновые урано-ториевые

залежи в парапироксенитах Мадагаскара, гранат-диопсидовые ортитсодержащие скарны Квинсленда (Австралия), грейзенизированные штокверкообразные рудные тела с полиметаллической, оловянной, редкоземельной и ториевой минерализацией.

Скопления монацита установлены в скарнированных доломитах в пустыне Нагиб (Юго-Западная Африка) [67]. В Лемхи Каунти (штат Айдахо, США) на контакте мраморов и гранитоидов в линзах скарнов отмечается резкая обогащенность монацитом, содержащим до 1% ThO_2 . В самих мраморах монацит наблюдается в виде рассеянной вкрапленности [61].

Из гидротермальных жильных месторождений тория И. В. Чирков указывает на касситерит-вольфрамитовые жилы с ксенотимом и монацитом, сидеритовые жилы с ксенотимом (США) и др.

Жильные месторождения тория выявлены в большом количестве в США (более 350 жил и минерализованных зон). Ториевая минерализация представлена в них монацитом, торитом, бастнезитом и торогуммитом. Жильные минералы — кварц, барит, карбонаты, флюорит: рудные — сульфиды, гематит. Ториевое оруденение генетически связывается со щелочными интрузиями [25, 54].

Д. Пайк [69] описывает монацитовые жилы, обнаруженные в округе Ван-Рейнсдорп (Южно-Африканская Республика). Жилы приурочены к крутопадающим зонам разлома в гранитах и гранито-гнейсах. Помимо кварца и монацита в них обнаружены апатит, циркон, магнетит, халькопирит и пирит. Содержание монацита колеблется от 20 до 70%, содержание ThO_2 в монаците — до 5%.

Е. И. Семенов [40] отмечает наличие торийсодержащего монацита в гидротермальных молибденовых месторождениях СССР, США (Клаймакс), Япония (Эбису), вольфрамово-оловянных месторождениях Малайи и Сибири и касситерито-сульфидных месторождениях северной Якутии.

Ториевая минерализация установлена и в сложных многоэтапных полиметаллических месторождениях штокверкового типа в Киргизии [17, 49], где торий находится преимущественно в монаците, ферриторите и торите. Минерализация связана с субщелочными и аляскиотовыми гранитами.

Проявления низкотемпературных ферриторитов гидротермального генезиса отмечается в Средней Азии [58].

Большую роль в создании повышенных концентраций тория, по-видимому, имеют процессы метасоматоза. Как уже говорилось, в ряде случаев высокие содержания тория в интрузивных породах объясняются его привносом метасоматическими растворами [9]. С процессами метасоматоза, очевидно, связаны и высокие содержания тория в карбонатах, достигающие в ряде случаев промышленных значений [8]. Сведения о перераспределении тория под влиянием метасоматических процессов или о привносе его во вмещающие породы постмагматическими растворами имеются также в работах многих других авторов [18, 38, 50]. К гидротермально-метасоматическим образованиям относятся, видимо, и описанные А. И. Гинзбургом и др. [17] магнетит-гематит-флюоритовые рудные тела с бастнезитом, паризитом, монацитом и торийсодержащие фергюссонит-малаконовые и пирохлор-цирконовые альбититы.

В свете изложенных данных участие тория в постмагматических процессах и его подвижность в термальных водных растворах становятся вполне очевидными.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что миграция тория в гидротермальных растворах происходит в специфических условиях.

Обращает на себя внимание связь ториевых гидротермальных месторождений с магмами повышенной щелочности в отличие от месторождений урана, являющихся в большинстве случаев производными гранитных магм. Интересны в этом отношении приведенные Л. Л. Леоновой [31] данные о наличии повышенных концентраций тория в гидротермально измененных зонах района Кзыл-Омпул (Средняя Азия), связанных со щелочными интрузиями, в отличие от зон, связанных с лейкократовыми гранитами, для которых характерны повышенные содержания урана.

Таким образом, миграция тория в термальных водах должна происходить в условиях обогащения этих вод щелочами, галоидами и углекислотой [50]. Наиболее вероятными формами миграции тория в таких условиях могут быть соединения с галоидами или карбонатные комплексы типа $\text{Th}(\text{CO}_3)_5^{6-}$ [30, 50, 57, 58].

Результаты изучения минеральных форм нахождения тория и урана в различных продуктах магматической дифференциации и постмагматических образованиях, а также данные о соотношении в них тория и урана (см. табл. 1) свидетельствуют о том, что на ранних стадиях дифференциации магмы торий и уран идут вместе, участвуя в образовании одних и тех же минералов. Для раннемагматических проявлений (граниты, сиениты, щелочные граниты) характерно совместное нахождение урана и тория в акцессорных минералах.

В пегматитах, где наряду с торийсодержащими редкоземельными минералами образуются и собственно ториевые и урановые минералы, наблюдается тенденция к разделению урана и тория.

В высокотемпературных гидротермальных месторождениях торий и уран нередко встречаются в одних и тех же минералах. В низкотемпературных же они находятся лишь в разных минералах одного месторождения или только в разных месторождениях [54]. Так, в выявленных гидротермальных месторождениях тория нет собственно урановых минералов, а уран обнаружен в резко подчиненных количествах. В то же время гидротермальные урановые месторождения, как правило, бедны торием, а такой наиболее распространенный урановый минерал, как настуран, практически не содержит его. Основными формами нахождения тория в гидротермальных образованиях являются собственно ториевые минералы (преимущественно силикаты) и торийсодержащие редкоземельные минералы (монацит и др.).

Установление ториевой минерализации в метасоматических и жильных образованиях тем не менее не может изменить сложившегося представления о происходящем разделении урана и тория к концу магматического процесса: на поздних стадиях эволюции магмы уран окисляется от четырех- до шестивалентного состояния и удаляется из расплава в составе газовой-жидких эманаций [16, 33, 73].

Торий в метаморфических процессах

Влияние процессов метаморфизма на распределение тория изучено пока недостаточно. Имеющиеся данные носят частный характер и в ряде случаев противоречивы. По мнению одних исследователей [59, 66], метаморфические процессы способствуют увеличению содержания урана в породах и почти не затрагивают тория. Другими исследователями приводятся данные, свидетельствующие о заметной подвижности тория в определенных условиях метаморфизма. Так, М. Моро [35] указывает на образование ураноторита в ториевых месторождениях Мадагаскара за счет урана и тория, находящихся в пироксеновернеритовом комплексе

пород. А. И. Гинзбург [17] в своей классификации месторождений редкоземельных элементов выделяет несколько типов метаморфогенных месторождений, для которых характерно наличие торийсодержащих минералов и повышенных содержаний тория. К ним относятся месторождения монацитовых мигматитов (Индия), ортит-кейльгауит-монацитовых парагнейсов, метаморфизованных золотоносных конгломератов с тухолитом (Канада, Южная Африка, Бразилия), метаморфизованных монацитоносных конгломератов (США) и монацитоносных мраморизованных известняков.

ПОВЕДЕНИЕ ТОРИЯ В ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССАХ

Устойчивость минералов в коре выветривания

Поведение тория в экзогенных процессах в первую очередь определяется значительной физико-химической устойчивостью и малой растворимостью ториевых и торийсодержащих минералов в коре выветривания. Устойчивость ториевых минералов может быть объяснена с позиций геоэнергетической теории А. Е. Ферсмана [9], согласно которой растворимость падает с повышением валентности и энергии кристаллической решетки иона. В зоне гипергенеза растворимость соединений тяжелых и крупных ионов нижних периодов таблицы Менделеева, к которым относится и ион Th^{4+} , должна быть незначительной.

Согласно экспериментальным данным, образование таких соединений, как ThO_2 , происходит с большим выделением тепла (293 ккал/моль) [37], что также предопределяет их высокую устойчивость.

Однако следует иметь в виду, что в зоне гипергенеза устойчивость большинства безводных минералов магматического происхождения объясняется кинетическими факторами, то есть крайне малыми скоростями реакций гидратации, окисления и растворения. С термодинамической точки зрения такие минералы, как торрианит, в гипергенных условиях неустойчивы, а их равновесие с водными растворами метастабильно.

В последнее время представления об устойчивости ториевых минералов в значительной степени изменились. Проведенные экспериментальные исследования [10] показали, что торий довольно легко выщелачивается из торита, оранжита, монацита и ортита 1—5%-ными содовыми растворами при кипячении. М. С. Филиппов и Л. В. Комлев [53] установили, что значительная часть тория (до 90%) извлекается из токовских гранитов Украины кислыми растворами.

Из легко выветривающихся темноцветных породообразующих минералов торий удаляется также сравнительно легко. Даже условия образования первичных минералов тория могут оказывать определенное влияние на устойчивость их в зоне гипергенеза. Это заключение, косвенно подтвержденное данными С. Роддена [72] о том, что ThO_2 , который не был предварительно нагрет более чем на 600° , легко растворим в разбавленной H_2SO_4 , позволяет допустить большую растворимость для ториевых минералов, образовавшихся при относительно низких температурах. Менее устойчивыми в зоне гипергенеза должны быть также минералы с нарушенной кристаллической решеткой, аморфизованные, метамиктные, что весьма характерно для радиоактивных торитов, цирконов, ортитов и др.

Таким образом, в определенных условиях ряд ториевых и торийсодержащих минералов может переходить в неустойчивое состояние, а торий из таких соединений может выщелачиваться и мигрировать с подземными водами.

В тех случаях, когда торий входит в состав устойчивых соединений, основной формой перемещения его в зоне гипергенеза является механический перенос в обломках горных пород и минералов.

Торий в процессах осадкообразования

По данным А. П. Виноградова [13], кларк тория в осадочном чехле равен $1,3 \cdot 10^{-4}\%$. Содержание тория в отдельных типах пород варьирует в широких пределах (табл. 2).

Таблица 2. Среднее содержание урана и тория в осадочных породах (по Дж. Адамсу).

Породы	Th, $10^{-4}\%$	U, $10^{-4}\%$	Th/U	Число образцов
Кластические				
Глинистые	12	3,7	3,8	4847
Черные сланцы	2,8—28	1,4—80	0,07—12	350
Ортокварциты	1,7	0,45	4,0	18
Остаточные				
Бокситы	42	8	6,9	26
Бентониты	24	5	5,8	69
Хомогенные и биогенные				
Карбонатные	1,7	2,2	1,0	6045
Кремнистые	0,1—1,6	1,9—3,3	0,01—0,9	—
Фосфатные *	3,9	245	0,02	1
Галит *	0,4—0,5	0,1—0,2	2—4	3
Ангидрит *	0,15	0,1	1,5	1

* Единичные данные.

Повышенные содержания тория, как правило, связаны с **корой выветривания и россыпями**.

Накопление тория в коре выветривания, приводящее к образованию остаточных (элювиальных) месторождений, обусловлено в первую очередь химической и физической устойчивостью ториевых и торийсодержащих минералов. К их числу относятся монацит, циркон, торриант, бастнезит, лопарит, пирохлор и др. Концентрация некоторых из них в отдельных случаях может достигать промышленных значений. Примером могут являться монацитоносные латеритизированные граниты Сьерра-Леоне, содержащие до 90 кг/т монацита [40]. Часть тория в остаточных породах, по-видимому, связана с гидратными формами, образовавшимися за счет гидролиза растворимых ториевых соединений, а также находится в адсорбированном состоянии (адсорбция гидроокислами железа и марганца и глинистыми коллоидами).

Процессы гравитационной аккумуляции устойчивых ториевых минералов приводят к увеличению содержания тория в почвах по сравнению с материнской породой [1]. А. П. Виноградов [12] указывает, что в процессе интенсивного выветривания уран извлекается и направляется вниз и в сторону почвенными водами, а торий, наоборот, остается на месте. Среднее содержание тория в почвах оценивается Е. А. Андреевой [1] в $6 \cdot 10^{-4}\%$, урана — $1 \cdot 10^{-4}\%$.

Концентрация тория в **россыпях** происходит в результате гравитационной аккумуляции обломочного материала. Так образованы крупные месторождения монацитовых песков вдоль морских берегов (восточная Бразилия, Индостан).

Среди известных россыпных месторождений тория могут быть выделены следующие генетические типы: россыпи элювиальные (в том числе и месторождения кор выветривания), элювиально-делювиальные, аллювиальные, пролювиальные дельтовые и морские [24]. Торий в этих месторождениях входит в основном в состав монацита. Наибольшая часть тория в отдельных россыпных месторождениях связана также с ксенотимом, цирконом, пирохлором, эвксенитом, фергюссонитом и др. Обращает на себя внимание почти полное отсутствие собственно ториевых минералов в аллювиальных и морских россыпях. Известные концентрации торита и торанита, достигающие в отдельных случаях промышленных значений, как правило, связаны с элювиальными и делювиальными россыпями. Это обстоятельство, очевидно, объясняется меньшей распространенностью ториевых минералов в изверженных породах и их относительно меньшей устойчивостью при гипергенезе, обусловленной метамиктностью.

Д. Мэккин и Д. Шмидт [36], занимавшиеся специальными исследованиями россыпей США, отмечают, что из ториевых и торийсодержащих минералов наибольшей устойчивостью обладает монацит. Физические свойства минералов группы торита значительно колеблются. Ураноторит и оранжит уже не устанавливаются в шлихах, торит же в заметных количествах встречается в остаточных почвах и россыпях только в пределах выхода ториеносных гранитов (батолит Айдахо). С удалением от массива гранитов количество торита в шлихах быстро уменьшается и в долинных шлихах он визуально уже не устанавливается.

В условиях осадконакопления в морях и океанах также отчетливо наблюдается влияние процессов гравитационной аккумуляции на изменение содержания тория.

Содержание тория в морях и океанах, по данным разных исследователей, колеблется около $n \cdot 10^{-9}$ г/л: по данным И. Е. Старика [43], в водах Черного моря равно $2,2 \cdot 10^{-9}$ г/л, по данным Ю. В. Кузнецова, — $2,5 \cdot 10^{-9}$ г/л [45]. Возможные пределы колебаний содержания суммарного тория в водах океанов составляют $(1-10) \cdot 10^{-9}$ г/л [29].

Исследованиями, посвященными распределению радиоактивных элементов в донных отложениях океанов [43, 44], установлено, что торий в прибрежных зонах содержится преимущественно в обломках континентального материала, принесенных механическим путем с материка, причем основная масса его наблюдается в тяжелой фракции, что вполне подтверждает вывод о связи тория в этих отложениях с обломками горных пород и минералов. Содержание тория в прибрежно-донных отложениях близко к содержанию его в исходных горных породах.

С удалением от берега меняется и форма нахождения тория в донных отложениях. В глубоководных частях морей скорость удаления тория из раствора очень мала: красные глины, накапливающиеся со скоростью 0,5 см за 1000 лет, содержат $5 \cdot 10^{-4}\%$ Th.

Содержание тория в глубоководных осадках довольно постоянно и в среднем составляет $(4-6) \cdot 10^{-4}\%$. В одном и том же районе океана могут быть различные скорости накопления илов, что отражается на значительных колебаниях содержания радиоактивных элементов. Торий и ионий (изотоп тория) увлекаются на дно полуторными гидроокислами, но форма связи их неясна. Изучение распределения радиоактивных элементов и окислов марганца, железа и кремния показало, что на графиках зависимости содержания Th, MnO и Fe₂O₃ от глубины, построенных для всех взятых в Индийском океане колонок [4], наблюдается полная аналогия линий этих компонентов. Торий и ионий осаждаются в той же пропорции, в какой они находятся в морской воде. Кроме

соосаждения с полуторными гидроокислами изотопы тория могут осаждаться и другими путями, в частности — химическими. На это указывает тот факт, что концентрация иония убывает с глубиной более закономерно, и объяснить осаждение его только полуторными окислами нельзя.

Формы нахождения тория в **глинистых породах** изучены еще недостаточно. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что значительная часть тория связана с торийсодержащими акцессорными минералами, заключенными в обломках горных пород или рассеянными в тонкодисперсном глинистом материале. Исследования В. И. Баранова и др. [2], изучавших распределение тория в глинах и карбонатных породах Русской платформы, убедительно показали, что основная часть тория поступала в эти осадки в виде механической взвеси вместе с глинистыми коллоидами и обломочным материалом.

Обращает на себя внимание установленная некоторыми исследователями [70] прямая зависимость между содержанием тория и калия в глинистых сланцах, которая является отражением аналогичной зависимости, установленной для изверженных пород.

Основная часть тория в песчано-глинистых породах нижнего триаса Припятского прогиба концентрируется в глинистых фракциях, в которых он также связан главным образом с устойчивыми акцессорными минералами [27].

Р. Плайлар и Д. Адамс [70] также указывают на концентрацию тория преимущественно в глинистых фракциях верхнемеловых сланцев Манкоса, однако они считают, что основная часть тория находится во вторичных тонкодисперсных минералах, зафиксированных в глинистой фракции, и лишь небольшая часть находится в акцессорных минералах.

В **хемогенных осадках** содержание тория минимально, особенно в тех случаях, когда совсем нет механических примесей или их очень мало, что является дополнительным доказательством преимущественного накопления тория с механическими осадками. Об этом же свидетельствует и тот факт, что при образовании соленосных толщ в условиях интенсивного испарения при отсутствии механической взвеси накопление тория в хемогенных осадках не происходит. В табл. 2 приведены содержания тория в галитах и ангидридах, образовавшихся в условиях интенсивного испарения и отсутствия механических осадков. Зависимость содержания тория от количества нерастворенного остатка отмечается также и для карбонатных пород [12, 26].

Распределение тория в **организмах** только начинает изучаться, поэтому только в некоторых случаях установлено накопление тория в связи с органическим или карбонатным материалом. В растениях торий и продукты его распада ($RaTh$, $MdThI$) были обнаружены В. И. Барановым [3], Е. С. Бурксером [63], С. Д. Туровским [50]. Е. С. Бурксер, изучавший распределение тория в различных растениях, некоторых животных и в зольных остатках от их сжигания, установил, что содержание тория в организмах и растениях колеблется от $1 \cdot 10^{-5}$ до $19,02 \times 10^{-5} \%$; содержание тория в золе достигает $(0,18—1,8) \cdot 10^{-3} \%$. В. И. Баранов [3] установил, что природные водоплавающие растения не усваивают изотопов тория из воды, так как в ней нарушено равновесие между элементами ториевого ряда за счет недостатка изотопов тория. Наземные растения усваивают изотопы тория и радия в количествах, пропорциональных их содержанию в почвах. Из искусственной жидкой питательной среды растения усваивают все элементы ториевого ряда, причем во всех исследованных случаях концентрация радиоактивных элементов в растениях, считая в процентах на живой вес, больше, чем в пи-

тательной среде. В ископаемых остатках растений и животных торий нередко содержится в значительно больших количествах, чем в морской воде и осадках (в остатках рыб — до 0,45, в золе углей — до 0,01%). Очевидно, нахождение тория в организмах в повышенных количествах связано с проникновением его после захоронения животных и растений в результате вторичных процессов [62].

В **каустобиолитах** содержание тория довольно низкое. Если в горючих сланцах оно находится на уровне содержаний в глинистых породах, то в углях, битумах и нефтях оно не превышает $n \cdot 10^{-5}\%$. К сожалению, имеющиеся в литературе данные о содержании тория в каустобиолитах крайне ограничены, что, по-видимому, связано с низкими содержаниями тория в этих породах и трудностями его определения. По данным Е. С. Бурксера [64], в углях Донбасса содержание тория колеблется от 0,05 до $1,3 \cdot 10^{-3}\%$. При этом в золе углей содержание во много раз выше, чем в изверженных породах. Наблюдается некоторая тенденция к увеличению концентрации тория в углях с увеличением их зольности.

Поскольку в органическом веществе, слагающем угли, содержание тория небольшое ($n \cdot 10^{-5}\%$), повышенные содержания в зольном остатке углей и углистых сланцев могут быть объяснены адсорбцией тория во время отложения осадков [63] или в последующих процессах (диагенез, эпигенез).

Характерно, что и в рудах урано-угольных и урано-битумных месторождений содержание тория остается обычно очень низким.

Таким образом, приведенные результаты геологических наблюдений свидетельствуют о преимущественном накоплении тория в зоне гипергенеза путем гравитационной аккумуляции.

Вместе с тем в настоящее время получены многочисленные данные, свидетельствующие о возможности ионного переноса тория растворами и образования вторичных гипергенных ториевых концентраций. Одновременно с анализом этих данных мы привели специальные исследования по выяснению характера водной миграции тория в зоне гипергенеза.

Формы миграции и условия осаждения тория в природных водах зоны гипергенеза

Наблюдения показывают, что в почвах наряду с увеличением содержания полуторных гидроокислов иногда увеличивается и содержание тория. Этот факт можно объяснить как накопление устойчивых ториевых минералов вместе с полуторными гидроокислами в виде «terra rossa» [12] или превращением кристаллической структуры ториевых минералов в метамиктную и вторичным замещением гидроокислами железа [65], так и сорбцией тория гидроокислами железа или соосаждением ториевых, железных и алюминиевых гидроокислов в связи с близостью ионных потенциалов. В двух последних случаях следует допустить определенную миграцию тория в истинных или коллоидных растворах.

Водный перенос тория в гипергенных условиях допускается и В. А. Ковалевым [26], изучавшим распределение тория в красно- и пестроцветных осадочных породах Припятского прогиба; при этом необходимым условием для водной миграции тория автор считает создание резко щелочного характера растворов.

Нами [19, 20] изучены своеобразные рудоносные песчаники, содержащие в цементе наряду с ураном значительные концентрации тория

(содержание тория в песчаниках колеблется от тысячных долей до целых процентов).

Основная минеральная форма нахождения тория — колломорфный силикат тория типа ураноторита. В ассоциации с ним, помимо гидрослюд, установлены апатит, марказит, пирит, флюорит, псиломелан.

Ториевая минерализация в песчаниках является эпигенетической. Об этом свидетельствует нахождение ториевых минералов в окисленных красноцветных песчаниках, вхождение их в состав цемента и тесная ассоциация с новообразованными сульфидами железа и апатитом, а также колломорфная форма выделения этих минералов.

Анализ геологических данных позволяет предположить накопление тория в песчаниках в результате осаждения его из нисходящих гипергенных вод или низкотемпературных гидротермальных растворов. Такие растворы должны быть обогащены калием и иметь щелочной характер, в пользу чего свидетельствуют тесная ассоциация ториевых минералов с гидрослюдами и постоянно отмечающийся избыток калия в продуктах, обогащенных торием, а также наблюдаемое интенсивное выщелачивание обломочного микроклина в песчаниках.

Вторичные торийсодержащие минералы в зоне гипергенеза могут быть образованы также за счет разрушения эндогенных минералов (тенгерита, церианита, рабдофанита, вудъярвита и др.) [17].

По данным К. Г. Бэлла [7], при разрушении горных пород часть тория может растворяться и выноситься поверхностными и грунтовыми водами.

Сведений о содержании тория в водах очень мало, что связано с трудностью определения малых количеств тория. Растущая точность определения микроколичеств тория позволила в последние годы получить некоторые сведения о содержании этого элемента в различных типах вод.

Н. Г. Сыромятников и А. А. Капацкая [46] исследовали подземные воды различных горных пород и некоторых урановых месторождений. Содержание тория в них сильно колеблется — от $0,5 \cdot 10^{-7}$ до $3 \cdot 10^{-5}$ г/л. Наблюдается повышение содержания тория с увеличением общей минерализации растворов, однако встречаются и слабоминерализованные воды (50—200 мг/л), содержащие до $5 \cdot 10^{-5}$ г/л тория. Обычно это слабокислые гидрокарбонатно-натриевые воды с рН — 5,3—6,0 [47]. Вероятно, торий находится в этих водах в виде карбонатного комплекса.

Содержание тория в водах зависит от типа пород. Минимальные содержания — $(0,5—5) \cdot 10^{-7}$, в среднем $2 \cdot 10^{-7}$ г/л — тория характерны для руд урановых месторождений, в отдельных случаях на месторождениях урана с повышенным содержанием тория сильно минерализованные (5—12 г/л) хлор-магниевые воды обогащены торием, иногда до $5 \cdot 10^{-5}$ г/л [47]. Максимальные содержания тория характерны для вод изверженных пород: $1 \cdot 10^{-7}$ — $3 \cdot 10^{-5}$, в среднем $2 \cdot 10^{-6}$ г/л. В водах осадочных и метаморфических пород содержание тория колеблется от $0,9 \cdot 10^{-7}$ до $5 \cdot 10^{-6}$, в среднем $1 \cdot 10^{-6}$ г/л. Во всех водах содержание тория на один-два порядка ниже содержания урана.

Детальными исследованиями С. Д. Туровского [50] торий обнаружен в рудничных водах и в водах поверхностных потоков, омывающих участки с ториевой минерализацией. Содержание тория в рудничных водах полиметаллических месторождений с эндогенной ториевой минерализацией достигает $4 \cdot 10^{-5}$ г/л [32].

Суммируя изложенное, можно сделать вывод о принципиальном различии подвижности тория в коре выветривания, речных и морских водах.

При переходе от подземных условий к открытым водоемам вследствие гидролиза и изменения состава вод из растворов удаляется значительная часть тория. Пределы колебаний содержания тория в поверхностных водах примерно такие же, как и в водах морей и океанов $(4-50) \cdot 10^{-9}$ г/л [29]. Следовательно, мигрировать в заметных количествах с речными и морскими водами торий не может.

В коре выветривания возможно возникновение специфических условий, при которых торий способен мигрировать в ионной форме. Для

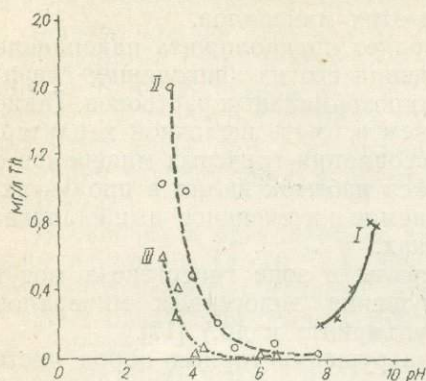


Рис. 1. Зависимость выхода тория из песчаника в растворы с различным анионным составом от pH:

I — 0,1-н. раствор NaHCO_3 , II — 0,1-н. раствор Na_2SO_4 , III — дистиллированная вода.

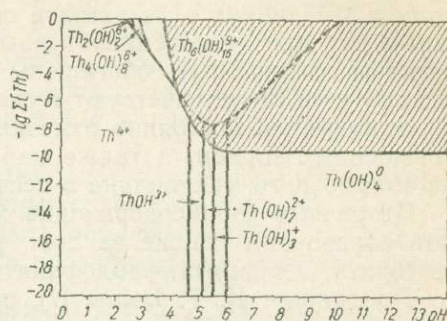


Рис. 2. Зависимость соотношений между полями устойчивости соединений тория от концентрации тория и pH «чистых» вод.

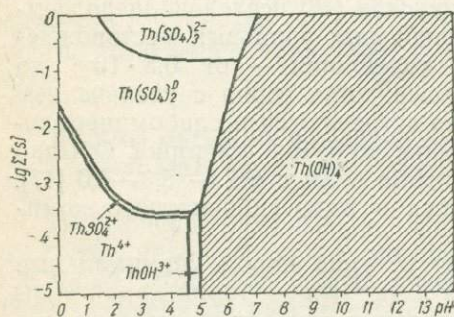


Рис. 3. Зависимость соотношений между полями устойчивости соединений тория от суммарной концентрации растворенных форм серы и pH сульфатных вод.

определения этих условий нами проведены экспериментальные исследования по выщелачиванию тория из природных песчаников (в опытах были использованы образцы песчаника и концентрата, содержащие соответственно 0,058 и 2,68% ThO_2) растворами, по составу и концентрации близкими к природным гипергенным водам [20]. Расчетными термодинамическими методами [23] определены количественные критерии условий миграции и осаждения тория из гипергенных вод.

Ранее опубликованные результаты экспериментальных исследований по выщелачиванию тория из различных минералов и пород [10,

30, 34] свидетельствуют о том, что при кипячении значительная часть тория переходит в 1—30%-ные содовые растворы в ионной форме.

Нашими исследованиями, проведенными в условиях, более близких к гипергенным, получены данные о значительном выносе тория из песчаников 0,1-н. растворами Na_2SO_4 и NaHCO_3 при комнатной температуре. На рис. 1 графически представлена зависимость выхода тория из песчаника от pH растворов. Из диаграммы следует, что торий выщелачивается в заметных количествах (10^{-3} — 10^{-5} г/л) кислыми сульфатными и

щелочными карбонатными растворами. В близких к нейтральным средах выход тория в растворы не установлен.

Термодинамическое определение соотношений между устойчивыми соединениями тория в водных растворах (методика расчетов и графических построений подробно изложена в [15, 21, 22]) позволяет установить формы миграции и условия осаждения тория в «чистых» (не содержащих комплексобразующих ионов) и сульфатных гипергенных водах [23].

На рис. 2 и 3 приведены диаграммы равновесных соотношений между полями устойчивости ториевых ионов и гидроокиси тория в «чистых» и сульфатных водах. Из диаграмм следует, что торий в близких к нейтральным «чистых» водах может мигрировать в чрезвычайно небольших концентрациях — менее 10^{-8} г-ион/л — в виде моноядерных гидроксокомплексов ThOH^{3+} , $\text{Th}(\text{OH})_2^{2+}$, $\text{Th}(\text{OH})_3^+$ и $\text{Th}(\text{OH})_4^0$. В кислых средах возможности миграции тория резко возрастают, при pH-3—5 торий может мигрировать в более высоких концентрациях — до 10^{-2} г-ион/л, форма миграции тория в таких водах представлена ионом Th^{4+} и полиядерным гидроксокомплексом $\text{Th}_6(\text{OH})_{15}^{9+}$.

В сульфатных водах при концентрации растворенных форм серы $\Sigma[S]$ выше $10^{-3,5}$ г-ион/л торий в слабокислых и кислых средах мигрирует в форме сульфатных комплексов ThSO_4^{2+} и $\text{Th}(\text{SO}_4)_2^0$. В сульфатных водах область ионной миграции тория расширяется в сторону нейтральных сред.

Определение форм и условий миграции тория в гипергенных карбонатных водах не было произведено из-за отсутствия термодинамических данных для ториевых карбонатных соединений. Однако многочисленные экспериментальные исследования [10, 20, 30, 34, 57] и геологические наблюдения [58] свидетельствуют о том, что карбонатная форма переноса тория в зоне гипергенеза играет значительную роль. Состав карбонатных комплексов может быть представлен как $\text{Na}_6[\text{Th}(\text{CO}_3)_5]$ [57], $[\text{Th}(\text{CO}_3)_4(\text{OH})_2]^{6-}$ [48] и $\text{Na}_m[(\text{Th}, \text{U}, \text{TR})\text{CO}_3]_n$ [30].

Кроме того, в гипергенных условиях торий может мигрировать в растворенном виде в форме комплексов с органическими кислотами.

Осаждение тория из растворов происходит в виде гидроокиси $\text{Th}(\text{OH})_4$, возможно, переходящей с течением времени в торит и другие минеральные формы.

Осаждение тория из «чистых» и сульфатных вод в виде $\text{Th}(\text{OH})_4$ определяется концентрацией тория в водах, сульфатностью и щелочностью вод. Минимальная концентрация тория, при которой происходит осаждение $\text{Th}(\text{OH})_4$, составляет $10^{-9,6}$ г-ион/л при pH > 6. С увеличением кислотности величина $[\text{Th}]_{\text{min}}$ резко возрастает; для каждого значения pH эта величина может быть получена из диаграммы (см. рис. 2). Сульфатность вод оказывает влияние на осаждение $\text{Th}(\text{OH})_4$ даже при меньших по сравнению с обычными содержаниями в водах зоны гипергенеза растворенных форм серы, так, при концентрации тория 10^{-8} г-ион/л минимальная величина $\Sigma[S]$, при которой наблюдается изменение устойчивости $\text{Th}(\text{OH})_4$, составляет $10^{-3,4}$ г-ион/л (см. рис. 3).

Осаждение тория из вод различного состава может быть обусловлено также соосаждением тория с другими элементами, имеющими близкие ионные потенциалы (Fe^{3+} , Al^{3+}), и процессами сорбции. Гидроокись тория в суспензиях ведет себя, как положительно заряженный коллоид, и может осаждаться отрицательно заряженными MnO_2 , $\text{Al}(\text{OH})_3$ либо положительно заряженным $\text{Fe}(\text{OH})_3$, предварительно адсорбировавшим анионы SiO_3^{2-} или PO_4^{3-} . С. Д. Туровский [50] указывает на имеющиеся доказательства образования силикатов тория в результате совместной

коагуляции отрицательно заряженных ThSiO_4 и SiO_2 с положительно заряженными Fe_2O_3 , Al_2O_3 и MnO_2 .

Таким образом, наряду с гравитационной аккумуляцией в земной коре, концентрации тория могут быть образованы и при отложении из водных растворов.

Ионный перенос тория гидротермальными растворами приводит к образованию жильных месторождений. По всей вероятности, миграция тория гидротермальными водами осуществляется в виде карбонатных и фторидных комплексных соединений.

В обычных экзогенных условиях перенос тория водными растворами незначителен: в водах, близких к нейтральным, концентрация тория не превышает 10^{-8} г-ион/л. Однако в специфических условиях, возникающих локально в зоне гипергенеза, в частности в кислых средах, в высококарбонатных и сульфатных подземных водах, возможность миграции тория резко возрастает за счет образования подвижных комплексных соединений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Е. А. — Почвоведение, 1960, 5, 21.
2. Баранов В. И., Ронов А. Б., Кунашева К. Г. — Геохимия, 1956, 3, 3.
3. Баранов В. И., Кунашева К. Г. — Тр. биогеохим. лаб. Ин-та геохимии и аналит. химии АН СССР, 1954, 10, 94.
4. Баранов В. И., Христианова Л. А. — Тр. 7 сессии по определ. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, М., 1960, 392.
5. Баранов В. И., Дулетянь. — Геохимия, 1961, 12.
6. Баранов В. И., Христианова Л. А. — В кн.: Химия земной коры, 1. Изд-во АН СССР, М., 1963.
7. Белл К. Г. — В кн.: Ядерная геология. ИЛ, М., 1956.
8. Бови С. — Из зарубежных журналов, 18. ОНТИ ВИС, М., 1960.
9. Бондам Д., Серенсен Х. — Тр. II междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии, 8. Геология атомного сырья. Атомиздат, М., 1959.
10. Бурксер Е. С. и др. — Укр. хим. журн., 1959, XXV, 3, 334.
11. Вернадский В. И. Очерки геохимии. ОНТИ, М.-Л., 1934.
12. Виноградов А. И. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд-во АН СССР, М., 1957.
13. Виноградов А. П. — Геохимия, 1962, 7.
14. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. Изд-во АН СССР, М., 1959.
15. Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия при низких температурах и давлениях. ИЛ, М., 1962.
16. Герасимовский В. И. — В кн.: Основные черты геохимии урана. Изд-во АН СССР, М., 1963, 46.
17. Гинзбург А. И. и др. Редкоземельные элементы и их месторождения. Госгеолтехиздат, М., 1959.
18. Гросс У. Х. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений, ИЛ, М., 1954, 246.
19. Дроздовська А. Я., Мельник Ю. П. — В кн.: Питання геохімії, мінералогії і петрографії. Вид-во АН УРСР, 1963, 80.
20. Дроздовская А. А. — В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. «Наукова думка», К., 1966.
21. Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. — Атомная энергия, 1966, 21, 6, 483.
22. Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. — Атомная энергия, 1967, 22, 5, 417.
23. Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. — Геохимия, 1968, 4.
24. Каплан Г. Е. и др. Торий, его сырьевые ресурсы, химия и технология. Атомиздат, М., 1960.
25. Керр П. Ф. — В кн.: Геология атомных сырьевых материалов. Госгеолтехиздат, М., 1956.
26. Ковалев В. А. — ДАН БССР, 1962, 6, 6, 379.
27. Ковалев В. А. — ДАН БССР, 1962, 6, 10, 656.
28. Комлев А. Б., Филиппов М. С. — Тр. РИАН, VII. Химия и геохимия, 1956, 3.

29. Коши Ф. Ф. — В кн.: Ядерная геология. ИЛ, М., 1956.
30. Кроль О. Ф., Гуркина Т. В. — Тр. Казахск. НИИ минер. сырья, 1961, 6, 138.
31. Леонова Л. Л. — Геохимия, 1963, 6, 552.
32. Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Госгеолтехиздат, М., 1955.
33. Мак-Келви В., Эверхарт Д., Геррелс Р. — В кн.: Проблемы рудных месторождений, ИЛ, М., 1958.
34. Минеева И. Г. — Геохимия, 1965, 4.
35. Моро М. — Из зарубежных журналов, 17. ОНТИ ВИМС, М., 1960.
36. Мэкинн Д., Шмидт Д. — В кн.: Матер. междунар. конф. по мирному использованию атомной энергии. Женева, 6. Геология урана и тория. Госгеолтехиздат, М., 1958, 685.
37. Некрасов Б. В. Курс общей химии. Госполитиздат, М., 1962.
38. Поляков В. В. — Изв. АН СССР, сер. геол. 1961, 1.
39. Поляков А. И. — Геохимия, 1961, 5, 426.
40. Семенов Е. И. Минералогия редких земель. Изд-во АН СССР, М., 1963.
41. Сиборг Г., Кац Д. Химия актиноидных элементов. Атомиздат, М., 1960.
42. Смыслов А. А. — Информ. сообщ. ВСЕГЕИ, 1960, 26.
43. Старик И. Е. и др. — ДАН СССР, 1959, 129, 4, 919.
44. Старик И. Е. и др. — ДАН СССР, 1961, 139, 2.
45. Старик И. Е. и др. — В кн.: Химия земной коры, I. Изд-во АН СССР, М., 1963, 374.
46. Сыромятников Н. Г., Капацкая Л. А. — Вестн. АН Каз. ССР, 1960, 1.
47. Сыромятников Н. Г. Миграция изотопов урана, радия и тория и интерпретация радиоактивных аномалий. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1961.
48. Толмачев Ю. М. — Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1944, 5, 320.
49. Туровский С. Д. — Геохимия, 1957, 2, 166.
50. Туровский С. Д. — Зап. Киргизск. отд. Всесоюзн. мин. об-ва, 1959, 1, 5.
51. Ферсман А. Е. Геохимия, III, ОНТИ, М., 1937.
52. Ферсман А. Е. Геохимия, IV, ОНТИ, М., 1939.
53. Филиппов М. С., Комлев Л. В. — Геохимия, 1959, 5, 437.
54. Хайнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного сырья. ИЛ, М., 1962.
55. Чирков И. В., Каплан Г. Е., Успенская Т. А. — В кн.: Требования промышленности к качеству минерального сырья, 72. Главгеолтехиздат, М., 1961.
56. Швей И. В. — В кн.: Геология м-ний редких элементов, 15, 1962, Изд-во АН СССР, М.
57. Щербина В. В. — Геохимия, 1957, 6, 493.
58. Щербина В. В., Абакиров Ш. А. — Геохимия, 1967, 2, 239.
59. Adams J. S. A., Osmond V. K., Rogers I. J. W. — Physics and Chemistry of the Earth, 1959, 3.
60. Adams J. S. A., Weaver C. E. — Bull. of the Amer. Assoc. of petrol. Geol., 1958, 42, 2.
61. Anderson A. L. — Ec. Geologi, 1960, 55, 6.
62. Breger I. A., Deul M. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1956, 300, 505.
63. Burkser E. S. a. o. — Biochemische Zeitschr., 1931, 233. Band. 1—3 Hef, 58.
64. Burkser E. S. a. o. — Biochemische Zeitschr., 1931, 237. Band, 4—6 Hef, 276.
65. Goldschmidt V. M. — Geochemistry. Oxford et the Clarendon Press, 1954.
66. Hurly P. M., Fairbairn H. W. — Trans. Americ. Geophys. Union, 1957, 38, 6, 939.
67. Knorring O., Clifford T. U. — Miner. Mag., 1966, 32, 251.
68. Larsen E. S., Phair G. — Nuclear Geol., 1954.
69. Pike D. R. — Pros. Int. Conf. Peaceful uses atomic Energy, Geneva, 1958, 2.
70. Pfliler R., Adams J. A. S. — Geoch. et cosmoch. Acta, 1962, 26, 1115.
71. Rankama K., Sachama T. — Geochemistri. University of Chicago Press, Chicago, 1950.
72. Rodden C. J. — Analytical Chemistry of the Manhattan Project. Thech. Ser., 1951, Div. VIII, I.
73. Witfield M., Rogers J. J. W., Adams J. U. O. — Geoch. et cosmoch. Acta, 1957, 11, 3.
74. Zachariassen W. H. — Physical Review, 1948, 9, 1104.

4. ВОПРОСЫ МЕТАМОРФИЗМА В РУДНЫХ ЗОНАХ

АНАЛИЗ РАВНОВЕСНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД, МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ В УСЛОВИЯХ ИЗБЫТКА И НЕДОСТАТКА ВОДЫ

Ю. П. МЕЛЬНИК, М. А. ЯРОЩУК

Метаморфизирующиеся породы по степени насыщенности водой можно разделить на две большие группы — насыщенные и ненасыщенные.

К первой группе относятся преимущественно пелитовые породы, первоначально состоявшие из максимально гидратизированных глинистых минералов и содержавшие значительное количество несвязанной воды. Прогрессивный метаморфизм таких пород представляет собой серию последовательных реакций дегидратации. В результате каждой из реакций (или нескольких сопряженных реакций, протекающих одновременно) образуется все более обезвоженная минеральная ассоциация, а выделяющаяся вода удаляется из зоны метаморфизма. Очевидно, что при нормальном метаморфизме флюид в поровом пространстве должен иметь существенно водный состав, а парциальное давление воды (P_{H_2O}) будет функцией только температуры (T) и общего давления флюида (P_f). Последнее в условиях регионального метаморфизма приближается к литостатическому давлению нагрузки на твердые фазы (P_s), т. е. $P_f \approx P_s$. Можно сделать вывод, что каждой равновесной минеральной ассоциации при P_s , $T = \text{const}$ должно отвечать строго определенное P_{H_2O} , величина которого не зависит от относительных количеств отдельных минералов в породе. Снижение P_{H_2O} под влиянием внешних факторов, например миграции воды по градиенту давления, приведет к нарушению равновесия и разложению водусодержащих минералов, следствием чего будет повышение давления водяного пара до равновесной величины. В рассматриваемом случае метаморфизирующаяся порода (система водусодержащие минералы — безводные минералы — флюид) обладает «буферными» свойствами [51] по отношению к воде, регулируя P_{H_2O} путем изменения относительных количеств водусодержащих и безводных минералов.

Ко второй группе относятся безводные и маловодные породы магматического происхождения, карбонатные осадочные породы, часть железисто-краснистых пород. Образование при последующем метаморфизме устойчивых при определенных P и T водусодержащих минералов требует поступления воды из внешних источников, поскольку содержание воды в исходных породах недостаточно. В изотермических условиях при $P_{H_2O} = \text{const}$ вода, согласно определению Д. С. Коржинского [10, 11], является «вполне подвижным» компонентом. Гидратация идет необратимо, если вода поступает под давлением, несколько большим равновесного.

Сравнение особенностей метаморфизма пород этих двух групп при избытке воды позволяет выявить общие черты и принципиальные различия. Общая черта — полное тождество минерального состава конеч-

ных метаморфизованных пород, независимо от степени первичного насыщения исходных пород водой. Естественно, при этом подразумевается равенство независимых переменных (T , P_s , P_f , P_{H_2O}) и близость химического состава метаморфизующихся пород. Этот вывод является частным случаем закона Гесса и справедлив при достижении равновесия. Принципиальные различия состоят в том, что ход метаморфизма водонасыщенных исходных пород управляется реакциями дегидратации с удалением воды, а безводных пород — реакциями гидратации с приносом воды. В первом случае равновесные минеральные ассоциации обладают буферными свойствами по отношению к воде, регулируя P_{H_2O} , во втором — необходим водный «метасоматоз» при вполне подвижном поведении воды, парциальное давление которой регулируется извне. Различия в ходе и механизме процессов гидратации и дегидратации могут отразиться и на минералообразовании, поскольку условия достижения равновесия определяются кинетикой соответствующих реакций.

Наконец, теоретически возможен особый случай метаморфизма безводных или маловодных пород при недостатке воды.

Для сопоставления особенностей метаморфизма в условиях избытка и недостатка воды и анализа равновесных и метастабильных минеральных ассоциаций нами проведено термодинамическое исследование. Предварительно мы сочли целесообразным дать краткий обзор представлений о роли воды в метаморфизме, соотношении содержания воды и ее парциального давления, различиях метаморфизма орто- и парапород. Теоретической основой исследования стало рассмотрение ряда гетерогенных равновесий, хорошо изученных в химии, и минеральных равновесий в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ на основе собственной системы согласованных термодинамических величин магнезиальных силикатов.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Метаморфизм водонасыщенных пелитовых пород

Сравнение минеральных ассоциаций пелитовых пород различных районов земного шара указывает на их большое сходство и постоянство на огромных территориях. Это позволяет легко идентифицировать в различной степени измененные пелитовые породы. Первые классические работы по метаморфизму были проделаны именно по пелитовым породам Шотландского нагорья [42], пелитовым, песчаным и известковым осадкам района Осло в Норвегии [49] и Ориярви в Финляндии [46]. Еще В. Гольдшмидт обратил внимание на то, что, несмотря на широкий диапазон химического состава роговиков Осло, минеральный состав их прост и очень выдержан. П. Эскола также указывал, что многие ассоциации, обнаруженные в роговиках Осло, являются общими для парагенезисов Ориярви, хотя в Ориярви степень метаморфизма несколько ниже. С. Тилли [56] обнаружил те же минеральные ассоциации в ореоле Комри в Шотландском нагорье.

Для пелитовых пород различных районов существует не только сходство ассоциаций вообще, но и сходная зональность, отражающая степень их метаморфизма. Г. Барроу [42] и А. Харкер [39] в пелитовых породах Шотландии выделили шесть зон прогрессивного метаморфизма: хлоритовую, биотитовую, гранатовую, ставролитовую, кианитовую и силлиманитовую. Такая зональность в пелитовых породах считается классической и наблюдается во многих других районах с теми или иными отклонениями. Образующиеся зоны очень мощные и выдержанные

на больших расстояниях, а очертания их в плане относительно простые. В южной части Новой Зеландии, в провинции Отаго Ф. Тернером [58] описана хлоритовая зона регионального метаморфизма, занимающая площадь 70×100 миль. Мощность хлоритовых пород по вертикали достигает 5000 футов. В северной части штата Мичиган к югу от Верхнего Озера Г. Джемсом [51] изучена региональная метаморфическая зональность в пелитовых и железисто-кремнистых осадках. В пелитовых осадках им выделены хлоритовая, биотитовая, гранатовая, ставролитовая и силлиманитовая зоны. Ширина их в плане составляет 5—10 миль. Подобная же зональность в пелитовых породах установлена Т. Фогтом [59] в районе Сулителмы в Швеции, но здесь она несколько видоизменена в связи с появлением в породах, более богатых натрием, альбита. В Центральном массиве Франции М. Роком [54] выделены зоны слюдяных сланцев общей мощностью 16 км.

Зональность пелитовых пород установлена Н. Г. Судовиковым [29] в Приладожье, где он выделяет три зоны: биотитовых пород, развития кордиерита, андалузита и граната и силлиманито-гранатовых гнейсов. Биотитовые сланцы слагают большие площади сплошного развития, в плане имеющие ширину 10—15 км. В древних кристаллических сланцах Центрального Кавказа С. П. Соловьев [26] в глиноземистых породах выделяет зону двуслюдяных, андалузитовых и силлиманитовых сланцев. Метаморфическая зональность устанавливается также в пелитовых осадках Мамского района Алданского щита [4, 17].

Зональность пелитовых пород закономерней всего проявлена в породах низкой степени метаморфизма — фациях зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой. В породах амфиболитовой фации наблюдается нарушение зональности, что, вероятно, отражает потерю основной массы воды пелитовыми породами при переходе их в условия амфиболитовой фации и менее равномерное распределение оставшихся растворов [30].

Нарушение метаморфической зональности в пелитовых породах в районе Ставангер-фиорда описано В. Гольдшмидтом [42]. Здесь зона граната предшествует биотитовой зоне. Автор связывает раннее появление граната с его существенно марганцовистым составом, но, возможно, оно объясняется и недостатком воды. Н. Г. Судовиков [28] описывает в Приладожье залегание каинитовых сланцев и гнейсов в непосредственной близости с мусковитовыми породами и считает, что ассоциации силлиманит + мусковит и силлиманит + гранат характеризуются теми же T — P -условиями, но разным насыщением растворами.

Однако в пелитовых породах отклонения от широко развитой закономерной зональности очень редки, что говорит в пользу правильности представлений об избытке воды при метаморфизме этих пород. На избыток воды при прогрессивном метаморфизме пелитовых пород косвенно указывает также тот факт, что реликтовые минералы более низкотемпературных зон очень редко сохраняются в зонах более высокометаморфизованных пород.

Широкое качественное подобие ассоциаций пелитовых пород свидетельствует о том, что эти породы приближаются к состоянию равновесия, которое определяется в них температурой и общим давлением при соответствующем каждой температуре значении P_{H_2O} .

Метаморфизм карбонатных пород

Осадочные карбонатные породы редко образуют широкие поля и чаще, чем любые другие породы, подвергаются метасоматическим

изменениям, что затрудняет установление в них региональной метаморфической зональности, которая могла бы отражать роль воды при метаморфизме этих пород. Описание этой зональности в литературе встречается очень редко.

В. И. Кицул [9] в Приладожье в карбонатных породах установил три зоны регионального метаморфизма: тремолитовую, диопсидовую и форстеритовую. Эти зоны он выделил по преобладающей разновидности пород; однако в пределах зоны форстерита встречаются тремолит-диопсидовые породы, т. е. зональность не строго выдержана. В карбонатных породах тремолитовой зоны имеются, согласно правилу фаз, лишь те парагенетические ассоциации, которые возникают в условиях избытка воды. Эти ассоциации отвечают эпидот-амфиболитовой фации, что подтверждается минеральными ассоциациями вмещающих пелитовых пород (альмандин + биотит + кварц). Ассоциации диопсидовой зоны образуются в условиях амфиболитовой фации [9]. Не отрицая возможности образования диопсида при реакции доломита с кварцем в условиях высокой температуры и низкого P_{H_2O} , В. И. Кицул все-таки полагает, что диопсидовые породы вначале проходили тремолитовую стадию, т. е. допускает избыток воды в метаморфизирующей карбонатной толще.

Л. П. Никитина [18] в карбонатных породах хребта Хамар-Дабан выделила две зоны прогрессивного регионального метаморфизма — диопсидовую и форстеритовую, условия которых отвечают условиям амфиболитовой фации. Автор отмечает, что диопсидовые породы образовались за счет тремолитовых, а не в результате реакции доломита с кварцем, т. е. карбонатные породы на начальных стадиях метаморфизовались в условиях избытка воды.

Н. А. Елисеев [8] в отличие от В. И. Кицула и Л. П. Никитиной считает карбонатные породы непригодными для корреляции метаморфических фаций, так как часто в разных фациях они представлены одинаковыми ассоциациями. Стадии метаморфизма карбонатных пород не всегда совпадают со стадиями метаморфизма ассоциирующих с ними силикатных пород. Н. А. Елисеев [8] указывает на совместное существование в карбонатных породах в непосредственной близости ассоциаций кальцит + диопсид + эпидот + кварц и кальцит + тремолит + эпидот + кварц в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В этом случае при отсутствии прогрессивной метаморфической зональности диопсид, по мнению Н. А. Елисеева, вероятно, образуется именно в недосыщенных водой участках при той же температуре, что и тремолит.

Прогрессивное замещение тремолита диопсидом или форстеритом, что могло бы говорить однозначно в пользу исходного избытка воды в карбонатных породах, не подтверждается геологическими примерами даже у тех авторов, которые теоретически образование диопсида и форстерита рассматривают по реакции доломита или кальцита с тремолитом [44, 60]. Развитие тремолита в карбонатных породах повсеместно отмечается в связи с регрессивной стадией в тех участках, где предполагается привнос растворов.

Анализ геологических условий залегания карбонатных пород и взаимоотношения в них различных минеральных парагенезисов указывают на пестроту, мозаичность и редкие случаи образования правильной зональности в регионально метаморфизованных породах. Все это не позволяет однозначно говорить о метаморфизме карбонатных пород в условиях избытка воды. Ф. Тернер [38], правда, указывает, что во всех осадочных породах вода находится в достаточном количестве для их метаморфизма: глины требуют больше воды, чем карбонатные породы или песчаники, но они и содержат ее в большом количестве.

Метаморфизм пород магматического происхождения

Общая особенность метаморфизованных ортопород, как докембрийских, так и послекембрийских, — пестрота минеральных ассоциаций, часто сменяющихся в плане и разрезе на коротких расстояниях, что не позволяет интерпретировать их с точки зрения различий температурных условий, подобно тому, как это делается для продуктов метаморфизма парапоруд, образующих мощные выдержанные зоны.

Обычно в периферических частях интрузивных тел основных и ультраосновных пород также возникают зоны их метаморфизованных аналогов. Мощность таких зон наибольшая в фации зеленых сланцев, где мелкие тела пироксенитов, перидотитов или габбро могут нацело подвергаться зеленокаменному изменению; в амфиболитовой и гранулитовой фации такие зоны очень маломощны. В пределах этих зон метаморфизм пород часто осуществляется не повсеместно, а локализуется вдоль трещин и тектонически ослабленных направлений смятия, что указывает на прохождение его только в участках более интенсивной циркуляции растворов. Между такими участками нередко, даже в фации зеленых сланцев, сохраняются неизмененные магматические породы.

В районе Володарских магнитных аномалий в центральной части Украинского щита мы наблюдали метаморфизованные ультраосновные породы, залегающие в виде интрузивного тела среди гранитоидов. В центральной части тела находятся перидотиты — гарцбургиты, сложенные оливином и ромбическим пироксеном и содержащие в небольшом количестве вторичный амфибол — тремолит и серпентин. В периферической части тела и вдоль трещин количество амфиболов в перидотите увеличивается, появляются участки и зонки нацело амфиболитизованных пород. Амфиболы здесь представлены тремолитом и антофиллитом. В периферической части тела перидотитов наблюдаются также причудливой формы участки оталькования, в которых амфиболы имеют вид редких реликтовых зерен. Непосредственно у контакта с гранитоидами возникает зона биотит-актинолитовых пород.

Вообще вокруг ультрабазитовых тел, залегающих среди докембрийских пород амфиболитовой и гранулитовой фации, образуются зоны метаморфизованных пород, от периферии к центру все более бедные водой. Например, пироксенит — амфиболитизированный пироксенит — оталькованный и серпентинизированный пироксенит. Такую зональность описывает И. С. Усенко в ультраосновных породах Приазовья и Побужья [36, 37], В. И. Орска [21] — в породах Приднепровья, А. Н. Неелов и В. А. Глебовицкий — в телах магматических пород Алданского щита [31], Н. Г. Судовиков — в будинированных блоках интрузий основных пород западного Беломорья [28]. Подобная зональность характеризует метаморфизм ортопоруд в условиях недостатка воды, когда минеральные ассоциации внутренних зон отражают неполное насыщение растворами. Зоны таких пород маломощные, невыдержанные, иногда это отдельные мозаичные участки причудливой формы. Малая мощность зон и частые взаимные переходы не позволяют говорить о различиях в температуре их образования. Подобная зональность не отражает также повышения температуры во времени, что отвечало бы прогрессивной стадии метаморфизма.

В докембрийских породах Кривого Рога, метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой фации, в апоультрабазитах отмечается очень тесное переслаивание карбонатно-серпентин-тальковых, карбонатно-тальковых, тальк-тремолитовых, тремолитовых и реже антофиллитовых пород [23]. Породы не выдержаны по простиранию и в разрезе и имеют

частые взаимные переходы. Подобный пестрый состав и залегание пород также, вероятно, указывают на их метаморфизм в условиях неравного насыщения растворами, так как температура во всех участках толщи, очевидно, мало отличалась.

В более молодых послекембрийских эффузивно-осадочных комплексах пород, где интрузии ультрабазитов залегают среди образований фации зеленых сланцев (Урал, Кавказ, Казахстан, Тува), тела магматических пород подвергаются интенсивному зеленокаменному изменению с образованием наиболее богатых водой минеральных ассоциаций. В таких комплексах пород в периферических частях серпентинитовых массивов возникают зоны оталькования и амфиболизации, что, по мнению одних исследователей, связано с повышением температуры в результате регионального метаморфизма серпентинитов, а по мнению других — с контактовым воздействием кислых интрузий. Такая зональность наблюдалась в ультрабазитах Урала [5], Тувы [22], Кавказа [25], Казахстана [35], Украинского щита [32]. Подобная зональность с образованием вокруг серпентинитов зоны оталькованных, а затем амфиболизированных пород описана также Г. Ридом [53].

Многие исследователи, изучавшие метаморфизованные ортопороды, обращали внимание на то, что именно в них в отличие от парапород часто возникают минералы, не свойственные тем температурным фаціальным условиям, в которых метаморфизована ортопорода, судя по метаморфизму ассоциирующих с ней пелитовых пород. Таково появление талька в породах фации зеленых сланцев или антофиллита в породах эпидот-амфиболитовой фации. По мнению Т. Барта [2], Ф. Тернера [38], Г. Йодера [61], Н. Г. Судовикова [30], появление антофиллита в эпидот-амфиболитовой фации, где он в некоторых участках вытесняет тальк, связано не с повышением температуры, а с недостатком воды. Такова же, вероятно, причина появления талька в фации зеленых сланцев, где он возникает вместо хлорита и серпентина в участках, менее насыщенных водой.

В метаморфизованных эффузивных ортопородах, занимающих обширные площади, иногда удается выделять закономерные метаморфические зоны, которые можно было бы увязывать с изменением температурных фаціальных условий, подобно зонам в пелитовых породах. Такова описанная Н. Г. Судовиковым [27] зональность эффузивных пород Карелии. Но даже в этих случаях в пределах каждой зоны минеральные ассоциации довольно пестры и могут быть также интерпретированы с позиций образования в условиях избытка либо недостатка воды. Именно так Ф. Тернер рассматривал ассоциации актинолит+альбит+хлорит+эпидот и эпидот+хлорит+кальцит, которые возникают при одной и той же температуре, но в условиях разного насыщения водой [57].

В работах по метаморфизму ортопород неоднократно отмечается тот факт, что степень их метаморфизма не совпадает со степенью метаморфизма парапород [30, 38]. Существующие многочисленные примеры несовпадения степени метаморфизма орто- и парапород, вероятно, говорят в пользу представлений о том, что первичное содержание воды в породах является одним из факторов их метаморфизма.

ОБЩИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Роль воды в процессах метаморфизма неоднократно обсуждалась в литературе на основе обобщения геологических данных и парагенетического анализа минеральных ассоциаций метаморфических пород;

в меньшей степени использовались физико-химические данные, в частности расчетные термодинамические и экспериментальные исследования. Однако единство взглядов не достигнуто, и по большинству рассматриваемых вопросов существуют расхождения. Ниже мы кратко изложим выводы разных исследователей по следующим вопросам теории метаморфизма: находится ли вода всегда в избытке, или в природе существуют также закрытые системы, недосыщенные водой; является ли количество воды в исходной метаморфизирующей породе одним из факторов ее метаморфизма; каково соотношение между T , P_s , P_f , P_{H_2O} и содержанием воды? Заметим, что обзор представлений об источнике воды здесь не приводится.

О существовании закрытых для воды систем в природе

Большинство геологов допускает, что метаморфизм горных пород осуществляется при избытке воды. В. Гольдшмидт [49] считал, что метаморфические реакции всегда происходят в присутствии насыщенного порового раствора, и минералообразование регулируется только температурой и общим давлением. Аналогичные представления изложены в работах П. Эскола [47], Т. Барта [2], Дж. Томпсона [55], А. А. Маракушева [13] и М. Атертона [1]. Д. С. Коржинский [10] указывал, что представления о существовании природных систем, недосыщенных водой, ошибочны, и что метаморфизм совершается только при избытке воды. Отвечая на критику этого вывода В. А. Николаевым [19], Д. С. Коржинский [12] поясняет, что представление об избытке воды не предполагает повсеместного ее нахождения в земной коре, а только указывает на то, что там, где вода есть, она всегда находится в избытке в том смысле, что потенциал ее всегда избыточен для данных P — T -условий. Там, где воды нет, метаморфизм силикатных пород вообще не осуществляется. Все эти соображения основываются преимущественно на изучении парагенетических ассоциаций минералов парапород, пересыщенных водой, что отмечал еще В. Гольдшмидт [49].

Однако ряд известных петрологов не разделяет взглядов об избыточном количестве воды при метаморфизме.

Ф. Тернер [57] при выделении субфаций в фации зеленых сланцев предложил учитывать не только температуру, но и количество воды, которое, по его мнению, определяло различные минеральные ассоциации. Эти положения Ф. Тернера были подвергнуты критике Т. Бартом [43], который указывал, что субфация, определенная таким образом, «простой пример пород различного химического состава, относящихся к той же фации». Критика Т. Барта заставила Ф. Тернера на время отказаться от представлений о независимой роли количества воды при метаморфизме. В более поздних работах, однако, Ф. Тернер [33] возвращается к этим представлениям.

Наиболее определенно точку зрения о существовании в природе систем, недосыщенных водой, высказал Х. Йодер [61] при обсуждении результатов экспериментальных работ в системе $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. С точки зрения насыщенности водой Х. Йодер выделяет две группы пород: недосыщенные, в которых воды не хватает для полной гидратации всех присутствующих фаз, и водонасыщенные. Метаморфизм в этих группах пород протекает различно.

При рассмотрении выводов Х. Йодера [61] Ф. Тернер [38] подвергает сомнению существование в природе закрытых для воды систем, моделированных в экспериментальных работах. По мнению Ф. Тернера,

метаморфизм осадочных пород всегда осуществляется при избытке воды. Правда, метаморфизм базальтов в фации зеленых сланцев, по мнению Ф. Тернера, все же требует притока воды извне.

А. Баддингтон [45] разделяет точку зрения Х. Йодера о наличии замкнутых природных систем, в которых исходное количество воды определяет ход метаморфизма. Автор подтверждает это примерами природных ассоциаций гнейсов Адирондака. По его мнению, ассоциации с амфиболом образуются в тех прослоях, которые содержали воду и не потеряли ее в течение метаморфизма. Наоборот, пироксеновые ортогнейсы не пропускали воду извне, а сами исходные ортопороды не содержали достаточного количества воды для образования амфибола.

Большое внимание роли воды при метаморфизме уделял в своих работах Н. Г. Судовиков [29, 30, 31]. Он выдвинул представление о разных количестве и роли воды в условиях различных метаморфических фаций. По его мнению, породы неодинаково насыщены водой. Особенно велика эта разница между глинами (монтмориллонитовые глины могут содержать до 20% воды) и неизменными основными породами, содержащими всего 0,5% воды. В пределах одной фации, по мнению Н. Г. Судовикова, различаются серии пород одинакового состава, но разной степени насыщенности растворами.

Н. П. Семененко [24], рассматривая основные факторы метаморфизма, указывает, что «интенсивность метаморфизма зависит от степени пропитанности пород и подвижности метаморфических растворителей, выполняющих поры». Метаморфизм глинистых пород протекает при избытке воды, а метаморфизм ортопород требует ее притока и может происходить при недостатке воды.

По мнению Н. А. Елисеева [8], минеральные парагенезисы при метаморфизме могут быть обусловлены не только изменением T и $P_{\text{нагр}}$, но и вариациями в содержании воды.

О взаимоотношении парциального давления и содержания воды в метаморфизиующихся породах

Исследователи, которые предполагают избыток воды при метаморфизме, исходят из представлений о том, что количество воды не может быть независимым фактором метаморфизма, а парциальное давление ее полностью определяется температурой и общим давлением [43, 47, 49, 55]. Д. С. Коржинский [12] считает, что упругость паров воды при метаморфическом процессе всецело определяется температурой и общим давлением (глубинностью), т. е. задается внешними условиями, а не исходным содержанием воды в породе. Отсюда следует, что даже в тех случаях, когда наряду с новообразованиями в породе остаются реликты не гидратизированных минералов (например, в случае частичного замещения пироксена хлоритом и карбонатом), новообразованные минералы будут наиболее гидратизированными для данных T — P -условий, а не минералами с промежуточным содержанием воды. Таким образом, согласно Д. С. Коржинскому, даже при «недостатке» водного раствора, упругость пара воды в нем остается той же, что и при «избытке» водной фазы. От количества воздействовавших на породу растворов зависит степень ее перекристаллизации (количество новообразованных минералов), но не минеральный состав новообразований. Точку зрения Д. С. Коржинского полностью разделяет А. А. Маракушев [13]. Он полагает, что фактором минеральных равновесий при метаморфизме явля-

ется не масса или число молей воды, а ее химический потенциал — химическая активность или парциальное давление, которые определяются в основном температурой, давлением на метаморфический флюид и составом флюида. А. А. Маракушев считает, что в условиях глубинного минералообразования флюиды находятся под меньшим давлением по сравнению с давлением нагрузки, которое испытывают твердые породы. С ростом глубинности метаморфизма давление на флюиды возрастает, так что с глубиной $P_{\text{нагр}}$ и P_f сближаются. С глубиной химическая активность воды снижается, что связано, по мнению А. А. Маракушева, с возрастанием во флюидном давлении роли парциального давления углекислоты. Дж. Томпсон [55] также отмечает снижение химической активности воды с глубиной.

Петрологи, которые не разделяют представлений о том, что «вода всегда в избытке», допускают независимость парциального давления воды от общего давления и температуры и наоборот, зависимость его от массы воды в системе.

Х. Йодер [61] допускает существование ненасыщенных систем, закрытых для воды, и считает, что в таких системах исходное количество воды, а не T — P -условия определяют минеральные парагенезисы. Ф. Тернер [38] разделяет взгляды Х. Йодера о том, что в закрытой системе содержание воды определяет ее парциальное давление при данной температуре для данного общего объема и масс всех других компонентов. В такой системе содержание воды обусловит возникновение ряда минералов, которые не будут появляться в менее водной системе при той же температуре. Для открытых систем, которые, по мнению Ф. Тернера, в природе преобладают, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ представляет функцию температуры, общего давления, а также таких переменных, как первичное содержание воды в породе, пористость и проницаемость породы и окружающей среды, приток воды извне, состав флюидной фазы. Поэтому Ф. Тернер считает, что в условия, определяющие главнейшие метаморфические фации, желательнее включить $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в качестве физического параметра, частично независимого от температуры и общего флюидного давления, но в большинстве случаев, вероятно, просто связанного с давлением нагрузки. Вблизи от поверхности P_f и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в высокопроницаемых породах много меньше $P_{\text{нагр}}$. В глубинных зонах, согласно Ф. Тернеру [38], $P_{\text{нагр}}$, P_f и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ сближаются, т. е. $P_{\text{H}_2\text{O}}$ возрастает. Реакции гидратации на больших глубинах не осуществляются не из-за низкого $P_{\text{H}_2\text{O}}$, а из-за высокой температуры.

Рассмотрение взглядов различных исследователей о роли воды в процессах метаморфизма можно было бы продолжить, но и из приведенного обзора видно, что взгляды эти очень различны и противоречивы.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Физико-химическому анализу процессов гидратации и дегидратации при избытке воды посвящена обширная специальная литература [38, 40]. Многие системы изучены экспериментально, некоторые P — T -кривые последовательных реакций дегидратации могут быть рассчитаны с достаточной точностью из термодинамических констант. Однако для природных водусодержащих минералов, в частности для сложных силикатов, термодинамические данные ограничены. Поэтому мы вначале рассмотрим равновесия синтетических кристаллогидратов в условиях избытка и недостатка воды, а затем аналогичные равновесия в природных магнезиальных породах.

Термодинамика реакций гидратации при избытке воды

Прогрессивный метаморфизм водонасыщенных осадочных пород характеризуется реакциями дегидратации с удалением воды. При этом определенным T и P отвечают равновесные минеральные ассоциации, свойственные открытым системам при избытке воды. При метаморфизме безводных пород при тех же T и P аналогичные равновесные ассоциации должны возникать при поступлении воды извне в достаточном количестве, причем вода является вполне подвижным компонентом, поскольку $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim a_{\text{H}_2\text{O}} \sim \mu_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const}$ и определяется внешними условиями.

Аналогами природных систем, открытых для воды, являются синтетические системы безводное соединение — вода с образованием промежуточных устойчивых кристаллогидратов постоянного состава.

Рассмотрим равновесия хорошо изученных кристаллогидратов CuSO_4 и MgCl_2 с избытком водяного пара. Поскольку эти равновесия не имеют большого значения в геологии и в данной работе носят чисто иллюстративный характер, термодинамические расчеты выполнены по приближенной методике без учета изменения теплоемкости веществ с температурой и введения поправок на ΔV твердых фаз и $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}$. Предполагается также, что газовая фаза имеет существенно водный состав и $P_s = P_f = P_{\text{H}_2\text{O}} = f_{\text{H}_2\text{O}}$. Учитывая незначительные равновесия величины $f_{\text{H}_2\text{O}}$ рассмотренных реакций и сравнительно узкий температурный интервал ($\sim 100^\circ$), погрешность вследствие приближенности невелика и не может повлиять на общие выводы.

Таблица 1. Термодинамические свойства соединений

Соединение	ΔH_{298}° , ккал/моль	S_{298}° , э. е.	ΔZ_{298}° ,* ккал/моль
CaSO_4	-342,42	25,5	-315,58
$\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$	-376,47	31,2	-343,03
$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	-483,06	46,36	-429,23
CuSO_4	-184,0	27,1	-158,3
$\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	-259,0	35,8	-219,2
$\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	-402,25	53,8	-334,63
$\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	-544,45	73,0	-449,35
MgCl_2	-153,40	21,4	-141,58
$\text{MgCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	-231,15	32,8	-206,13
$\text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	-305,99	43,0	-267,41
$\text{MgCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	-454,00	63,1	-388,20
$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	-597,42	87,5	-505,69

* Рассчитано из ΔH_{298}° и S_{298}° соединений и стандартных табличных констант для элементов.

Из термодинамических данных (табл. 1) для каждой предполагаемой реакции гидратации вычислялись значения изменения энтальпии (ΔH_{298}) и энтропии (ΔS_{298}) в расчете на один моль воды и составлялось линейное уравнение зависимости изменения изобарно-изотермического потенциала (ΔZ_T) от температуры:

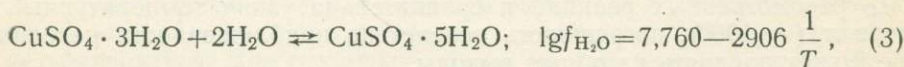
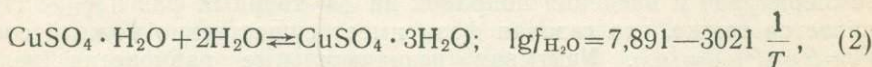
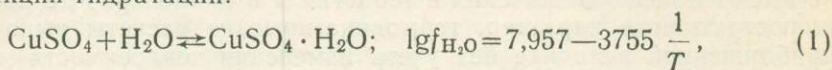
$$\Delta Z_T = \Delta H_{298} - T \cdot \Delta S_{298}.$$

Дальнейший расчет сводится к нахождению равновесий летучести водяного пара ($f_{\text{H}_2\text{O}}$) по уравнению изотермы:

$$\lg f_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{\Delta Z_T}{4,5758T}.$$

Целесообразно для каждой реакции после постановки ΔZ_T находить уравнения, связывающие $\lg f_{\text{H}_2\text{O}}$ с обратной температурой $\left(\frac{1}{T}\right)$. Такие уравнения приведены далее для всех реакций.

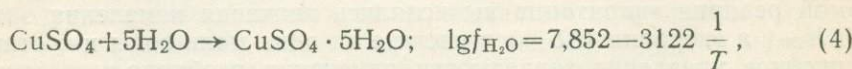
Система $\text{CuSO}_4\text{—H}_2\text{O}$. Кроме безводного сульфата (CuSO_4) в системе образуется три кристаллогидрата — $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; последний встречается в природе и известен под названием халькантит. Все кристаллогидраты термодинамически устойчивы, что подтверждается расчетами ΔZ_T твердофазовых реакций диспропорционирования. В этом случае должна быть нормальная последовательность реакций гидратации:



при которой для образования более гидратированных соединений требуется более высокое значение летучести воды (рис. 1, А).

Рассмотрим последовательность реакций гидратации при произвольно выбранной постоянной температуре (например, при 70°C), изменяя парциальное давление воды ($P_{\text{H}_2\text{O}} = f_{\text{H}_2\text{O}}$). При $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0,001 \text{ атм}$ (P_3) устойчив только безводный CuSO_4 ; повышение $P_{\text{H}_2\text{O}}$ сверх равновесного значения ведет к гидратации с образованием $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$; этот процесс идет необратимо по реакции (1) вправо, если $P_{\text{H}_2\text{O}} > 0,001 \text{ атм}$, и обратимо, если $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,001 \text{ атм}$ (P_3). Дальнейшая гидратация $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ до $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ по реакции (2) невозможна до тех пор, пока $P_{\text{H}_2\text{O}}$ не повысится до $0,1 \text{ атм}$ (P_2). В интервале давлений $P_2\text{—}P_1$ ($0,1\text{—}0,18 \text{ атм}$) устойчив $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и только при превышении равновесного давления ($P_{\text{H}_2\text{O}} > P_1$) начнется образование $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Вся эта серия реакций требует поддержания постоянного парциального давления воды. Поскольку вода расходуется на гидратацию, необходимо поступление воды извне при постоянном давлении.

Можно представить себе и такую систему, в которой возрастание давления воды происходит не постепенно, а скачкообразно, например, при поступлении водного флюида с высоким $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в безводную исходную породу. Реальная последовательность процессов при этом может оказаться иной. Например, при $T = 70^\circ\text{C}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_1 = 0,06 \text{ атм}$ CuSO_4 может переходить как в термодинамически устойчивую фазу $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, так и в метастабильную, более водную фазу $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ по реакции:



$P\text{—}T$ -кривая которой лежит слева от P_2 . Однако после установления равновесия единственной стабильной фазой окажется то соединение, по-

ле устойчивости которого пересекают соответствующие изобара и изотерма, в данном случае это $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Общепринятые методики построения диаграмм минеральных равновесий [6, 20] предусматривают исключение метастабильных состояний, кроме тех случаев, когда последние широко развиты в природе и требуют специального изучения [7].

Реакции дегидратации при повышении температуры или понижении $f_{\text{H}_2\text{O}}$ проходят в обратном порядке: при достаточно медленных изменениях этих параметров должна наблюдаться последовательная смена более водных соединений менее водными.

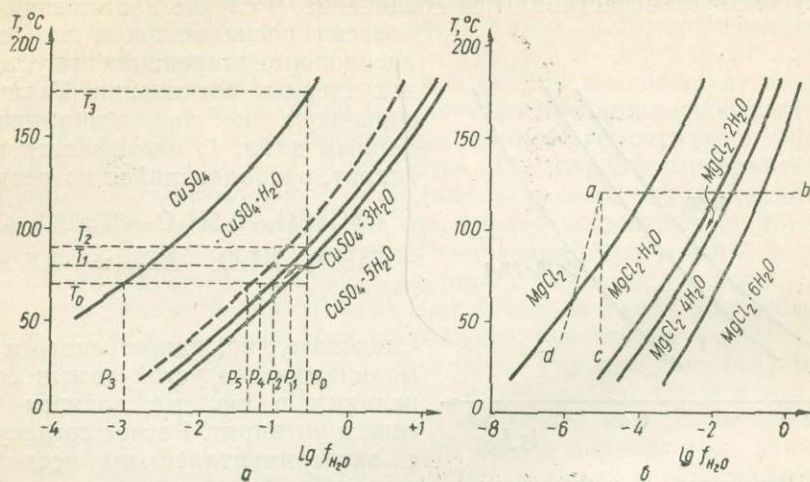
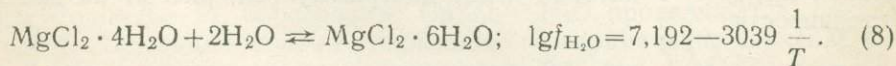
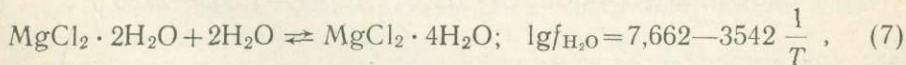
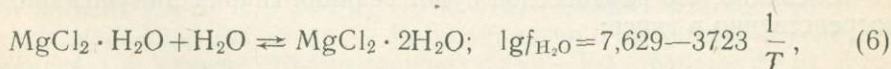
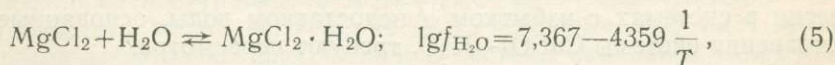


Рис. 1. Равновесные кривые и поля устойчивости соединений в координатах $\lg f_{\text{H}_2\text{O}} - T$ для системы $\text{CuSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$ (А) и $\text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$ (Б):

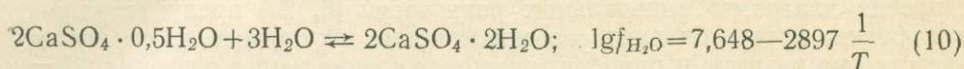
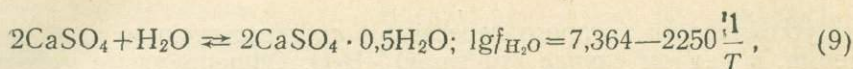
Цифры у кривых на всех рисунках отвечают номерам реакций в тексте.

Система $\text{MgCl}_2 - \text{H}_2\text{O}$. В системе образуется безводный хлорид MgCl_2 (хлоромagneзит) и четыре кристаллогидрата — $\text{MgCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (бишофит). Как и кристаллогидраты сульфата меди, все они термодинамически устойчивы, и гидролиз протекает по следующим реакциям:

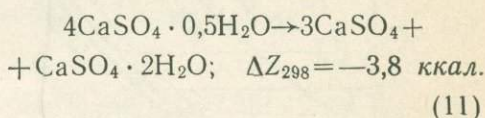


Кривые $\lg f_{\text{H}_2\text{O}} - T$ и поля устойчивости соединений приведены на рис. 1, Б. Диаграмма совершенно аналогична рисунку 1, А и специального рассмотрения не требует.

Система $\text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$. В системе фиксируется образование безводного CaSO_4 (ангидрит), полугидрата — $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ и $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (гипс). Изучение последовательных реакций гидратации:



показывает (рис. 2), что кривая $\lg f_{\text{H}_2\text{O}} - T$ реакции (10) лежит значительно выше, чем реакции (9), нормальная последовательность гидратации не соблюдается и поля устойчивости всех твердых фаз не могут быть определены. Такое положение возможно только тогда, когда в системе существует метастабильное соединение, в случае достижения равновесия распадающегося по схеме диспропорционирования на устойчивые твердые соединения. Таким соединением, по термодинамическим данным табл. 1, оказывается полугидрат, распадающийся по реакции:



Следовательно, единственными термодинамически устойчивыми соединениями в системе должны быть гипс и ангидрит. Расчет согласуется с экспериментальными исследованиями Д. Позняка, на которые ссылается У. Файф [48]. В природе гипс и ангидрит широко распространены, а образование полугидрата не доказано [3]. Из сопоставления

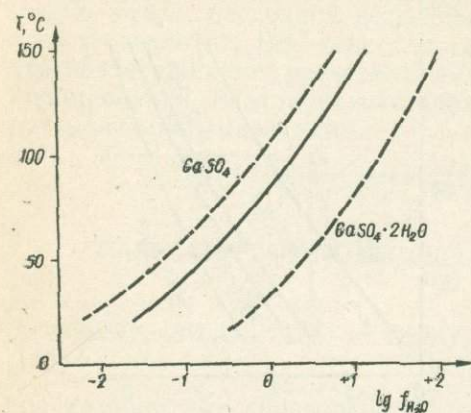
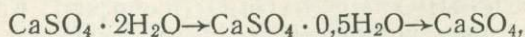


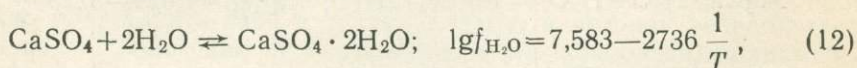
Рис. 2. Равновесные и метастабильные кривые и поля устойчивости соединений в координатах $\lg f_{\text{H}_2\text{O}} - T$ для системы $\text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$.

термодинамических, химических и геологических данных следует, что в этой системе нормальная последовательность реакций дегидратации



предполагаемая У. Файфом [48], не наблюдается и его выводы о равновесии в системах с избытком и недостатком воды, основанные на рассмотрении системы $\text{CaSO}_4 - \text{H}_2\text{O}$, требуют пересмотра.

Очевидно, что равновесной будет реакция гидратации ангидрита непосредственно в гипсе:



кривая $\lg f_{\text{H}_2\text{O}} - T$ которой делит диаграмму (см. рис. 2) на два поля устойчивости.

Термодинамика реакций гидратации при недостатке воды

Возможны два варианта процессов гидратации в системах с недостатком воды.

В первом варианте, когда в системе изначально есть безводные твердые фазы и свободная вода, гидратация становится возможной при

изменении внешних условий (см. рис. 1, Б): повышении давления по изотерме из точки *a* в точку *b* или понижении температуры по изобаре из точки *a* в точку *c*. Однако в природе изотермические или изобарические условия соблюдаются редко, обычно понижение температуры сопровождается некоторым падением давления, чему отвечает переход из точки *a* в точку *d*. Данный вариант в первом приближении отвечает автотаморфизму магматических пород, обусловленному реакциями безводных первичных минералов с остаточным водным флюидом. Если общего количества недостаточно для полной гидратации всех безводных минералов с образованием устойчивых в изменившихся *P*—*T*-условиях водосодержащих минералов, то возникает система с недостатком воды. При этом постулируется, что на всех этапах метаморфизма система закрыта для воды.

Во втором варианте, когда система вообще не содержит воды, гидратация становится возможной при поступлении воды извне под давлением, превышающем равновесное при данной температуре, например под давлением P_0 при $T=T_0$ (рис. 1, А). Этот вариант моделирует «гидротермальный» метаморфизм безводных исходных пород, характеризующийся водным «метасоматозом» при вполне подвижном состоянии воды. Если же до полного завершения гидратации поступление воды прекратится, то возникнет закрытая система с недостатком воды.

Рассмотренные варианты отличаются только ходом процесса гидратации и источником воды. При достижении равновесия в случае равенства внешних параметров и состава в обоих случаях должны возникать одинаковые равновесные ассоциации. Вопрос заключается в том, будут ли эти ассоциации одни и те же при избытке и недостатке воды. Очевидно, что системы с недостатком воды всегда должны быть закрытыми для нее*. Процессы в закрытых водных системах с недостатком воды могут происходить либо при постоянном общем объеме $(V_f + V_s) = \text{const}$ и переменном давлении $P_f = P_{\text{H}_2\text{O}} \neq \text{const}$, либо при постоянном давлении $P_s = P_f = P_{\text{H}_2\text{O}} = \text{const}$ и переменном объеме $(V_f + V_s) \neq \text{const}$.

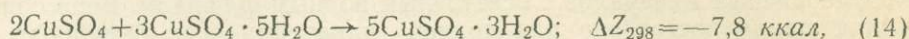
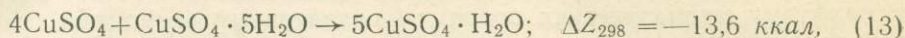
Равновесие при постоянном объеме. Пусть в «сухую» систему, состоящую из безводного CuSO_4 , при $T_0=70^\circ\text{C}$ поступает вода под давлением $P_0=0,32 \text{ атм}$ (давление насыщенного водяного пара). Поскольку заданные параметры отвечают полю устойчивости $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ (см. рис. 1, А), должен идти необратимый процесс гидратации по метастабильной реакции (4) при постоянном притоке воды. Для полной гидратации необходимо поступление 5 молей H_2O на 1 моль CuSO_4 .

Допустим, что после поступления всего 0,5 моля H_2O на 1 моль CuSO_4 приток воды извне прекратился и система оказалась закрытой. В этот момент $T=70^\circ\text{C}$, $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,32 \text{ атм}$, газовая фаза состоит только из водяного пара (ее объем — V_f по аналогии с природными условиями значительно меньше объема твердых фаз — V_s), твердые фазы представляют собой смесь новообразованного кристаллогидрата $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и остатка безводного CuSO_4 .

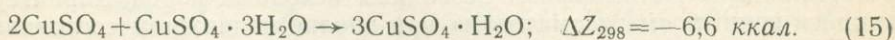
Поскольку в момент «закрытия» системы вода находится под давлением $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_0 - P_5$, образование $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ продолжается, однако по мере расходования воды на гидратацию ее парциальное давление падает. Когда давление снизится по изотерме (см. рис. 1, А) до $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_5$ ($\sim 0,045 \text{ атм}$), твердые фазы по-прежнему будут представлять смесь CuSO_4 и $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ с мольным отношением $\sim 9 : 1$. Однако поскольку с самого начала процесс гидратации шел необратимо по метастабильной

* Обратная зависимость не обязательна, т. е. возможны закрытые для воды системы с избытком воды.

реакции (4) и после «закрытия» системы и снижения давления до P_5 ассоциация $\text{CuSO}_4\text{—CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ оказалась в поле устойчивости $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, можно предположить, что образовавшаяся ассоциация также метастабильна. Это предположение подтверждается термодинамическим анализом твердофазовых реакций:



отрицательные значения ΔZ_{298} которых указывают, что при 25°C реакции идут вправо; для 70°C картина почти не изменяется. При существенном недостатке воды в системе более вероятно реакция (13). Если же кинетические факторы способствуют протеканию реакции (14), то после завершения образуется смесь $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и избытка CuSO_4 . Такая смесь также термодинамически неустойчива вследствие твердофазовой реакции:



В ходе реакции (13) или последовательных реакций (14) и (15) после расходования $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ давление в системе снова понизится, достигнув равновесной для ассоциации $\text{CuSO}_4 + \text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ величины $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}} = P_3$.

В итоге в случае недостатка воды в системе ($\text{CuSO}_4 : \text{H}_2\text{O} = 2 : 1$) в изотермических условиях образуется не ассоциация $\text{CuSO}_4 + \text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, а $\text{CuSO}_4 + \text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ с соотношением $\sim 1 : 1$ в равновесии с газовой фазой ($P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0,001 \text{ атм}$).

Если же приток воды извне прекратится после поступления несколько большего количества воды (например, 2 молей на 1 моль CuSO_4), то окажется, что при аналогичных исходных P — T -условиях устойчивой будет конечная ассоциация $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} + \text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ в равновесии с газовой фазой ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_2 \approx 0,1 \text{ атм}$).

Термодинамический анализ системы $\text{MgCl}_2\text{—H}_2\text{O}$ и любых других систем с недостатком воды показывает, что возникновение тех или иных равновесных ассоциаций в закрытых системах зависит от содержания воды или от степени насыщенности водой. При постоянном объеме системы обязательно сохраняют газовую фазу, но $P_{\text{H}_2\text{O}}$ и общее давление (в случае достижения механического равновесия) также являются функциями содержания воды.

Равновесие при постоянном давлении. Рассмотрим процессы, протекающие в той же системе ($\text{CuSO}_4 : \text{H}_2\text{O} = 2 : 1$; $T^\circ = 70^\circ\text{C}$; $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_0 = 0,32 \text{ атм}$) при постоянном давлении $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}}$. В момент «закрытия» системы твердые фазы состоят из смеси CuSO_4 и $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, а газовая фаза — из водяного пара. По мере дальнейшего расходования воды на гидратацию в закрытой системе, количество свободной H_2O и флюидной фазы должно уменьшаться, но $P_{\text{H}_2\text{O}}$ остается неизменным. Наконец, после расходования всей свободной воды газовая фаза вообще исчезнет и система станет «сухой», конденсированной, состоящей только из двух твердых фаз: CuSO_4 и $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Ассоциация последних термодинамически неустойчива и в результате твердофазовых реакций (13) или (14) и (15) должна превращаться в равновесную ассоциацию CuSO_4 и $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

Таким образом, при постоянном давлении возникновение определенных равновесных ассоциаций в закрытых системах также зависит от

содержания воды. Единственное отличие от процессов, происходящих при постоянном объеме, — исчезновение газовой фазы.

Проведенный анализ позволяет сделать общий вывод, что при нормальной последовательности реакций гидратации в термодинамическом равновесии могут находиться только смежные по содержанию воды твердые фазы. Любая ассоциация несмежных твердых фаз метастабильна. В закрытых системах при недостатке воды возникновение определенных равновесных ассоциаций зависит при постоянной температуре только от содержания воды и не зависит от того, завершается ли процесс гидратации при постоянном объеме или при постоянном давлении.

Сопоставление процессов гидратации при избытке и недостатке воды

Сравним равновесные ассоциации, образующиеся при гидратации безводного CuSO_4 в условиях $T=T_0$ и $P_s=P_{\text{H}_2\text{O}}=P_0$ (см. рис. 1, А).

При избытке воды равновесной твердой фазой будет кристаллогидрат $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, а при недостатке равновесные твердые фазы зависят от содержания воды. В совершенно безводных системах устойчив

CuSO_4 . При мольных отношениях $0 < \frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CuSO}_4} < 1$ устойчива ассоциация

$\text{CuSO}_4 + \text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$; при $1 < \frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CuSO}_4} < 3$ — $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} + \text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

и при $3 < \frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{CuSO}_4} < 5$ — $\text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O} + \text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. В изобарических

условиях все эти системы должны быть «сухими», т. е. не содержащими свободной воды.

Если насыщенность водой неизвестна, то изучение ассоциаций, возникших при избытке и недостатке воды может привести к ложным выводам о P — T -условиях их образования.

Так, при избытке воды и наличии газовой фазы ($P_s=P_{\text{H}_2\text{O}}=P_0=0,32$ атм) ассоциация $\text{CuSO}_4 + \text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ равновесна при $T=T_3=174^\circ\text{C}$. Та же ассоциация при недостатке воды и отсутствии газовой фазы ($P=0,32$ атм, изобарические условия) равновесна при любой более низкой температуре, например при $T=T_0=70^\circ\text{C}$.

Ассоциация $\text{CuSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O} + \text{CuSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ при том же давлении и избытке воды равновесна при $T=T_2=90^\circ\text{C}$, а при недостатке воды в «сухой» системе равновесие возможно при $T < T_2$.

Образование зональности в однородных по составу толщах может иметь различные причины в случае избытка и недостатка воды.

Рассмотрим толщу безводного CuSO_4 , в которую извне диффундирует водяной пар под давлением $P_{\text{H}_2\text{O}}=P_0$ в изотермических условиях. После поступления определенного количества воды и «закрытия» системы может оказаться, что внешняя часть толщи полностью гидратирована до $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, внутренняя часть состоит из безводного CuSO_4 а промежуточные части представляют собой метастабильную смесь различных количеств CuSO_4 и $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Равновесие в такой толще должно устанавливаться медленно вследствие малой скорости твердофазовых реакций и диффузии. Поэтому вполне вероятно достижение только локального или мозаичного [11, 34] равновесия не во всей толще, а в отдельных ее частях, содержащих различное количество воды. После завершения твердофазовых превращений толща станет зональной, причем в идеальном случае должна наблюдаться последовательность

зон, приведенная в табл. 2. Очевидно, это типичный пример изотермической зональности, образованной только в результате различного содержания воды в каждой зоне. Во всей толще свободной воды нет, но если условия изобаричны, то внешнее давление на твердые фазы поддерживается извне на уровне $P_s = 0,32$ атм.

Таблица 2. Зональность в закрытых и открытых системах

Зона	Равновесные ассоциации	Число молей H_2O на 1 моль $CuSO_4$ в закрытой системе ($T = T_0 = \text{const}$)	Равновесные температуры при избытке H_2O в открытой системе ($P_{H_2O} = P_0 = \text{const}$)
I	$CuSO_4$	0	> 174
II	$CuSO_4 + CuSO_4 \cdot H_2O$	0—1	174
III	$CuSO_4 \cdot H_2O$	1	174—90
IV	$CuSO_4 \cdot H_2O + CuSO_4 \cdot 3H_2O$	1—3	90
V	$CuSO_4 \cdot 3H_2O$	3	90—80
VI	$CuSO_4 \cdot 3H_2O + CuSO_4 \cdot 5H_2O$	3—5	80
VII	$CuSO_4 \cdot 5H_2O$	≥ 5	< 80

Совершенно аналогичная зональность может возникнуть также при избытке воды в изобарических условиях, но при различных температурах в каждой зоне. В табл. 2 приведены равновесные температуры моновариантных и температурные интервалы бивариантных равновесий для тех же ассоциаций при $P_s = P_0 = P_{H_2O} = 0,32$ атм. Естественно, что газовая фаза, состоящая из водяного пара, есть во всех зонах.

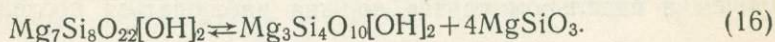
Таким образом, неравномерное распределение воды в толще в случае мозаичного равновесия приводит при постоянной температуре к образованию точно такой же зональности, как и при избытке воды вследствие градиента температуры.

Анализ равновесных минеральных ассоциаций в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при избытке и недостатке воды

Для расчета $P-T$ -кривых реакций гидратации в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ использованы полученные нами ранее [14, 15, 16] согласованные термодинамические величины для талька, антофиллита и серпентина. В этих же работах изложена применяемая нами методика расчетов с введением поправок на изменение объема твердых фаз в ходе реакций (ΔV), изменение теплоемкости веществ с температурой ($C_p = f(T)$), отличия свойств водяного пара от свойств идеального газа (γ_{H_2O}) до 10000 атм по [41, 50].

Образование тех или иных минеральных ассоциаций в данной системе зависит не только от T и P , но и от соотношения $MgO : SiO_2$ в твердой фазе. Ниже мы рассмотрим равновесия в магнезиальных породах с отношением $MgO : SiO_2$, промежуточным между чистым антофиллитом $Mg_7Si_8O_{22}[OH]_2$, с одной стороны, и чистым тальком $Mg_3Si_4O_{10}[OH]_2$ — с другой ($7 : 8 < MgO : SiO_2 < 3 : 4$).

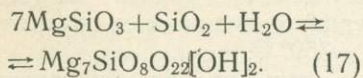
Последовательность реакций гидратации исходной горной породы, сложенной энстатитом с некоторым количеством кварца, довольно сложна и зависит не только от T , P_{H_2O} и количества воды, но и от общего литостатического давления на твердые фазы (P_s). $P-T$ диаграмма, построенная при допущении механического равновесия и $P_s = P_f = P_{H_2O}$ (рис. 3) разделяется на два поля кривой твердофазовой реакции:



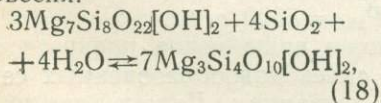
В области высоких температур и сравнительно низких давлений устойчив антофиллит; в области высоких давлений антофиллит метастабилен и распадается на устойчивую ассоциацию тальк + энстатит. Поэтому, если гидратация происходит при низких и умеренных давлениях, должны возникнуть равновесные ассоциации с антофиллитом, а при высоких давлениях — без него.

Если вода содержится в избытке и ее парциальное давление поддерживается на постоянном уровне извне, то последовательность реакций гидратации в изобарических условиях определяется только снижением температуры.

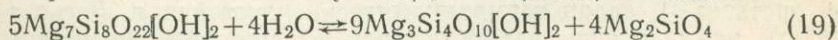
В поле устойчивости антофиллита, например при $P_S = P_f = P_{H_2O} = 2000 \text{ атм}$, при снижении температуры до $t_1 \sim 770^\circ \text{C}$ начнется реакция энстатита с кварцем и избытком воды:



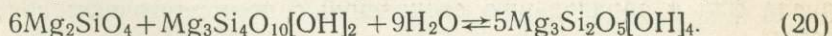
Ниже моновариантной кривой этой реакции в интервале $770\text{—}740^\circ \text{C}$ устойчив новообразованный антофиллит с остатком непрореагировавшего кварца. При $t_2 \sim 740^\circ \text{C}$ изобара 2000 атм пересекает следующую кривую моновариантного равновесия:



ниже которой кварц неустойчив. В интервале $740\text{—}680^\circ \text{C}$ устойчив новообразованный тальк с остатком антофиллита. При $t_3 \sim 680^\circ \text{C}$ начинается распад антофиллита:

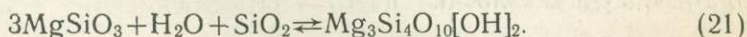


и до $t_4 \sim 510^\circ \text{C}$ устойчива ассоциация талька с форстеритом. Процесс гидратации при избытке воды завершается образованием серпентина:



Ниже $P - T$ -кривой реакции (20) устойчива ассоциация новообразованного серпентина с остатком талька.

В поле метастабильности антофиллита, например при $P_S = P_f = P_{H_2O} = 5000 \text{ атм}$, процесс гидратации начнется при $t_5 \sim 780^\circ \text{C}$ образованием талька вследствие взаимодействия энстатита с кварцем в условиях избытка воды:



В интервале $780\text{—}695^\circ \text{C}$ устойчива ассоциация новообразованного талька с остатком энстатита. При $t_6 \sim 695^\circ \text{C}$ изобара 5000 атм пересекает следующую кривую моновариантного равновесия:

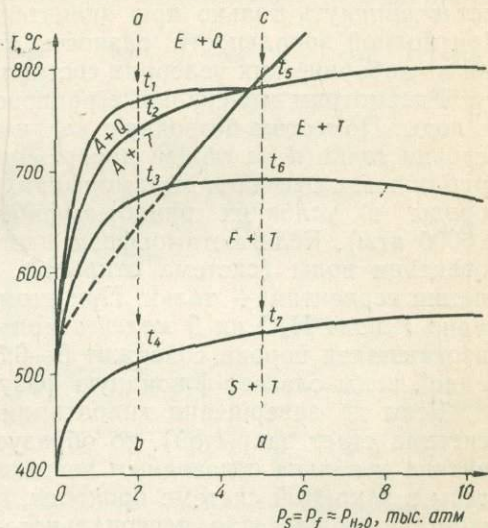
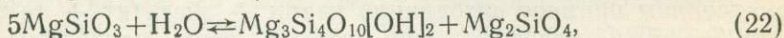


Рис. 3. Диаграмма полей устойчивости метаморфических минералов в породах с $\text{MgO}:\text{SiO}_2 > 3:4$ при избытке воды.

A — антофиллит, E — энстатит, F — форстерит, Q — кварц, S — серпентин, T — тальк.

ниже которой энстатит неустойчив. В интервале 695—540° С устойчива ассоциация новообразованного форстерита с тальком. При $t_7 \sim 540^\circ \text{C}$ начинается реакция форстерита с тальком (20), ниже моновариантной кривой которой новообразованный серпентин находится в равновесии с остатком талька.

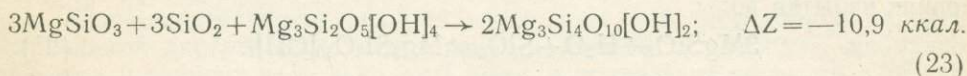
P — T -кривые реакций гидратации (17—20) и (20—22) характеризуются нормальной последовательностью, свойственной детально рассмотренным процессам гидратации CuSO_4 или MgCl_2 .

Из диаграммы (см. рис. 3) видно, что при «гидротермальном» метаморфизме магнезиальных пород в условиях избытка воды зональность [энстатит + кварц] \rightarrow [энстатит + тальк] \rightarrow [[форстерит + тальк] \rightarrow [тальк + серпентин] \rightarrow] или [энстатит + кварц] \rightarrow [антофиллит + кварц] \rightarrow [антофиллит + тальк] \rightarrow [форстерит + тальк] \rightarrow [тальк + серпентин] может возникнуть только при значительном температурном градиенте. При полной зональности разность температур внешней и внутренней зон в изобарических условиях составляет $\sim 350^\circ \text{C}$.

Рассмотрим минеральные равновесия в этих породах при недостатке воды. Поместим безводную кварц-энстатитовую ассоциацию в P — T -условия точки d на общей диаграмме (рис. 3). В природе эти условия приближенно отвечают метаморфизму магматической габбро-диоритовой породы в условиях эпидот-амфиболитовой фации ($T = 450^\circ \text{C}$, $P = 5000 \text{ атм}$). Если метаморфизм идет до конца при вполне подвижном поведении воды (система открыта), то образуется равновесная ассоциация серпентин + тальк. При этом на гидратацию расходуется примерно 1 моль H_2O на 5 молей твердых компонентов ($\text{SiO}_2 + \text{MgO}$); образовавшаяся порода содержит 6—6,5% (весовых) воды. Избыток свободной воды слагает флюидную фазу и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000 \text{ атм}$.

Если до завершения гидратации приток воды извне прекратится (система стает закрытой), то образуется смесь новообразованных серпентина и талька с исходным энстатитом и кварцем. Дальнейшие процессы в закрытой системе проходят, по-видимому, при постоянном давлении, поскольку для регионального метаморфизма резко различные давления на твердые и флюидные фазы маловероятны [38]. После расходования на гидратацию оставшегося в поровом пространстве флюида должна возникнуть «сухая» порода, не содержащая свободной воды. По аналогии с системой CuSO_4 — H_2O ассоциация серпентин + тальк + энстатит + кварц термодинамически неустойчива. Легко также показать, что появление четырехфазной ассоциации в бивариантном поле трехкомпонентной системы противоречит правилу фаз. Поэтому должны проходить необратимые твердофазовые реакции, ведущие к уменьшению числа фаз и образованию соединений с промежуточным содержанием воды.

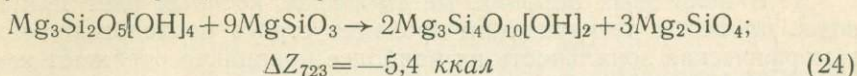
При содержании воды в гидратируемой породе до $\sim 2\%$, или 1 моля H_2O на 15 молей $\text{SiO}_2 + \text{MgO}$, после «закрытия» системы окажется избыток исходных кварца и энстатита. Метастабильность ассоциации энстатит + кварц + серпентин + тальк подтверждает термодинамический расчет твердофазовой реакции:



После исчезновения серпентина в равновесии окажется новообразованный тальк с реликтовыми энстатитом и кварцем. Заметим, что в рассмотренном примере ассоциация кварц + энстатит + тальк устойчива при $T = 450^\circ \text{C}$, тогда как при избытке воды равновесная $T = 780^\circ \text{C}$.

Дальнейший анализ приводит к заключению, что эта ассоциация устойчива при любой температуре ниже 780°C , если содержание воды не превышает 2%.

При содержании воды от 2 до $\sim 4\%$ после «закрытия» системы, завершения гидратации и исчезновения флюидной фазы, возникнет метастабильная ассоциация серпентин + тальк + энстатит, преобразующаяся в результате твердофазовой реакции:



в устойчивую ассоциацию тальк + энстатит + форстерит.

Таким образом, в изобарно-изотермических условиях критерием, определяющим возникновение тех или иных равновесных ассоциаций в закрытых системах, является только содержание воды. При различном содержании воды в отдельных участках метаморфизирующейся толщи безводных ортопород в случае мозаичного (локального) равновесия может возникнуть зональность (рис. 4), совершенно аналогичная температурной зональности в тех же породах при избытке воды.

Следует отметить, что полученные выводы справедливы только при достижении термодинамического равновесия. Однако в природе часто наблюдаются метастабильные соединения и ассоциации, сохраняющиеся длительное время благодаря кинетическим факторам. Высокие энергии активации и крайне малые скорости характерны для твердофазовых реакций, без осуществления которых невозможно достижение равновесия в системах с недостатком воды. Поэтому наличие неравновесных минеральных ассоциаций также может свидетельствовать о недосыщенности метаморфизирующихся пород водой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение совокупности геологических данных, общих теоретических соображений и термодинамический анализ синтетических и природных систем позволяют сделать вывод о том, что в условиях избытка и недостатка воды метаморфизм пород будет идти по-разному, так как в закрытых для воды системах возникновение тех или иных минеральных ассоциаций зависит от содержания воды.

Поэтому парагенетический анализ минеральных ассоциаций пород без учета возможной степени насыщения пород водой может приводить к ложным петрологическим выводам. Так, в условиях эпидот-амфиболитовой фации в случае недостатка воды не исключено возникновение

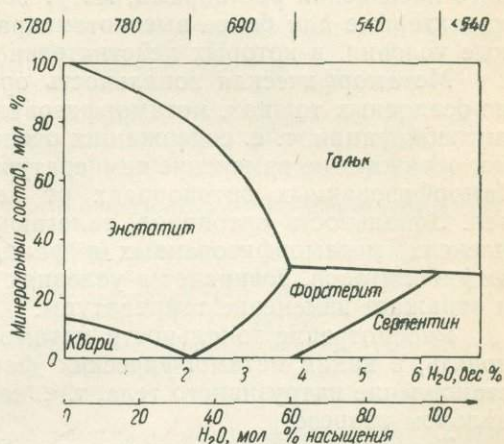


Рис. 4. Схема зональности, возникающей при мозаичном равновесии в породах с $\text{MgO} : \text{SiO}_2 = 7 : 8$ вследствие различного содержания воды (или степени насыщенности водой).

Условия метаморфизма изотермично-изобаричны и отвечают точке *a* на рис. 3 ($T = 450^{\circ}\text{C}$; $P = 5000 \text{ атм}$). В верхней части диаграммы показаны равновесные температуры каждой зоны при избытке воды в изобарических условиях ($P_S = P_{\text{H}_2\text{O}} = 5000 \text{ атм}$).

минеральных парагенезисов, свойственных условиям амфиболитовой фации, и выводы о температурах по этим парагенезисам будут ошибочными.

Проведение парагенетического анализа с учетом особенностей метаморфизма в условиях избытка либо недостатка воды позволяет сделать ряд выводов.

1. В пелитовых породах, метаморфизм которых идет при избытке воды, процессы дегидратации проходят строго последовательно, и метаморфическая зональность их наиболее правильно отражает изменение температурных условий при прогрессивном метаморфизме.

2. Степень метаморфизма ортопород часто не совпадает с таковой парапород. Вероятно, это несоответствие является следствием разного насыщения этих пород растворами. В ортопородах, в условиях недостаточного насыщения растворами, могут возникать минеральные ассоциации, характерные для более высокотемпературных условий, чем те фациальные условия, в которых действительно происходил их метаморфизм.

Метаморфическая зональность ортопород, залегающих в эффузивно-осадочных толщах, метаморфизованных в амфиболитовой или гранулитовой фации, т. е. содержащих очень мало несвязанной воды, вероятно, отражает не изменение температуры, а разное количество воды в метаморфизованных ортопородах от периферии к центру интрузивных тел. Зональность ортопород, залегающих в эффузивно-осадочных комплексах, метаморфизованных в фациях зеленых сланцев или эпидот-амфиболитовой, возникает в условиях хорошего насыщения растворами и отражает изменение температуры.

Рассмотрение зональности метаморфизованных ортопород помогает понять, в каких метаморфических фациальных условиях происходило становление интрузивного тела, т. е. каково место интрузии в геосинклинальном разрезе.

Термодинамический анализ метаморфической зональности может быть полезен также в тех случаях, когда неясен вопрос о том, является ли данная порода осадочной или магматической. Возможным дополнительным критерием для отнесения к ортопородам сильно измененных метаморфизованных пород является частое чередование ассоциаций минералов, относимых к различным фациям метаморфизма и возникающих в условиях различного количества воды.

3. Карбонатные породы, метаморфизм которых также мог происходить в условиях недостатка воды, не могут, вероятно, служить надежным критерием для выделения по ним метаморфических фаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атертон М. П. Природа метаморфизма. «Мир», М., 1967.
2. Барт Г. Теоретическая петрология. ИЛ, М., 1956.
3. Бетехтин А. Г. Минералогия, Изд-во геол. лит., М., 1950.
4. Великославинский Д. А. и др. — Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1957, 7.
5. Воробьева О. А. и др. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Изд-во АН СССР, 1962.
6. Гаррелс Р. Минеральные равновесия. ИЛ, М., 1962.
7. Дроздовская А. А., Мельник Ю. П. — Атомная энергия, 1966, 21, 6, 483.
8. Елисеев Н. А. Метаморфизм. Изд-во ЛГУ, 1959.
9. Кицун В. И. — Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1959, 8.
10. Коржинский Д. С. — Зап. Мин. об-ва, 1936, серия 2, 65, 2.
11. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, 1957.
12. Коржинский Д. С. — Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1960, 14.

13. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. «Наука», М., 1965.
14. Мельник Ю. П. — ДАН УРСР, 1968, 6.
15. Мельник Ю. П., Оноприенко В. Л. — Конституция и свойства минералов, «Наукова думка», К., 1968, 3.
16. Мельник Ю. П., Оноприенко В. Л. — ДАН УРСР, 1968, 5.
17. Неелов А. Н. — Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1957, 7.
18. Никитина Л. П. — Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1959, 8.
19. Николаев В. А. — Изв. АН СССР, 1947, сер. геол., 4.
20. Николаев В. А., Доливо-Добровольский В. В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолиздат, М., 1961.
21. Орса В. И. Гнейсово-мигматитовая формация и гранитоиды центральной части среднего Приднепровья. Автореферат канд. дисс., К., 1967.
22. Пинус Г. В. и др. — Тр. Тувинской жемлексной экспедиции, 1955, 2.
23. Семененко Н. П. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 1956.
24. Семененко Н. П. Метаморфизм подвижных зон. «Наукова думка», К., 1966.
25. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа, Госгеолиздат, М., 1952.
26. Соловьев С. П. — Зап. Всес. мин. об-ва, 1958, 87, 6.
27. Судовиков Н. Г. — Тр. 17 МКК, Северная экскурсия, Карельская АССР, М.—Л., 1937.
28. Судовиков Н. Г. — Тр. Лен. геол. управ. Госгеолиздат, М., 1939, 19.
29. Судовиков Н. Г. — Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1954, 4.
30. Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ, 1964.
31. Судовиков Н. Г. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. «Наука», М., 1965.
32. Танатар-Бараш З. И. и др. — Изв. АН СССР, 1964, сер. геол., 24, 7.
33. Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, М., 1951.
34. Томпсон Дж. Б. Геохимические исследования. ИЛ, М., 1961.
35. Трусова И. Ф. — Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, 92.
36. Усенко И. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Изд-во АН УССР, К., 1958.
37. Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы западного Приазовья. Изд-во АН УССР, К., 1960.
38. Файф У. и др. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, М., 1962.
39. Харкер А. Метаморфизм. ИЛ, М., 1937.
40. Эйтель В. Физическая химия силикатов. ИЛ, М., 1962.
41. Anderson G. M. — *Geochem. Cosmochem. Acta*, 1964, 28, 713.
42. Barrow G. — *Quart. J. Geol. Soc. Bd.* 1893, 49.
43. Barth T. F. W. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1936, 47.
44. Bowen N. L. — *J. Geol.*, 1940, 48, 3.
45. Buddington A. F. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1963, 74, 9.
46. Eskola P. — *Bull. Comm. Geol. Finl.*, 1914, 40.
47. Eskola P. — *Die metamorphen Gesteine*, Berlin, 1939.
48. Fyfe W. S. — *Amer. J. Sci.*, 1962, 260, 460.
49. Goldschmidt V. M. — *Mat. Naturv. Oslo, Vidensk.*, 1911, 11.
50. Holser W. T. — *J. Phys. Chem.*, 1954, 58, 316.
51. James H. L. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1955, 66, 12.
52. Poldevaart A. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1953, 64, 3.
53. Read H. H. — *Miner. Mag.*, 1934, 23, 145.
54. Roques M. — *Mem. serv. carte Geol. France*, 1941.
55. Thompson J. — *Amer. J. Sci.*, 1955, 253, 2.
56. Tilley C. E. — *Geol. Mag.*, 1924, 61.
57. Turner F. J. — *Amer. J. Sci.*, 1935, 29.
58. Turner F. J. — *Geol. Mag.*, 1938, 75, 160.
59. Vogt M. — *Sulit. Geol. Petr. Norges*, Oslo, 1927.
60. Weeks W. — *J. Geol.*, 1956, 64, 5.
61. Yoder H. S. — *Amer. J. Sci.*, 1952, Bowen vol., II, 569.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫХ СЛАНЦЕВ ПРИАЗОВЬЯ

*(на примере железорудных месторождений Мариупольского
и Корсак-Могила)*

Е. Б. ГЛЕВАССКИЙ, К. Е. ЕСИПЧУК, В. А. ЦУКАНОВ

В состав железисто-кремнистой формации Приазовского блока Украинского щита входят своеобразные метаморфические породы, состоящие из высокожелезистых силикатов (пироксенов, фаялита, граната), кварца и зачастую мало отличающиеся по валовому содержанию железа от рудных пироксено-магнетитовых кварцитов. Породы, отнесенные к этой группе, отмечались ранее отдельными исследователями Приазовья как гиперстениты [9] или безрудные метасилиты [5]. Нам представляется более удачным название железисто-силикатные сланцы, на более точно определяющее как состав этих пород, так и их генезис.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Характеризуемые породы распространены в Приазовье сравнительно слабо, встречаясь только в разрезах железисто-кремнистых формаций. Лучше всего они представлены в районе Стульневских магнитных аномалий, по рр. Токмаку и Берде, на железорудных месторождениях Корсак-Могила и Мариупольском.

В пределах рудного поля последнего благодаря значительному объему бурения наиболее четко устанавливается положение этих пород внутри суперкрустальной толщи и их отличие от близких по составу контактовых образований, которые здесь не рассматриваются. Разрез месторождения (неполная мощность 0,5 км) делится на три части. Нижняя — представлена преобладающими в разрезе амфиболо-пироксено-плаггиоклазовыми гнейсами с подчиненными прослоями (до 4 м) пироксеновых и гранато-пироксеновых (часто с фаялитом) сланцев и кварцитов. В средней части разреза залегают пироксено-магнетитовые кварциты, переслаивающиеся с амфиболо-пироксено-плаггиоклазовыми гнейсами и редкими маломощными (до 1 м) прослоями железисто-силикатных сланцев в периферической частях толщи. Наибольшее развитие железисто-силикатных сланцев установлено в верхней части разреза, где отмечаются их неоднократно повторяющиеся пласты (до 10 м), переслаивающиеся с карбонатными породами, графитсодержащими и амфиболо-пироксено-плаггиоклазовыми гнейсами.

Основание описанного разреза неизвестно — всюду суперкрустальные образования сменяются мигматитами. Мигматитизация и гранитизация охватили все разновидности указанных пород и особенно интенсивно — амфиболо-пироксено-плаггиоклазовые гнейсы.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Железисто-силикатные сланцы представлены как яснополосчатыми, так и массивными разностями мелко- и среднезернистыми, реже до грубозернистых, состоящими из прослоев мощностью 2—10 мм с резким преобладанием одного из минералов — пироксена, кварца, граната и, реже, фаялита. В диафорированных разностях обычны амфиболы и биотит, являющиеся иногда главными породообразующими минералами. Цвет сланцев серый и темно-серый с зеленоватым оттенком; фая-

литсодержащие разности приобретают специфическую желтоватозеленую окраску.

Преобладающая составная часть характеризуемых пород — силикаты — от 95 до 20—30%. В последнем случае они уже близки к силикатным кварцитам. По преобладающему силикатному минералу можно выделить пироксеновые, фаялитовые, амфиболитовые и биотитовые железистые сланцы, связанные промежуточными по составу разностями.

Наиболее характерны существенно ортопироксеновые разности, отличающиеся крупнозернистым и даже грубозернистым сложением, и

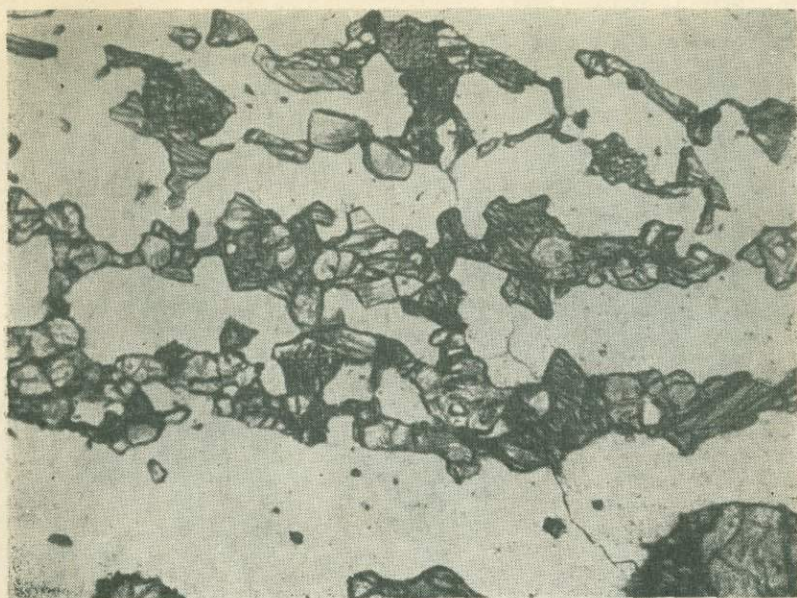


Рис. 1. Микрополосчатость в гранато-пироксено-кварцевом кристаллическом сланце. При одном никеле, $\times 40$.

фаялит-ортопироксеновые, обычно мелкозернистые, содержащие большее количество кварца. Первые состоят из субпараллельных крупных (0,5—2 см) зерен ортопироксена с многочисленными пойкилитовыми включениями кварца, пирротина и, реже, магнетита. Рудные включения иногда сгруппированы и тогда подчеркивают микрополосчатость породы. Вторые — чаще и состоят из объединяющихся в прослой мелких зерен фаялита (до 30%), заключенных иногда в более крупные зерна ортопироксена. Полосчатость породы подчеркивается линзовидными и прожилковидными прослоями кварца (рис. 1).

Описанные разновидности часто содержат переменное количество граната, не превышающее обычно 30%, и пирротина, слагающего иногда маломощные (до 1—3 мм) прослой. Магнетит, как правило, редок и наблюдается в количестве до 15% главным образом в переходных к пироксено-магнетитовым кварцитам разностях. Моноклинный пироксен чаще гистерогенный, изредка образует самостоятельные маломощные прослой.

Значительно реже (месторождение Корсак-Могила) наблюдаются гранато-жедрито-гиперстеновые сланцы. Ортопироксен здесь также преобладает (60—90%), содержание жедрита не превышает 22%, а граната — колеблется в пределах 5—18%. Кроме того, в составе этих пород есть куммингтонит, магнетит, ильменит и шпинель.

Гранато-биотитовые сланцы состоят в основном из крупночешуйчатого биотита, в котором заключены отдельные крупные зерна и гнезда граната.

Иногда на периферии относительно мощных пластов железисто-силикатных сланцев, на границе их с магматитами, наблюдается отчетливо выраженная зональность, заключающаяся в смене пироксеновых и фаялито-пироксеновых сланцев амфиболо-пироксеновыми, амфиболовыми и, наконец, биотитовыми (с гранатом или без него). Переходы между оливино-пироксеновыми и амфиболовыми разностями постепен-

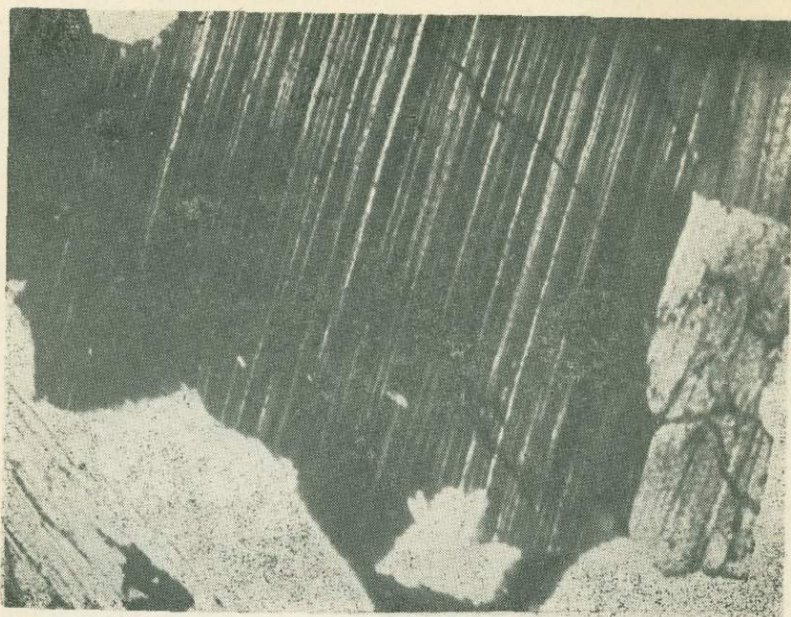


Рис. 2. Зерно ортопироксена с пластинчатыми вростками моноклинного пироксена. При двух николях, $\times 80$.

ные, граница же последних с биотитовыми сланцами более резкая. Следует отметить, что упомянутые выше амфиболовые и биотитовые сланцы сравнительно широко представлены лишь в пределах месторождения Корсак-Могила, где наиболее отчетливо выражены явления гранитизации и диафтореза.

Ортопироксен в составе железисто-силикатных сланцев образует крупные призматические зерна, располагающиеся субпараллельно. В искусственных шлихах удлиненно-призматические обломки его окрашены в кремовые, буроватые и зеленовато-серые тона, а под микроскопом они обычно обнаруживают четкий плеохроизм от бледно-зеленого по Ng до кремво-розового и розового по Nr.

Характерная особенность ортопироксенов из железисто-силикатных сланцев Мариупольского месторождения — наличие в них многочисленных пластинчатых вростков, располагающихся параллельно плоскости (100) (рис. 2). По данным химического анализа (табл. 1), ортопироксены с вростками отличаются несколько повышенными содержаниями CaO (до 2,11%), что подтверждает принадлежность этих вростков обогащенному кальцием моноклинному пироксену [14, 15]. Химический анализ обнаруживает в некоторых разновидностях ортопироксенов повышенные содержания глинозема (до 5,89%). Именно эти разновидности

Таблица 1. Химический состав и физические свойства пироксенов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46,14	46,20	47,71	47,96	48,50	50,18
TiO ₂	0,05	0,15	0,10	0,31	0,12	0,08
Al ₂ O ₃	0,65	0,89	0,23	5,89	0,50	1,07
Fe ₂ O ₃	2,76	0,18	0,20	1,73	1,45	1,75
FeO	42,02	46,19	39,74	22,89	25,81	14,97
MnO	0,07	0,14	1,56	0,06	0,07	0,85
MgO	6,55	3,46	8,40	19,31	3,32	9,70
CaO	1,12	2,11	0,90	0,07	18,60	20,27
Na ₂ O	0,20	0,08	0,17	0,20	0,36	0,33
K ₂ O	0,02	Следы	0,03	0,03	Следы	0,08
P ₂ O ₅	0,10	0,17	0,11	0,11	0,13	0,09
H ₂ O ⁻	0,02	—	0,04	0,08	—	0,02
П. п. п.	0,67	0,89	1,05	1,54	1,45	0,84
Сумма	100,37	100,46	100,24	100,18	100,31	100,23
Удельный вес	—	—	3,785	3,516	—	3,465
Ng	1,761	1,771	1,769	1,720	1,751	1,734
Np	1,744	1,752	1,754	1,704	1,726	1,708
2V	-87°	+89°	-68°	-54°	+60°	—
Общая железистость	79,1	88,3	73,5	41,6	82,3	50,1

Кристаллохимические формулы:

- $(\text{Fe}_{1,48}^{+2} \text{Mg}_{0,41} \text{Fe}_{0,05}^{+3} \text{Ca}_{0,05} \text{Na}_{0,01})_{2,0} (\text{Si}_{1,92} \text{Al}_{0,03} \text{Fe}_{0,04}^{+3})_{2,0} \text{O}_6$.
- $(\text{Fe}_{1,64}^{+2} \text{Mg}_{0,22} \text{Fe}_{0,01}^{+3} \text{Ca}_{0,10} \text{Al}_{0,02} \text{Na}_{0,01})_{2,0} (\text{Si}_{1,97} \text{Al}_{0,03})_{2,0} \text{O}_6$.
- $(\text{Fe}_{1,37}^{+1} \text{Mg}_{0,52} \text{Mn}_{0,06} \text{Ca}_{0,04} \text{Fe}_{0,01}^{+3} \text{N}_{0,01})_{2,01} (\text{Si}_{1,98} \text{Al}_{0,02})_{2,0} \text{O}_6$.
- $(\text{Fe}_{0,73}^{+2} \text{Mg}_{1,10} \text{Fe}_{0,05}^{+3} \text{Al}_{0,10} \text{Ti}_{0,01} \text{Na}_{0,01})_{2,0} (\text{Si}_{1,83} \text{Al}_{0,17})_{2,0} \text{O}_6$.
- $(\text{Ca}_{0,32} \text{Mg}_{0,20} \text{Fe}_{0,89}^{+2} \text{Fe}_{0,04}^{+3} \text{Na}_{0,03} \text{Al}_{0,01})_{1,99} (\text{Si}_{1,96} \text{Al}_{0,01})_{2,0} \text{O}_6$.
- $(\text{Ca}_{0,84} \text{Mg}_{0,56} \text{Fe}_{0,49}^{+2} \text{Fe}_{0,05}^{+3} \text{Mn}_{0,03} \text{Na}_{0,02})_{1,96} (\text{Si}_{1,96} \text{Al}_{0,05})_{2,0} \text{O}_6$.

1 — эулит из гранато-эулито-кварцевого сланца, обр. 1279п-49; Мангушское м-ние (аналитик Е. В. Романишина); 2 — эулит из двупироксено-гранато-фаялито-кварцевого сланца, обр. 1336п-49; Мангушское м-ние (аналитик Л. А. Услонцева); 3 — эулит из двупироксенового сланца, жедрито-гиперстенового сланца, обр. С-368; Корсак-Могила (аналитик Л. А. Стеценко); 5 — ферр-обр. Тар-2; в. Юшанлы у с. Тарасовки (аналитик Л. А. Стеценко); 4 — гиперстен из гранато-роавгит из двупироксено-гранато-фаялито-кварцевого сланца, обр. 1336п-49; Мариупольское м-ние (аналитик Л. А. Услонцева); 6 — авгит из двупироксенового сланца, обр. Тар-2 (аналитик Л. А. Стеценко).

характеризуются наиболее отчетливым плеохроизмом, что подтверждает мнение некоторых исследователей о связи плеохроизма гиперстенов с их глиноземистостью.

Показатели преломления ортопироксенов колеблются в таких пределах: Ng=1,720—1,771, Np=1,704—1,752, Ng—Np=0,016—0,019. Общая железистость (по данным химических анализов) составляет 41,6—88,3%, т. е. породы изменяются по составу от гиперстена до эулита. Угол оптических осей равен обычно (—54)—(—70°), а в наиболее железистых разностях увеличивается до (—80)±(—90) и даже до +88°. Нередко отмечается косое угасание. Высокожелезистые ортопироксены характеризуются весьма сильной дисперсией оптических осей: $v > r$.

Ортопироксен замещается роговой обманкой, жедритом и куммингтонитом. Наблюдаются различные стадии замещения: от появления каемок или вrostков амфибола до образования псевдоморфоз или гломеробластовых скоплений вновь образованного минерала, иногда вмещающего реликты гиперстена.

Моноклинный пироксен представлен двумя морфологическими типами: тончайшими пластинчатыми вростками в ортопироксенах (оптические константы этих вростков определить не удалось) и самостоятельными зернами (до 0,6 мм), иногда группирующимися в прослой; содержание последних обычно не превышает 10—15%. В искусственных шлихах неправильные обломки клинопироксена имеют яркую зеленую с синеватым оттенком окраску, а в шлифах он светло-зеленый без отчетливого плеохроизма. Характерны отдельности по (100) и (001) и чрезвычайно тонкие полисинтетические двойники или пластинчатые вросстки по (100), оптическая характеристика которых не установлена.

По химическому составу (см. табл. 1) моноклинный пироксен отличается повышенным содержанием ферросилитового компонента (27,9—47,7%). На диаграмме Хесса [2] фигуративные точки проанализированных клинопироксенов ложатся на границе полей ферросалита и ферроавгита. Величина показателей преломления: $N_g=1,734-1,752$, $N_p=1,708-1,725$, $N_g-N_p=0,026-0,027$. Общая железистость, по данным химических анализов, изменяется в пределах 50,1—82,3%. Угол $2V=(+59)-(+61^\circ)$, а cNg колеблется от 44 до 47° и в единичных случаях составляет 40—42°.

Фаялит представлен как полигональными изометричными зернами (до 0,1 мм в диаметре), группирующимися в мономинеральные полосы, так и неправильными, обычно несколько вытянутыми, погруженными в более крупные зерна ортопироксена. В искусственных шлихах оливин медово-желтый, в шлифах — слабо буроватый. Характерна средняя спайность по (010). Угол $2V=(-55)-(-58^\circ)$, со значительной дисперсией оптических осей: $r > v$.

Химический состав фаялита и некоторые кристаллооптические константы его приведены в табл. 2 (анализ 5).

Фаялит замещается моноклинным пироксеном и, реже, гранатом. Соотношения его с ортопироксеном не ясны.

Гранат образует изометричные зерна до 2—3 мм в диаметре, а иногда и крупнее; встречаются скопления более мелких зерен. Крупные зерна граната иногда переполнены шестоватыми включениями куммингтонита, жедрита и гиперстена или чешуйками биотита. Содержит также включения магнетита, пирротина и кварца.

В зернах гранат розовый и красновато-розовый, в шлифе бесцветный или бледно-розовый.

Величина светопреломления граната составляет 1,793—1,806. Общая железистость изменяется в пределах 68,7—90,6%.

По данным химического анализа (см. табл. 2), в составе гранатов резко преобладает алмандиновый компонент (65,7—75,2%). Содержание пиропового компонента наиболее высокое (31%) в гранате из гранато-жедрито-гиперстенового сланца Корсак-Могилы и значительно ниже — в гранатах из Мариупольского месторождения (8,5—11,2%).

Жедрит в железисто-силикатных сланцах встречается редко. Представлен он удлинёнными, шестоватыми зернами (0,5—1 мм), которые развиваются по гиперстену. В зернах для него характерна зеленовато-серая окраска; в шлифе жедрит слабоокрашен, с еле заметным плеохроизмом от светло-желтого, почти бесцветного по N_p до бледного желтовато-коричневого по N_g ; $N_g=1,678$, $N_p=1,661$. Общая железистость — 39,0%. Угол $2V=(-75)-(-80^\circ)$. Химический состав жедрита приведен в табл. 2.

Куммингтонит образует широкие призматические sdвойникованные кристаллы, развивающиеся по гиперстену, и тонковолокнистые веерообразные и сноповидные агрегаты. Оптические константы куммингтонита

Таблица 2. Химический состав и физические свойства гранатов, жедрита, фаялита и биотита

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,16	38,36	39,70	42,66	30,19	38,25
TiO ₂	0,04	0,18	0,05	0,39	0,20	2,87
Al ₂ O ₃	16,47	21,37	18,58	14,78	—	16,37
Fe ₂ O ₃	4,63	0,84	2,14	1,34	1,60	3,06
FeO	30,23	29,81	30,73	18,57	65,20	15,41
MnO	1,42	0,11	0,21	0,04	0,14	0,01
MgO	2,68	7,79	1,95	17,32	1,65	11,49
CaO	6,60	0,91	5,18	0,21	0,80	0,63
Na ₂ O	0,12	0,20	0,26	1,54	0,08	0,53
K ₂ O	0,30	0,08	0,11	0,04	Следы	8,45
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,10	0,23	0,12	0,11
F	—	0,03	—	0,30	—	0,06
H ₂ O ⁻	—	0,06	—	0,05	—	0,10
П. п. п.	0,73	0,28	1,10	2,92	0,15	2,74
Сумма	100,47	100,19	100,11	100,39	100,13	100,08
Удельный вес	—	4,087	—	3,279	—	3,006
<i>n</i> , <i>Ng</i>	1,803	1,793	1,804	1,678	1,865	—
<i>Np</i>	—	—	—	1,661	1,820	—
Общая железистость	88,2	68,7	90,6	39,0	95,8	46,9

Компонентный состав гранатов:

Альмандин	65,7	66,3	75,2
Пироп	11,2	31,0	8,5
Андрадит	19,7	2,7	6,9
Гроссуляр	—	—	9,1
Спелсартин	3,4	—	0,3

Кристаллохимические формулы:

- $(\text{Fe}_{1,94}^{+2}\text{Ca}_{0,58}\text{Mg}_{0,33}\text{Mn}_{0,10}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,03})_{8,0}(\text{Al}_{1,56}\text{Fe}_{0,29}^{+3}\text{Fe}_{0,12}^{+2})_{2,0}\text{Si}_3\text{O}_{12}$.
- $(\text{Fe}_{1,94}^{+2}\text{Mg}_{0,91}\text{Ca}_{0,08}\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,01})_{2,97}(\text{Al}_{1,97}\text{Fe}_{0,05}^{+3}\text{Ti}_{0,01})_{2,03}\text{Si}_3\text{O}_{12}$.
- $(\text{Fe}_{2,20}^{+2}\text{Ca}_{0,47}\text{Mg}_{0,25}\text{Mn}_{0,01}\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,01})_{2,98}(\text{Al}_{1,88}\text{Fe}_{0,14}^{+3})_{2,02}\text{Si}_3\text{O}_{12}$.
- $(\text{Mg}_{3,65}\text{Fe}_{2,20}^{+2}\text{Na}_{0,43}\text{Ca}_{0,03}\text{Fe}_{0,14}^{+3}\text{Ti}_{0,04}\text{Al}_{0,51})_{7,0}(\text{Si}_{6,04}\text{Al}_{1,86})_{8,0}(\text{OH}_{1,87}\text{F}_{0,13})_{2,0}$.
- $(\text{Fe}_{1,81}^{+2}\text{Mg}_{0,08}\text{Fe}_{0,04}^{+3}\text{Ca}_{0,03}\text{Ti}_{0,01}\text{Na}_{0,01})_{1,98}\text{SiO}_4$.
- $(\text{K}_{0,81}\text{Na}_{0,07}\text{Ca}_{0,05}\text{H}_3\text{O}_{0,10})_{1,03}(\text{Mg}_{1,30}\text{Fe}_{0,98}^{+2}\text{Fe}_{0,17}^{+3}\text{Ti}_{0,16}\text{Al}_{0,38})_{2,9}(\text{OH}_{1,24}\text{F}_{0,01}\text{O}_{0,75})_{2,0}(\text{Si}_{2,91}\text{Al}_{1,09}\text{O}_{10})$.

1 — гранат из двупироксено-гранато-фаялито-кварцевого сланца, обр. 1336п-49, Мариупольское м-ние (аналитик Е. В. Романишина); 2 — гранат из гранато-жедрито-гиперстенового сланца, обр. С-368, Корсак-Могила (аналитик Л. А. Стеценко); 3 — гранат из гранато-эулитно-кварцевого сланца, обр. 1279п-49, Мариупольское м-ние (аналитик Е. В. Романишина); 4 — жедрит из гранато-жедрито-гиперстенового сланца, обр. С-368, Корсак-Могила (аналитик Л. А. Стеценко); 5 — фаялит из двупироксено-гранато-фаялито-кварцевого сланца, обр. 1336п-49, Мариупольское м-ние (аналитик Л. А. Услонцева); 6 — биотит из гранато-биотитового сланца, обр. С-368/1, Корсак-Могила (аналитик Л. А. Стеценко).

из призматических кристаллов ($cNg=17^\circ$, $2V=-89^\circ$, $Ng-Np=0,036$) свидетельствуют о довольно высокой его железистости ($f=60\%$); волокнистый куммингтонит несколько менее железистый.

Биотит в составе гранато-гиперстеновых и амфиболо-гранато-гиперстеновых сланцев встречается редко и образует очень мелкие чешуйки бурого цвета, замещающие гранат и амфиболы. Ю. Ир. Половинкина [9] обнаружила в пегматоидном гиперстенисте из Каменной Могилы ярко-

зеленый биотит с общей железистостью 70,5%; его максимальный показатель преломления — 1,653.

Биотит в гранато-биотитовых сланцах образует крупные (до 1,2—1,8 мм) бурые листочки с субпараллельной ориентировкой, плавно огибающие зерна граната. Отмечается замещение биотита кварцем с образованием симплектитовой структуры.

В табл. 2 приведен химический анализ биотита из гранато-биотитового сланца (скв. 368, Корсак-Могила).

Кварц образует линзовидные, прожилковидные, часто плейчастые прослой, в составе которых он представлен изометричными зернами с полигональными и извилистыми очертаниями. Характерны также мел-

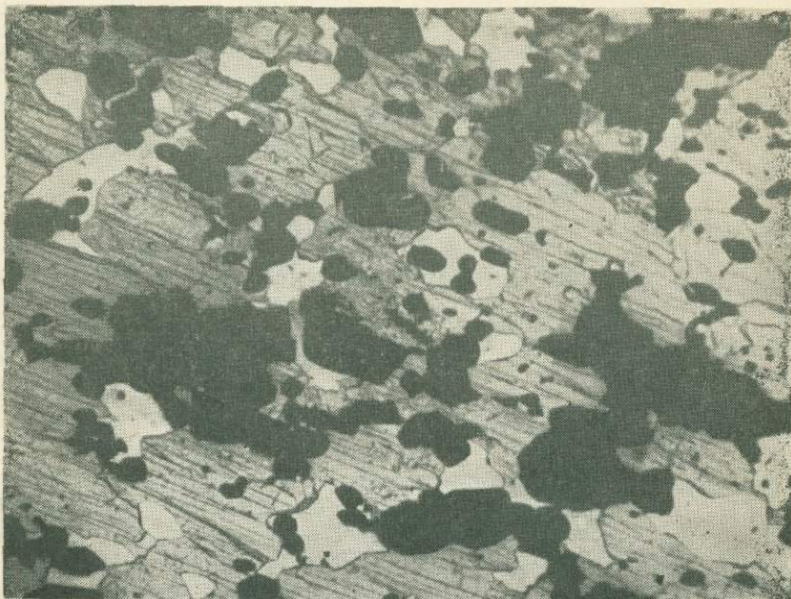


Рис. 3. Пойкилитовые включения кварца и магнетита в крупном зерне феррогиперстена. При одном николе, $\times 40$.

кие овальные зернышки кварца, часто находящиеся в виде пойкилитовых вростков внутри крупных зерен ортопироксена (рис. 3). Такие же вростки часто образуют магнетит и пирротин; наблюдаются также и маломощные прослой (0,2—3 см), обогащенные этими минералами.

Шпинель встречается только в высокоглиноземистых разновидностях железисто-силикатных сланцев. Образует зерна неправильной формы с характерной очень темной изумрудно-зеленой окраской; обычно они находятся в сростании с магнетитовыми зернами, часто окаймляют их. Судя по окраске, высокому показателю преломления и ассоциации с магнетитом, шпинель представлена герцинитом.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В нашем распоряжении имеется пять химических анализов железисто-силикатных сланцев (табл. 3). Совершенно очевидно, что по химическому составу эти образования не имеют аналогов среди изверженных пород. Основная их особенность — очень высокая железистость с существенным преобладанием закисного железа над окисным ($O = \frac{Fe_2O_3}{FeO} = 0,02—0,23$). Величина коэффициента F (по Н. П. Семененко)

Таблица 3. Химический состав железисто-силикатных сланцев

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	36,01	45,10	44,11	56,06	47,42
TiO ₂	2,90	0,14	0,14	0,06	1,25
Al ₂ O ₃	17,05	1,26	5,10	0,61	13,37
Fe ₂ O ₃	4,05	2,34	3,14	2,75	5,42
FeO	30,15	41,28	34,50	33,74	10,69
MnO	0,07	0,23	0,05	0,11	0,04
MgO	6,90	4,03	7,76	1,14	8,00
CaO	0,22	1,94	0,08	4,30	1,63
Na ₂ O	0,68	0,10	0,12	0,06	1,31
K ₂ O	0,07	0,05	2,60	0,05	5,22
P ₂ O ₅	0,54	0,34	—	0,18	0,43
S	—	0,93	—	0,24	—
CO ₂	—	2,00	—	0,30	—
H ₂ O	0,41	0,27	0,05	—	0,20
П. п. п.	1,50	0,94	1,99	0,42	1,69
Сумма	100,55	100,95	99,64	100,02	99,67

Пересчет по «методу чисел» П. Ниггли

<i>al</i>	20	2	6	1	24
<i>fm</i>	78	93	90	86	61
<i>c</i>	0,5	5	0	13	4
<i>alk</i>	1,5	0	4	0	11
<i>si</i>	73	100	92	152	116
<i>t</i>	18	-3	2	-12	8
<i>gz</i>	-33	0	-24	52	-29
<i>mg</i>	0,27	0,14	0,27	0,05	0,48
<i>k</i>	0,08	0	0,93	0	0,73
<i>c/fm</i>	0,007	0,054	0,001	0,151	0,07

Пересчет на коэффициенты Н. П. Семеновко:

<i>F</i>	58	80	68	82	36
<i>M</i>	21	13	25	5	33
<i>FM</i>	79	93	93	87	69
<i>A</i>	21	2	7	1	27
<i>C</i>	0	5	0	12	4
<i>O</i>	0,06	0,04	0,02	0,04	0,23

1 — сланец гранато-жедрит-гиперстеновый, обр. С-368, Корсак-Могила; 2 — сланец гранато-зулитовый, обр. 1279п-49; Мариупольское месторождение; 3 — сланец кумминтонито-биотит-гиперстеновый, Каменная Могила [9]; 4 — сланец дупироксено-гранато-фаялито-кварцевый, обр. 1336п-49, Мариупольское месторождение; 5 — сланец гранато-биотитовый, обр. С-368/1, Корсак-Могила.

составляет 36—82 при суммарном коэффициенте FM, равном 69—93. Коэффициент *C* обычно меньше 1, но иногда увеличивается до 4—12. Гранатсодержащие разновидности характеризуются довольно высокими содержаниями глинозема и, следовательно, повышенными значениями коэффициента *A* (до 21—27).

Перечисленные особенности описываемых пород хорошо заметны и при рассмотрении их химических анализов в пересчете по «методу чисел» П. Ниггли. Величина *t* сланцев с высокими содержаниями граната (8—18) свидетельствует о существенном избытке в составе этих пород глинозема. «Число» *gz* = (-24) — (-33) указывает на значительную недосыщенность некоторых разновидностей кремнеземом; в кварцсодержащих сланцах кварцевое число положительное. О резком преобладании железа над магнием говорит величина «числа» *mg*, равная 0,27.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Для выяснения условий образования определенных минеральных ассоциаций железисто-силикатных сланцев мы воспользовались построением диаграмм зависимости их парагенезисов от химических потенциалов H_2O и FeO .

Прежде всего рассмотрим наиболее железистые ассоциации, включающие фаялит (Фа), феррогиперстен (Гип), клинопироксен (Пи), гранат (Гр), куммингтонит (Кум) и кварц (Кв). В состав этих минералов входят шесть компонентов, где SiO_2 , Al_2O_3 и MgO — виртуальные инертные, CaO — обособленный (входит только в состав клинопироксена),

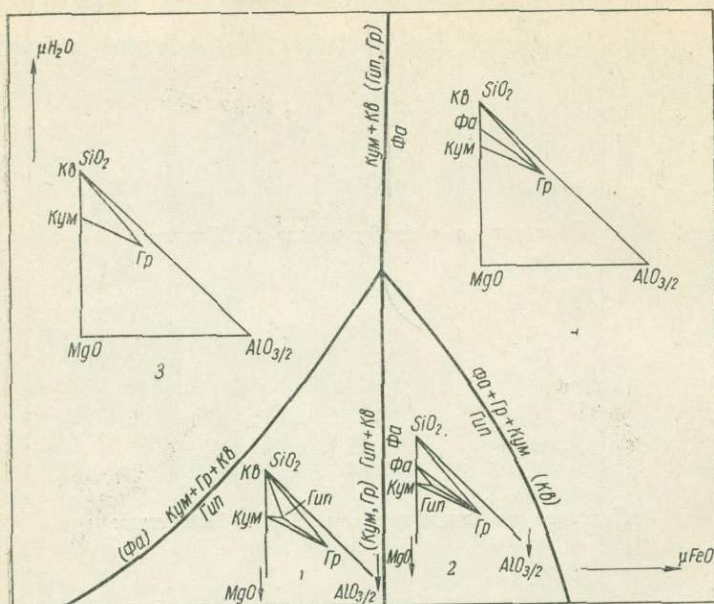


Рис. 4. Диаграмма зависимости парагенезисов железисто-силикатных сланцев от химических потенциалов H_2O и FeO (высокожелезистые ассоциации).

H_2O — виртуальный вполне подвижный, а FeO — условно подвижный компонент, изменение химического потенциала которого непосредственно сказывается на изменении минеральных парагенезисов рассматриваемой системы.

Соотношение железистости сосуществующих минералов определено по соответствующим корреляционным диаграммам А. А. Маракушева [6], несколько уточненным с учетом изученных нами минеральных ассоциаций. За исходную принята следующая неинвариантная ассоциация: $Гип_{70}Фа_{92}Гр_{86}Кум_{60}Кв$.

Построенная диаграмма (рис. 4) позволяет объяснить целый ряд особенностей минерального состава данной группы пород. На диаграмме выделяются линии разложения фаялита и гиперстена. Наличие первой хорошо объясняет наличие фаялита только в высокожелезистых породах. Уменьшение химического потенциала железа приводит к разложению этого минерала на гиперстен и кварц (при более высоких температурах), или на куммингтонит и кварц (в сравнительно низкотемпературных условиях). Почти вертикальное положение этой линии

свидетельствует о том, что устойчивость фаялита в железисто-кремнистых породах определяется практически только величиной μFeO и не зависит от $\mu\text{H}_2\text{O}$.

Линия разложения гиперстена представлена безоливиновым и бескварцевым лучами; их направление свидетельствует о том, что устойчивость гиперстена в рассматриваемых породах определяется температурой ($\mu\text{H}_2\text{O}$) и химическим потенциалом железа. При повышении μFeO за пределы, когда железистость гиперстена становится больше 80, этот минерал даже в условиях высоких температур разлагается на фаялит, гранат и куммингтонит. В менее железистых ассоциациях понижение температуры или уменьшение μFeO приводит к разложению гиперстена на куммингтонит, гранат и кварц.

Линиями моновариантных равновесий диаграмма делится на 4 поля. В пределах поля 1 устойчива ассоциация гиперстена с кварцем; к ним может присоединяться моноклинный пироксен, куммингтонит или гранат. В этих условиях образуются широко развитые в Приазовье гиперстеновые, двупироксеновые и гранато-пироксеновые сланцы. При повышении μFeO гиперстен в присутствии кварца становится неустойчивым, замещаясь фаялитом. Поле 2 характеризуется одновременной устойчивостью гиперстена и фаялита в бескварцевых железистых сланцах. В пределах поля 3 устойчива ассоциация куммингтонита с гранатом, образующаяся при довольно высоком химическом потенциале воды. Куммингтонитовые сланцы — образования более низкотемпературные, образующиеся в условиях прогрессивного метаморфизма амфиболитовой фации либо же при диафорезе более высокотемпературных пород. Правда, в породах крайне высокой железистости (поле 4) куммингтонит устойчив в ассоциации с фаялитом и гранатом и при низких значениях $\mu\text{H}_2\text{O}$.

Следует заметить, что в рассмотренных ассоциациях, отличающихся предельно высокой железистостью породообразующих минералов, как правило, почти нет магнетита. Все железо (почти исключительно закисное) входит здесь в состав силикатов.

Теперь рассмотрим зависимость от химических потенциалов H_2O и FeO минеральных ассоциаций с магнетитом, отличающихся меньшей железистостью породообразующих минералов. В этих ассоциациях нет фаялита, но встречаются такие высокоглиноземистые минералы, как жедрит (Жед) и железистая шпинель (Шп). При трех виртуальных инертных компонентах данная система (при постоянных термодинамических условиях) обладает одной отрицательной степенью свободы и ее диаграмма $\mu\text{H}_2\text{O}$ — μFeO представляет собой мультисистему с тремя неинвариантными точками. При расчете моновариантных равновесий за исходные приняты следующие минеральные ассоциации: (Кум) Гип₄₂ Гр₆₈Жед₃₉Шп Кв; (Шп) Гип₅₀Гр₇₁Жед₄₉Кум₄₂Кв; (Кв) Гип₅₀Гр₇₁Жед₄₉Кум₄₂.

На диаграмме (рис. 5) выделяется линия разложения жедрита, которая разделяет ее примерно по диагонали на две половины: более высокотемпературную — безжедритовую и низкотемпературную жедритовую. Поле устойчивости этого минерала расширяется при повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ и уменьшении химического потенциала FeO . Этим и объясняется его ограниченное развитие в сланцах с высокожелезистыми силикатами. Повышение μFeO (или уменьшение $\mu\text{H}_2\text{O}$) приводит к разложению жедрита на гиперстен, шпинель и кварц, гранат или куммингтонит.

Интересно также наличие разложения граната, устойчивость которого определяется главным образом химическим потенциалом железа и почти не зависит от $\mu\text{H}_2\text{O}$. Не случайно этот минерал встречается

почти во всех разновидностях железисто-силикатных сланцев, в том числе сравнительно низкотемпературных. При уменьшении химического потенциала железа гранат разлагается на гиперстен, шпинель и кварц (высокотемпературные условия), или жедрит, шпинель и кварц (при более высоких значениях $\mu\text{H}_2\text{O}$).

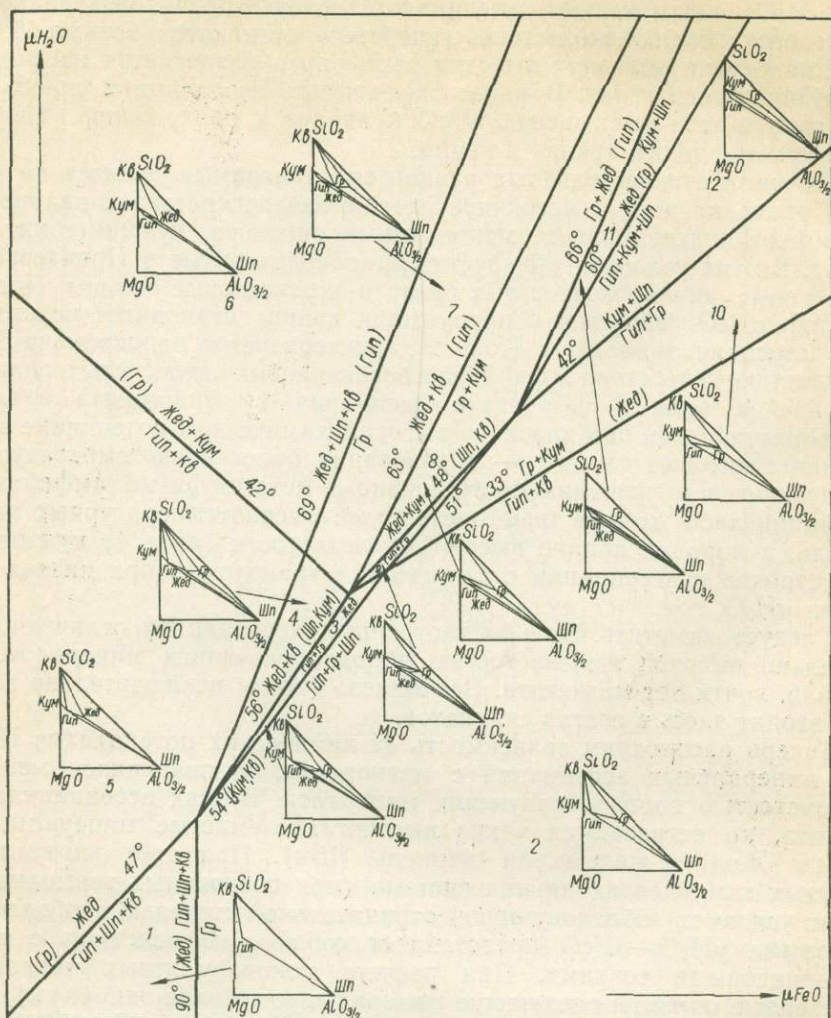


Рис. 5. Диаграмма зависимости парагенезисов железисто-кремнистых пород от химических потенциалов H_2O и FeO (ассоциации с умеренной железистостью).

Обращает на себя внимание линия устойчивости гиперстена в кварцсодержащих породах, которая как бы продолжает линию разложения гиперстена на предыдущей диаграмме. Повышение $\mu\text{H}_2\text{O}$ приводит к замещению гиперстена жедритом и куммингтонитом, а в более высокожелезистых ассоциациях — гранатом и куммингтонитом.

Совместное рассмотрение диаграмм, представленных на рис. 4 и 5, позволяет сделать вывод, что при повышении μFeO (до определенного предела) поле устойчивости гиперстена расширяется; в высокожелезистых ассоциациях он может сохраняться даже при сравнительно низких

температурах. В фаялито-пироксеновых железистых сланцах Мариупольского месторождения встречен алмандиновый гранат с незначительным содержанием пиропового компонента (до 8,5—11,2%), что указывает на сравнительно низкотемпературные условия образования этой ассоциации, отвечающие верхам гранулитовой или даже низам амфиболитовой фации. Менее железистая ассоциация гиперстена с гранатом, обогащенным пиропом (до 31%), из Корсак-Могилы образовалась явно в более высокотемпературных условиях.

Диаграмма (см. рис. 5) линиями моновариантных равновесий делится на 12 полей, представляющих все возможные ассоциации прогрессивно метаморфизованных и диафторированных железисто-силикатных сланцев (с умеренной железистостью породообразующих силикатных минералов) и железистых кварцитов.

Поле 1 представляет наиболее высокотемпературный парагенезис Гип-Шп-Пи-Кв. Повышение μFeO (поле 2) приводит к появлению в породах граната. В этих условиях образуются широко развитые в Приазовье пироксено-магнетитовые и гранатовые кварциты, а также гранато-гиперстено-шпинельные кристаллические сланцы (Корсак-Могила). При некотором повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ в кварцитах может существовать равновесно с гиперстеном куммингтонит (но только при отсутствии в породе граната) и появляется жедрит (поле 5). С гранатом и гиперстеном куммингтонит устойчив только при значительном повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ (поле 10). Переход от условий поля 2 к условиям поля 3 зафиксирован в гранато-жедрито-гиперстеновых (со шпинелью и магнетитом) сланцах Корсак-Могилы, в которых жедрит является минералом гистерогенным.

Поле 4 характеризуется устойчивостью этой же ассоциации в присутствии кварца (гранато-пироксено-амфиболовые кварциты). Дальнейшее уменьшение μFeO приводит к разложению граната; в условиях этого поля гиперстен существует равновесно со шпинелью, жедритом и кварцем.

Верхняя часть диаграммы (поля 6—10) представляет низкотемпературные железистые породы, являющиеся продуктами прогрессивного метаморфизма в условиях амфиболитовой фации или диафтореза ранее перечисленных минеральных ассоциаций, образованных в условиях гранулитовой фации. При умеренном потенциале FeO в этих условиях образуются амфиболо-магнетитовые кварциты, а при его повышении — гранато-амфиболовые кварциты и гранато-амфиболовые (со шпинелью или без нее) железистые сланцы. В более железистых бескварцевых сланцах (поля 10 и 12) даже при значительном повышении $\mu\text{H}_2\text{O}$ сохраняет устойчивость гиперстен в ассоциации с куммингтонитом.

ГЕНЕЗИС ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫХ СЛАНЦЕВ

В вопросе о генезисе охарактеризованных пород нет единого мнения. Так, Ю. Ир. Половинкина [9] называет породы этой группы, развитые в пределах месторождения Корсак-Могила, «гиперстенитами» и считает их интрузивными образованиями. Г. Л. Кравченко и Т. Г. Хмарук [5] ограничиваются лишь указанием на метасоматический генезис аналогичных по составу пород Приазовья, называя их «безрудными метасоматитами».

В то же время многие особенности этих пород наводят на мысль о их первичноосадочном происхождении. Это, прежде всего, их положение внутри железорудной толщи, имеющей ритмичное строение, и постепенные переходы сланцев в тонкополосчатые пироксено-магнетитовые кварциты. Об этом же свидетельствуют их полосчатая текстура, согласное

залегание и чередование с заведомо первичноосадочными карбонатными и графитсодержащими породами. Некоторые авторы и ранее высказывали мысль об осадочном происхождении пород аналогичного состава Правобережных и Володарских магнитных аномалий в пределах Украинского щита [10, 12] и в других районах [1, 3].

Весьма близкое валовое содержание железа в пироксено-магнетитовых кварцитах и железисто-силикатных сланцах, а также уменьшение железистости силикатов в магнетитсодержащих разностях и сопряженное увеличение таковой в безмагнетитовых свидетельствует о том, что эти породы следует рассматривать как продукты метаморфизма различных осадочных фаций железисто-кремнистой формации. Различное распределение железа между силикатами и окислами в каждой из них свидетельствует об изменении физико-химических условий накопления первичного осадка.

Аналогичная аутигенно-минералогическая зональность отмечается Б. И. Пироговым [7] в слабометаморфизованных бесспорно осадочных породах Криворожья при переходе от роговиков к сланцам. В этой же связи весьма интересны данные Г. Джемса [13] о железистых формациях района Верхнего озера. Силикатная фация этого района, главные составляющие которой — высокожелезистые силикаты, гриналит, стильпномелан, минессотанит с некоторым количеством магнетита и карбонатов, представляет собой непосредственный осадок, либо продукт его диагенеза. Такого типа породы, по-видимому, представляют собой неметаморфизованные аналоги описанных железисто-силикатных сланцев Приазовья. Формирование их связано с процессом седиментации хемогенно-терригенного материала в сравнительно мелководных участках водного бассейна [8, 13]. Оптимальные условия осаждения изменялись в диапазоне от слабоокислительных к слабовосстановительным [13]. Как показали Н. М. Страхов [11] и Н. А. Плаксенко [8], колебания кислородного потенциала зависели от концентрации органических веществ. Это вполне согласуется с наиболее широким развитием железисто-силикатных сланцев в верхней части приведенного разреза, где они переслаиваются с графитсодержащими гнейсами.

В результате изменения химического режима среды, в которой происходило осадконакопление, создавалась характерная аутигенно-минералогическая зональность, свойственная докембрийским железорудным толщам. В разрезах железорудных толщ Приазовья эта зональность выражается в чередовании магнетито-силикатных и существенно силикатных железистых кварцитов и сланцев, сменяющих друг друга по вертикали и отражающих изменение обстановки в конкретном участке докембрийского бассейна во времени. Приведенный выше разрез Мариупольского месторождения близок к идеальному профилю относительно слабо метаморфизованной железисто-кремнисто-сланцевой формации КМА [8] в том смысле, что наиболее окисные и мелководные фации (пироксено-магнетитовые кварциты) занимают центральное положение, а мелководные — закисные, — представленные железисто-силикатными сланцами, подстилают и перекрывают их. Проследить такую зональность в горизонтальном направлении из-за недостаточной обнаженности в Приазовье, к сожалению, пока нельзя, хотя преобладание железисто-силикатных сланцев по р. Берде (западное крыло Мангушского синклинория) и относительно широкое развитие закисно-окисных пироксено-магнетитовых кварцитов в его центральной части (Мариупольское месторождение) можно предварительно рассматривать как ее проявление.

Таким образом, интенсивные процессы метаморфизма (амфиболитовая и гранулитовая фации) не привели к изменению первичной аути-

генно-минералогической зональности в смысле окисления или восстановления минеральных ассоциаций. Изменения эти выразились лишь в преобразовании минеральных ассоциаций в сторону более высокотемпературных, безводных, что подробно рассмотрено выше. С высокой степенью метаморфизма, по-видимому, связано лишь исчезновение слоистости высоких порядков в железисто-силикатных сланцах, поскольку относительно высокое содержание воды в некоторых силикатах даже на уровне амфиболитовой фации способствовало процессам собирательной перекристаллизации и образованию более крупнозернистых пород. В породах с меньшим количеством силикатов (пироксено-магнетитовые или силикатные кварциты) и, соответственно, воды, как правило, сохраняется тонкая слоистость высоких порядков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1961, 90, 4, 408—424.
2. Винчелл А., Винчелл Г. Оптическая минералогия, ИЛ, М., 1953.
3. Коржинский Д. С. — Зап. Всерос. мин. об-ва, 1936, 5.
4. Коржинский Д. С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд-во АН СССР, М., 1957.
5. Кравченко Г. Л., Хмарук Т. Г. — Геол. журн. АН УРСР, 1966, 26, 2, 18—31.
6. Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических пород. «Наука», М., 1965.
7. Пирогов Б. И. — Тезисы докладов совещания по проблеме образования железистых роговиков и джеспилитов докембрия. «Наукова думка», К., 1966, 38—40.
8. Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудных осадконакопленений в докембрии. Изд-во Воронежского университета, 1966.
9. Половинкина Ю. Ир. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 1962, 73, 4, 217—225.
10. Половко Н. И., Жуков Г. В. — В кн.: Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Изд-во АН УССР, К., 81—214, 1956.
11. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1, 2, 1960.
12. Ярощук М. А. Метаморфизм и основные черты металлогении докембрийской толщи Володарских магнитных аномалий. Автореф. канд. дисс., К., 1966.
13. James H. L. — Ecol. Geol., 1954, 49, 3, 236—285.
14. Paargas K. — Bull. Com. Geol. Finlande, 1958, 181, 1.
15. Poldervaart A., Hess H. H. — The Jour of Geol., 1951, 59, 5.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

*(На примере Восточно-Ингулецкого гнейсового комплекса
Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны)*

В. Н. ВЕРБИЦКИЙ

Корреляция метаморфических толщ докембрия — один из сложных вопросов. Главная трудность состоит в том, что метаморфические образования лишены фаунистических или флористических реликтов, являющихся, как известно, надежным критерием стратификации первично-осадочных пород. В связи с этим при корреляции немых метаморфизованных толщ обычно используются данные определения абсолютного возраста пород и минералов, геолого-структурный анализ, минералогическое сопоставление литологически подобных разрезов, критерии формационного анализа и т. д. Наряду с ними обнадеживающие результаты при стратификации дает также геолого-геохимическая корреляция.

Под геолого-геохимической корреляцией мы подразумеваем сопоставление содержаний петрогенных, главным образом малых, (акцессорных) элементов в разрезах пород, метаморфизованных в разной степени. При этом мы исходим из представлений о том, что даже при самых интенсивных проявлениях метаморфизма, вплоть до гранитизации, в породах сохраняются некоторые первичные особенности, которые в противовес распространенному мнению являются свидетельством локального характера миграции малых элементов [4, 5, 7, 10—13, 17]. Так, чередование пород в метаморфических толщах обычно соответствует первичному чередованию седиментогенных пород и сохраняет свойственные ему элементы цикличности. Многие лейкократовые прослои, близкие, например по составу и структуре, к гнейсам, являются чисто метаморфическими образованиями, возникшими без существенного привноса элементов.

Такой подход к объяснению генезиса метаморфических (в том числе и гнейсифицированных) толщ докембрия позволяет удовлетворительно решать проблему их стратификации, которая для исследователей, придерживающихся ультраметаморфической концепции в классическом ее понимании, становится практически неразрешимой. Вместе с тем указанное не означает, что миграцию вещества при метаморфизме мы отрицаем полностью. Бесспорность существования миграции петрогенных и в меньшей степени малых элементов в процессах метаморфизма и ультраметаморфизма доказана многочисленными исследованиями, освещение которых вряд ли необходимо в данной статье. Однако интересующие нас геологические закономерности определяются не этой миграцией, а частичным сохранением первичного плана распределения вещества в метаморфических толщах, которое, собственно, и обуславливает возможность использования геолого-геохимической корреляции пород.

В качестве примера могут быть приведены данные по геолого-геохимической корреляции разрезов Восточноингулецкого комплекса гнейсов и метабазитовой и криворожской серий, избранных нами как стратотипические. Гнейсовый комплекс слагает полосу метаморфических образований, расположенных в восточной половине правобережного района магнитных аномалий Криворожско-Кременчугской структурно-фашиальной зоны [2, 6, 14]. Гнейсовый комплекс и находящиеся с ним в контакте метабазитовая и криворожская серии, которые прослеживаются к востоку от Криворожско-Кременчугского глубинного разлома, по характеру последовательности расположения в разрезах пород и вещественному составу обнаруживают большое сходство. Это сходство подтверждается также анализом геолого-структурных особенностей указанных метаморфических толщ, данными определения абсолютного возраста их метаморфизма [15], подобием геосинклинальных формаций [9] и т. д.

При изучении особенностей распределения малых элементов в породах гнейсового комплекса и стратотипа метабазитовой и криворожской серий мы исходили из представлений о локальной миграции малых элементов при метаморфизме, а также из предположения об одновозрастности перечисленных метаморфических образований и, естественно, тождественности их первичного субстрата. Отправной предпосылкой для последнего суждения стали представления ряда исследователей [1, 2, 6, 9, 14, 15] и результаты проведенной ранее корреляции разрезов по химическому составу и малым элементам [3].

Корреляция проводилась нами по наиболее типичным фрагментам разрезов стратотипа и гнейсового комплекса (высокометаморфизован-

ного эквивалента). Из большого количества спектральных анализов этих пород в исследования были включены только те группы, которые охарактеризованы петрографически и имеют уверенные стратиграфические привязки. К числу таких групп относятся:

1. Амфиболиты metabазитовой серии * — амфиболиты подстилающей толщи гнейсового комплекса.

2. Сланцы гранато-биотитовые средней свиты криворожской серии — гнейсы гранато-биотитовые сланцево-гнейсово-железородной толщи комплекса.

3. Сланцы кварцо-биотитовые верхней свиты криворожской серии — гнейсы биотитовые мраморо-кварцито-гнейсовой толщи комплекса.

4. Сланцы кварцо-биотито-карбонато-углистые * верхней свиты криворожской серии — гнейсы графито-биотитовые той же толщи комплекса.

Для каждой из перечисленных «пар» (стратотип — высокометаморфизованный эквивалент) отстроены графики корреляции.

При построении графиков использованы данные спектрального полуколичественного анализа. Пробы на анализ отбирались по каждой разности пород из скважин, давших на глубине наиболее полные пересечения. При этом опробовались наиболее представительные интервалы, оптимально характеризующие разрез. С целью более полного описания распределения элементов, а также во избежание влияния случайных ошибок, проводилась вариационно-статистическая обработка данных, включающая определение закона распределения, среднего содержания элементов, его дисперсии (среднее квадратическое отклонение содержания) и некоторых других статистических параметров.

Результаты вариационно-статистической обработки спектральных анализов показали, что малые элементы в породах гнейсового комплекса и стратотипических разрезов достаточно четко аппроксимируются логарифмически-нормальным законом распределения. Поэтому все графики и сопоставления выполнены нами по этому закону.

На графиках по оси абсцисс вынесены малые элементы в последовательности, отвечающей их геохимическим особенностям. На оси ординат показаны соответствующие каждому элементу значения средних содержаний его в породах (в γ)г. Выше каждого графика, показывающего характер распределения средних содержаний элементов в породах «пары», помещены графики дисперсии концентраций этих элементов. Последнее сделано нами для того, чтобы отразить степень мобильности сравниваемых малых элементов [16].

Из приведенных диаграмм (см. рисунок) видно, что в целом линии, соединяющие точки — содержания соответствующих элементов (или дисперсию их концентраций) в породах «пары» стратотип — высокометаморфизованный эквивалент, имея идентичную конфигурацию, как правило, сильно сближены, пересекаются или даже сливаются. Значения средних содержаний однозначных элементов в породах каждой «пары» в большинстве случаев близки, реже совпадают полностью, но иногда и разнятся. Причем среднее содержание обычно ниже в более метаморфизованном элементе «пары», чем в стратотипе, хотя иногда возможны и обратные соотношения.

Рассмотрим более подробно корреляцию отдельных «пар» пород.

1. Исходя из представлений о единой для среднего Приднепровья

* Материалы Б. А. Горлицкого (Институт геологических наук АН УССР).

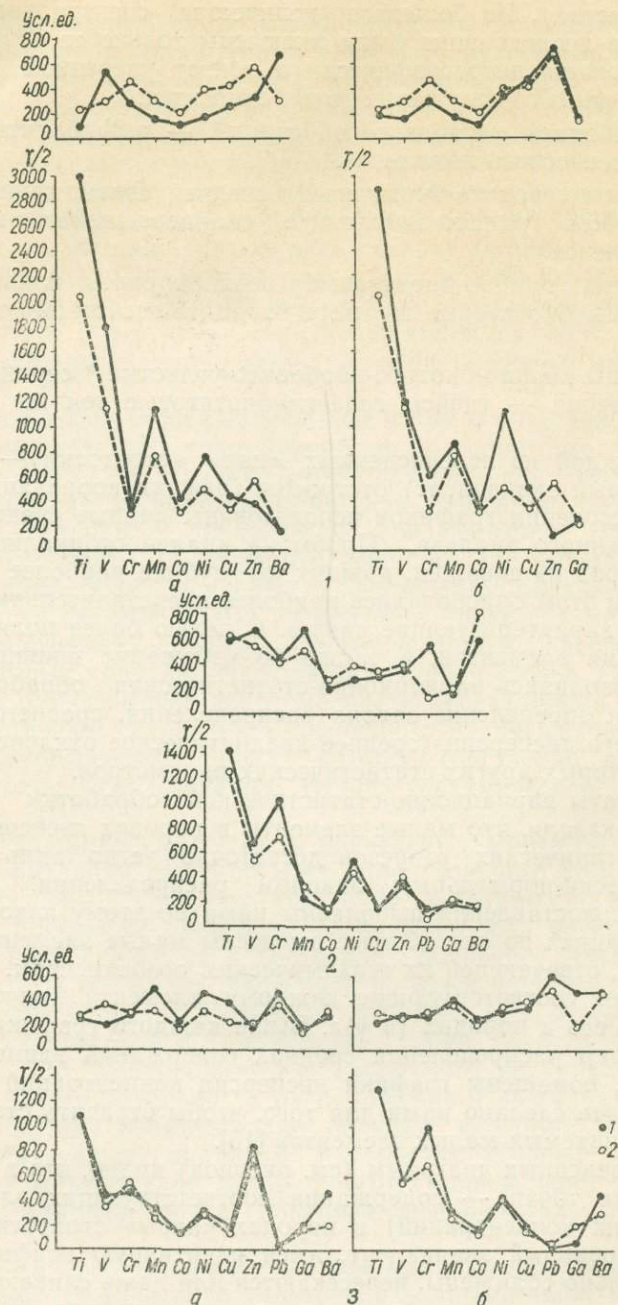


Диаграмма корреляции пород ряда стратотип (1) — высокометаморфизованный эквивалент (2) по малым элементам.

1 — амфиболиты метабазитовой серии (а — Криворожский район; б — Базавлукский район) — амфиболиты гнейсового комплекса; 2 — сланцы гранато-биотитовые средней свиты криворожской серии — гнейсы гранато-биотитовые сланцево-гнейсово-железородной толщи комплекса; 3а — сланцы кварцо-биотитовые верхней свиты криворожской серии — гнейсы биотитовые мраморо-кварцево-гнейсовой толщи комплекса, 3б — сланцы кварцо-биотито-карбонатно-углистые верхней свиты криворожской серии — гнейсы графито-биотитовые мраморо-кварцито-гнейсовой толщи комплекса.

Величина средних содержаний Ti, Mn и Ba на графиках уменьшена в 10 раз по сравнению с рассчитанной.

метабазитовой серии, амфиболиты гнейсового комплекса мы сопоставляли с соответствующими породами Криворожского и Базавлукского районов. Это было сделано также с целью наибольшего охвата имеющегося материала, что позволило получить более достоверные данные корреляции.

Анализ корреляционных графиков этих «пар» показывает, что малые элементы сравниваемых пород характеризуются разновеликими, обычно несопоставимыми значениями средних содержаний. Это со всей очевидностью свидетельствует в пользу мобильности всех без исключения элементов в амфиболитах гнейсового комплекса в процессах метаморфизма. Последнее подтверждается также дисперсией концентрации элементов. К числу наиболее подвижных следует отнести Ti и Ni; менее подвижны Mn, Cu, Zn, иногда V, Co, Cr. При этом только Zn обнаруживает увеличение концентраций в амфиболитах комплекса по сравнению с породами стратотипа, что указывает на привнос этого халькофила.

Наиболее очевидные элементы, по которым возможна корреляция рассматриваемых пород, — Ga и Ba. Менее уверенную корреляцию в отдельных случаях можно проводить по V, Cr, Co, а иногда по Mn и Cu.

2. Все малые элементы гранато-биотитовых гнейсов сланцево-гнейсово-железородной толщи характеризуются по сравнению с гранато-биотитовыми сланцами средней свиты криворожской серии большей или меньшей подвижностью, которая, обуславливает увеличение (Mn, Co, Zn, Ga, Ba) или уменьшение (Ti, V, Cr, Ni, Pb) их средних содержаний. При этом разница концентраций наиболее существенна для Ti, V и Cr, менее значительна — для Mn, Co, Ni, Zn, Pb, Ga и Ba. Для Cu обнаруживается почти полное совпадение значений средних содержаний. Коррелирующими малыми элементами для рассматриваемых сланцев и гнейсов следует считать Cu, Co, Ga, Ba, хотя корреляция возможна также по Ti, Ni и Zn.

3. Биотитовые гнейсы мраморо-кварцито-гнейсовой толщи и кварцо-биотитовые сланцы верхней свиты криворожской серии характеризуются большим числом малых элементов, которые могут быть сопоставимы по величине средних содержаний: Ti, Co, Ni, Cu, Zn, Pb и Ga, иногда Mn и Cr. Некоторый разброс средних концентраций отдельных элементов перечисленного ряда несколько не снижает их корреляционного значения. Относительно высокое по сравнению со сланцами содержание Cr в гнейсах свидетельствует в целом в пользу подвижности этого элемента и указывает на очевидный привнос его в рассматриваемый высокометаморфизованный эквивалент. Остальная гамма малых элементов отличается незначительным выносом.

4. Графито-биотитовые гнейсы этой же толщи сопоставлялись нами с кварцо-биотито-карбонато-углистыми сланцами верхней свиты криворожской серии. Выбор породы стратотипа объясняется тем, что гнейсы данной «пары» нередко также карбонатизированы (содержат в качестве второстепенных минералов кальцит и реже — доломит).

При сопоставлении этих пород видно, что они хорошо коррелируются по средним содержаниям Ti, V, Mn, Co, Ni, Cu и Pb. Необходимо отметить, что почти все перечисленные элементы в гнейсах обнаруживаются по сравнению со стратотипом несущественное уменьшение средних концентраций. Это свидетельствует о их подвижности и преимущественном выносе из пород под воздействием факторов метаморфизма. Некоторый привнос характерен для Pb и Ga.

Подводя итог изложенному, можно сделать следующие выводы.

1. Под воздействием факторов метаморфизма малые элементы в

зависимости от исходного состава пород комплекса приобретают вполне определенную подвижность, которая выражается в миграционной способности, приводящей к выносу из толщи или привносу в нее этих элементов.

Вместе с тем каждая из рассматриваемых пород гнейсового комплекса характеризуется своими в какой-то мере стабильными малыми элементами, величина статистических параметров которых не зависит или почти не зависит от изменяющихся факторов метаморфизма и которые, таким образом, отражают закономерности первичного осадконакопления. Именно такие малые элементы могут быть использованы при геолого-геохимической корреляции разрезов толщ, находящихся на различных ступенях метаморфизма.

2. Из анализа характера распределения малых элементов в породах ряда стратотип — высокометаморфизованный эквивалент видно, что эти породы в целом хорошо коррелируются по отдельным «стабильным» элементам. Это возможно, по всей вероятности, только для пород одного генетического класса и стратиграфического подразделения, поскольку разновозрастные толщи характеризуются набором близких или тождественных значений средних содержаний сходных малых элементов.

3. Наконец, приведенные данные свидетельствуют в пользу того, что в разрезе Восточноингулецкого гнейсового комплекса с уверенностью можно выделить такие его части, которые являются бесспорными аналогами архейской метабазитовой и протерозойской криворожской серий. В частности, амфиболито-кварцито-гнейсовая толща комплекса эквивалентна метабазитовой серии, а вся сложная многослойная толща пород, залегающая выше, соответствует определенным подразделениям криворожской серии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я. Н., Прусс А. К. — Геол. журн. АН УССР, 1962, 22, 5, 3—15.
2. Вербицкий В. Н., Тыкочинская Л. И. — Геол. журн. АН УССР, 1967, 27, 3, 41—50.
3. Вербицкий В. Н. — Геохимия, 1968, 3, 1367—1372.
4. Горлицкий Б. А., Каляев Г. И. — Геохимия, 1962, 12, 1101—1105.
5. Горлицкий Б. А., Каляев Г. И. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, 2. «Недра», М., 1967, 62—66.
6. Доброхотов М. Н. — Геол. журн. АН УССР, 1964, 24, 2, 85—93.
7. Завалишин М. А. — Сов. геол., 1962, 10, 109—112.
8. Ивенсен Ю. П. — В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. «Наука», М., 1966, 5—18.
9. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. «Наукова думка», К., 1965.
10. Львова Н. Л. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, 2, 20—35.
11. Львова Н. Л. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука», Л., 1967, 189—199.
12. Предовский А. А., Петров В. П. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука», Л., 1967, 205—211.
13. Роненсон Б. М. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. «Наука», Л., 1967, 30—35.
14. Семененко Н. П. и др. Геология железисто-кремнистых формаций Украины. Изд-во АН УССР, К., 1959.
15. Семененко Н. П. и др. — В кн.: Геохронология докембрия Украины. «Наукова думка», К., 1965, 5—15.
16. Таусон Л. В., Дубова Р. И. и др. — В кн.: Вопросы геохимии изверженных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. «Наука», М., 1965, 35—47.
17. Фролова Н. В. — Тр. Вост.-Сибир. геол. ин-та, серия геол., 1962, 5, 13—49.

СОДЕРЖАНИЕ

Я. Н. Белевцев. Современные проблемы эндогенного рудообразования	3
1. Структурные и стратиграфические факторы рудообразования	
Г. И. Каляев. Геологические формации Украинского щита и их металлогеническое значение	21
А. А. Гойжевский. О некоторых закономерностях распределения полезных ископаемых в осадочном чехле Украинского щита	29
В. В. Науменко. Установление региональных рудоконтролирующих факторов гидротермального оруденения Карпат в зависимости от его размещения в различных структурных этажах	39
Ф. И. Жуков, С. В. Нечаев, В. Ф. Радзиховский. Структурное и стратиграфическое положение оруденения в домезозойском метаморфическом комплексе Раховского массива	44
Ю. М. Коптюх. Роль структурных факторов и физических свойств вмещающих пород в локализации полиметаллического оруденения Береговского месторождения (Закарпатье)	52
В. В. Науменко. Формирование оруденения и строение земной коры в Карпатском регионе	64
2. Генезис рудных месторождений	
Ф. И. Жуков. Проблема формирования руд в метаморфизованных вулканогенных породах	73
М. А. Ярошук. Богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий	76
Ф. И. Ракович. Минерализация в породах междуречья рр. Гнилого и Горного Тикичей	87
3. Общие закономерности распределения и концентрации радиоактивных элементов	
Ю. Г. Герасимов. Вопросы формирования земной коры в свете геохимии урана	99
Д. А. Лесной. Естественная радиоактивность пород Раховского кристаллического массива	103
А. М. Жукова. Микрорадиографические исследования пород Токовского гранитного массива	107
С. Д. Лепкий. Связь эпигенетической зональности красноцветов с процессами урано-битумного рудообразования	112
Д. А. Лесной. Критерии парагенетического отложения ураноносных битумов и урана по геологическим и экспериментальным данным	116
А. А. Дроздовская, Ю. П. Мельник, З. А. Некрасова. Современные представления о поведении тория в процессах рудообразования	122
4. Вопросы метаморфизма в рудных зонах	
Ю. П. Мельник, М. А. Ярошук. Анализ равновесных минеральных ассоциаций горных пород, метаморфизованных в условиях избытка и недостатка воды	138
Е. Б. Глевасский, К. Е. Есипчук, В. А. Цуканов. Петрография и генезис железисто-силикатных сланцев Приазовья (на примере железорудных месторождений Мариупольского и Корсак-Могила)	160
В. Н. Вербицкий. Использование малых элементов для стратиграфической корреляции метаморфических толщ (на примере восточно-ингулецкого гнейсового комплекса Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны)	173

Современные проблемы эндогенного рудообразования. Белевцев Я. Н. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Более ста лет тому назад возникла и продолжает развиваться в настоящее время теория гидротермального рудообразования. Согласно этой теории, термальные растворы и растворенные в них металлы выделились из магматического расплава при его кристаллизации, перемещались в осадочные, метаморфические или магматические породы, где они приводили к образованию рудных месторождений.

Материалы, полученные за последние годы, показали, что подавляющее большинство эндогенных месторождений образовалось вследствие вулканизма, метаморфизма, подземной циркуляции вадозных вод, поднятия ювенильных растворов из подкорковых глубин и других геологических процессов.

Источниками гидротермальных рудообразующих растворов были подкорковые глубины, осадочные и вулканические породы, инфильтрационные вадозные воды и процессы кристаллизации магм.

Такое полигенное происхождение рудообразующих растворов оказывает решающее влияние на характер образования и размещения эндогенных рудных месторождений. Рис. 2, библ. 29.

УДК 551.240 (447.4)

Геологические формации Украинского щита и их металлогеническое значение.

Каляев Г. И. «Рудообразование и металлогения», 1971.

В пределах Украинского щита выделяются две группы структурно-металлогенических зон: раннедокембрийские области с отчетливо выраженным геосинклинальным режимом и раннедокембрийские протоплатформенные блоки. К первым относятся Белоцерковско-Одесская геосинклинальная ветвь и геосинклинальная система Большого Кривого Рога; ко второй — Волыно-Подольский, Кировоградский и Приазовский блоки. Перечисленные структурные элементы отчетливо выражены в магнитном и гравитационном полях и характеризуются определенными формационными сериями и рядами.

Выделяются две группы геологических формаций: 1) литологические и эффузивные; 2) интрузивные и ультраметаморфические. Среди формаций первой группы спилито-диабазовая и джеспилитовая содержат титано-магнетитовые и железные руды. В нижней терригенной формации концентрируются рудопроявления золота и редких металлов. В офиолитовой формации — месторождения и рудопроявления кобальта, никеля и хрома, а в кварцо-кератофировой формации — колчеданные рудопроявления.

С позднерогентной гранито-батолитовой формацией (вторая группа) связаны проявления молибдена. Формации малых интрузий ультрабазитов имеют никеленосную кору выветривания. Редкометальное и редкоземельное оруденения являются типоморфными для гранитоидной щелочной формации и соответствующей подформации среди гранито-батолитовых формаций. Для формации рапаквив типоморфны пегматитовые месторождения топаза и пезоокварца.

Табл. 1, библ. 10.

УДК 553.061

О некоторых закономерностях распределения полезных ископаемых в осадочном чехле Украинского щита. Гойчевский А. А. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Излагаются данные, свидетельствующие об определяющем влиянии блоковых движений на распространение горизонтов и фаций мезокайнозойского осадочного чехла Украинского щита, а также на возникновение условий, благоприятствующих формированию коры выветривания. Намечается цикличность в развитии осадочного чехла, в том числе и периодичность формирования кор выветривания (предбайосская, предаптская, предпалеоценовая, олигоценная и среднеплиоценовая, коры выветривания). В пределах циклов осадконакопления намечается сходная последовательность образования месторождений полезных ископаемых, причем образование важнейших из них, таких как бокситы, железные и марганцевые руды, каолины и другие, происходит вслед за формированием очередных кор выветривания. Библ. 25.

УДК 553.291+553.065 (477.87)

Установление региональных рудоконтролирующих факторов гидротермального оруденения Карпат в зависимости от его размещения в различных структурных этапах. Науменко В. В. «Рудообразование и металлогения», 1971.

На основании изучения строения различных структурных этажей и размещения гидротермального оруденения Карпат устанавливается контроль распределения оруденения глубинными разломами, складчатыми структурами и литологически благоприятными рудовмещающими породами. Рис. 1, библ. 5.

УДК 553.441(477.87) + 553.319

Структурное и стратиграфическое положение оруденения в домезозойском метаморфическом комплексе Раховского массива. Жуков Ф. И., Нечаев С. В., Радзиховский В. Ф. «Рудообразование и металлогения», 1971.

В пределах Раховского кристаллического массива выявлены три структурно-рудоносных зоны, к которым тяготеет большая часть известных в настоящее время проявлений рудной минерализации. Северная зона характеризуется преимущественно редкометальным оруденением, центральная — барит-полиметаллической и южная — железо-марганцевой минерализацией. Обращает на себя внимание локализация стратифицированных полиметаллических руд только в деловещкой свите (в связи с порфиroidной серией пород), в то время как жильное оруденение, отличающееся большей контрастностью, распространено в более широком стратиграфическом диапазоне. Рис. 2, библ. 15.

УДК 553.065

Роль структурных факторов и физических свойств вмещающих пород в локализации полиметаллического оруденения Береговского месторождения (Закарпатье). Коптюх Ю. М. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Рассматривается влияние разломов, мелких трещин, пористости и проницаемости на локализацию полиметаллического оруденения на Береговском месторождении. Установлено, что главная роль в локализации основных рудных тел месторождения принадлежит малоамплитудным сбросо-сдвигам и трещинам скальвания северо-западного простирания. Размещение вкрапленных руд зависит в основном от пористости и проницаемости вмещающих пород. Высокая пористость и проницаемость туфов среднего горизонта и наличие над ними полупроницаемых аргиллитов обусловили концентрацию всего промышленного оруденения в пределах этого горизонта. Наиболее благоприятными для локализации оруденения были адуляризированные и окварцованные туфы, имевшие к моменту рудоотложения среднюю общую пористость 19,7% и среднюю эффективную пористость 13,4%. Рис. 7, табл. 2, библ. 8.

УДК 553+550.311(477.87)

Формирование оруденения и строение земной коры в Карпатском регионе. Науменко В. В. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Анализ данных ГСЗ позволяет говорить о дифференцированности и контрастности глубинной структуры Карпат, в пределах которой возможные глубины зарождения магматических очагов неогена составляют не более 20 км (кислого состава) и более 30 км (основного состава).

Рассмотрение литературных материалов о причинах возникновения магматических растворов, составе исходных пород для образования магматических комплексов и рудных концентраций дает представление о взаимосвязи процессов магматизма и оруденения и позволяет увязывать особенности локализации эндогенного оруденения Карпат с эволюцией магматических очагов.

Намечаются два уровня образования магматических очагов — в гранитном слое земной коры и в верхней мантии, — характеризующиеся различными металлогеническими специализациями. Рис. 1, библ. 30.

УДК 553.4

Проблема формирования руд в метаморфизованных вулканогенных породах. Жуков Ф. И. «Рудообразование и металлогения», 1971.

На примере двух наиболее продуктивных интервалов палеозоя альпийской зоны Европы (нижнепалеозойские кислые вулканиты и эффузивно-осадочные образования перми) рассматривается генетическая связь рудообразования с поствулканическими процессами. Сложный минералогический комплекс (полиметаллическая, урановая и медноколчеданная минерализация), приуроченный к метаморфическим вулканитам кристаллического ядра, относится к производным вулканогенно-осадочного нижнепалеозойского процесса и впоследствии подвергся метаморфическим изменениям, что привело к образованию рудных концентраций. В пермское время выделяется три основных этапа, отличающихся условиями локализации и составом руд: доэффузивный этап, этап активной вулканической деятельности и постэффузивный этап. Библ. 8.

УДК 553.31

Богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий. Ярошук М. А. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Рассмотрены состав и генезис богатых железных руд, залегающих в останцах железисто-кремнистых пород среди гранитоидов в районе Володарских магнитных аномалий центральной части Украинского щита.

На основании геолого-петрографических, минералогических и геохимических данных установлена связь процессов рудообразования с процессами регионального метаморфизма и гранитизации, показан метаморфогенный генезис руд. Богатые магнетитовые руды образуются при прогрессивном метаморфизме железисто-кремнистых осадков и, как показывает термодинамический анализ, достаточно высокотемпературны. Образование сульфидно-магнетитовых руд связано с процессами диафореза железисто-кремнистых пород и, вероятно, происходит под воздействием растворов, возникающих при гранитизации пород основного состава. Рис. 6, табл. 2, библи. 11.

УДК 552.121

Минерализация в породах междуречья рр. Гнилого и Горного Тихичей. Ракович Ф. И. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Рассмотрена сульфидная и арсенидная минерализация метасоматически измененных карбонатных и силикатно-карбонатных пород в контакте их с породами основного состава. Описаны установленные в породах района никелин, саффорит, пентландит, галенит, сфалерит, пирротин, притит, марказит, арсенипирит, халькопирит, глаукодит, ильменит, магнетит, а также составлена схема последовательности минералообразования. Рис. 7, табл. 6, библи. 6.

УДК 551.14:550.442

Вопросы формирования земной коры в свете геохимии урана. Герасимов Ю. Г. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Геохимические свойства урана не противоречат гипотезе о формировании «гранитного» слоя в результате метаморфизма осадочных пород, образовавшихся за счет переработки базальтовых пород первичной земной коры в гипергенных условиях. Кислород атмосферы обеспечил урану переход в легкоподвижную шестивалентную форму, что создало возможность мобилизации его с больших пространств суши, сноса в бассейны осадконакопления и осаждения на ограниченных участках с восстановительными условиями. При метаморфизме осадочных пород легкоподвижный уран переоткладывался гидротермами в вышележащих этажах, а малоподвижная (меньшая) часть его, связанная с акцессорными минералами, достигала зоны ультраметаморфизма и попала в образующиеся граниты. Библи. 12.

УДК 550.837.7

Естественная радиоактивность пород Раховского кристаллического массива. Лесной Д. А. «Рудообразование и металлогения», 1971.

На основании статистической обработки результатов люминесцентного анализа приведена характеристика фоновых содержаний урана в домезозойских породах Раховского кристаллического массива. Предложен метод расчленения и корреляции немых толщ массива с помощью методов радиостратиграфии. Табл. 1, библи. 6.

УДК 550.835:552.3(447.63)

Микрорадиографические исследования пород Токовского гранитного массива. Жукова А. М. «Рудообразование и металлогения», 1971.

В результате изучения пород Токовского гранитного массива микрорадиографическим методом установлено, что граниты, пегматиты, а также зоны гибридной метасоматического изменения и сульфидного обогащения содержат радиоэлементы как в минеральной, так и в рассеянной форме.

Часть минералов имеет ториевую $\left(\frac{C_{Th}}{C_u} = 5,5\right)$, часть — урановую $\left(\frac{C_{Th}}{C_u} = 0,1-0,3\right)$

природу радиоактивности. Определено содержание радиоэлементов в минералах и выявлено два типа ортитов с содержанием 0,12 и 0,41% экв. U. Первый встречен во всех разновидностях пород Токовского массива, второй — наблюдался реже и в основном в метасоматически измененных образованиях токовского гранита. Табл. 3, библи. 8.

УДК 653.495

Связь эпигенетической зональности красноцветов с процессами урано-битумного рудообразования. Лепкий С. Д. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Дана краткая характеристика урано-битумной минерализации в эпигенетически измененных пестроцветах. Приведены параметры распределения урана в эпигенетически измененных осадках. Определено влияние фактора эпигенеза на содержание урана в пестроцветных образованиях. Табл. 6, библиография 10.

УДК 553.495+550.89

Критерии парагенетического отложения ураноносных битумов и урана по геологическим и экспериментальным данным. Лесной Д. А. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Приведены основные особенности локализации урансодержащих углеродистых веществ, изложены основные точки зрения на их образование, аргументирована возможность совместного переноса и парагенетического отложения углеродистых веществ и урана. Библиография 31.

УДК 550.4:553.495

Современные представления о поведении тория в процессах рудообразования. Дроздовская А. А., Мельник Ю. П., Некрасова З. А. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Систематизированы и обобщены современные данные о поведении тория в различных процессах рудообразования, особенно в экзогенных процессах. На основе анализа имеющихся геологических данных и сопоставления их с результатами экспериментальных исследований и термодинамических расчетов определены формы водной миграции и условия осаждения тория из природных вод зоны гипергенеза. Рис. 3, табл. 2, библиография 74.

УДК 551.25

Анализ равновесных минеральных ассоциаций горных пород, метаморфизованных в условиях избытка и недостатка воды. Мельник Ю. П., Ярощук М. А. «Рудообразование и металлогения», 1971.

На основании геологических данных и термодинамического анализа минеральных ассоциаций рассмотрены особенности метаморфизма пелитовых, карбонатных пород и пород магматического происхождения в условиях разного насыщения растворами.

Анализ равновесных минеральных ассоциаций в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ при избытке и недостатке воды показал, что при различном содержании воды в отдельных участках метаморфизующейся толщи безводных ортопород в случае мозаичного (локального) равновесия в изобарно-изотермических условиях может возникнуть зональность, совершенно аналогичная температурной зональности в тех же породах при избытке воды. Рис. 4, табл. 2, библиография 61.

УДК 552.163(477.71)

Петрография и генезис железисто-силикатных сланцев Приазовья (на примере железорудных месторождений Мариупольского и Корсак-Могила). Глеवासский Е. Б., Есипчук К. Е., Цуканов В. А. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Рассматривается геологическая позиция и петрогенезис железистых метаморфических пород, состоящих из высокожелезистых силикатов (фаялита, пироксенов, амфиболов, граната) и кварца. На основе парагенетического анализа породообразующих минералов устанавливаются условия образования конкретных минеральных ассоциаций. Генетически железисто-силикатные сланцы представляются как высокометаморфизованные аналоги силикатных фаций железисто-кремнистых формаций. Рис. 5, табл. 3, библиография 15.

Использование малых элементов для стратиграфической корреляции метаморфических толщ (на примере Восточно-Ингулецкого гнейсового комплекса Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны). Вербицкий В. Н. «Рудообразование и металлогения», 1971.

Результаты статистической обработки распределения малых элементов в породах гнейсового комплекса использованы для геолого-геохимической корреляции «пар» типичных фрагментов разреза стратотипа (криворожской и метабазитовой серий) и гнейсовых толщ (высокометаморфизованного эквивалента). Установлено, что породы гнейсового комплекса и стратотипа характеризуются набором близких или тождественных значений средних содержаний «стабильных» малых элементов и хорошо коррелируются по ним. Благодаря этому в разрезе Восточно-Ингулецкого комплекса гнейсов с уверенностью можно выделить части, являющиеся бесспорными аналогами архейской мета-оазитовой и протерозойской криворожской серий, Рис. 1, библ. 17.

1 руб. 59 коп.

5737

 АНИУКОВА
ДУМКА

ОТК
19...