

Академия наук
СССР



ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Издательство · Наука ·



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
ИМ. В. И. ВЕРНАДСКОГО

550.93.553.2

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

2272



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1977

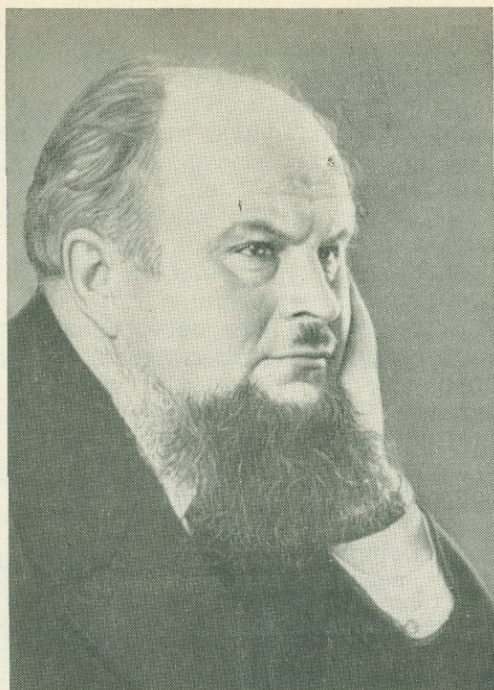
Сборник представляет собой серию статей советских и зарубежных авторов по вопросам рудообразования, причем многие работы являются приложением изотопных исследований к этим проблемам. Рассмотрены вопросы геохронологии рудных месторождений, генезиса руд в различных геохимических циклах — осадочно-метаморфическом, магматическом, гидротермальном, а также вопросы происхождения рудного вещества, условия накопления рудных компонентов в ходе осадконакопления и их мобилизации рудообразующими растворами.

Книга рассчитана на геологов и геохимиков, работающих в области геохронологии, изотопной геологии и рудообразования.

Ответственный редактор

Чл.-корр. АН СССР

В. Л. БАКСУКОВ



АЛЕКСЕИ ИВАНОВИЧ
ТУГАРИНОВ

Настоящий сборник научных статей был подготовлен в связи с шестидесятилетием со дня рождения известного советского геохимика, лауреата Ленинской премии, чл.-корр. АН СССР Алексея Ивановича Тугаринова. К сожалению книга выходит в свет уже после его безвременной кончины.

Воспитанник Московского геологоразведочного института А. И. Тугаринов прошел большой путь от геолога-производственника до ученого с мировым именем. Ученик академика А. П. Виноградова, он отразил в своей научной деятельности разносторонний круг интересов своего учителя. Проблемы рудогенезиса, геохимия изотопов, явления щелочного метасоматоза, геохимия редких и радиоактивных элементов как индикаторов рудного процесса, измерение абсолютного возраста горных пород и геохронология докембрия — вот далеко неполный перечень многогранной деятельности Алексея Ивановича.

Столь широкий круг вопросов решался им на основе детальных полевых наблюдений и использования тонких современных экспериментальных методов. Он один из первых в Советском Союзе применил методы измерения абсолютного возраста и геохимии изотопов для выяснения генезиса рудных месторождений, введя их в практику геологических исследований. Много внимания он уделял специфике геохимических процессов докембрия и выявлению источников рудного вещества. Путем тщательного анализа особенностей распределения изотопов свинца в породах и рудах, явлений удревления и омоложения, связанных с особенностями миграции радиоактивных элементов и их дочерних изотопов, А. И. Тугаринову удалось вскрыть конкретные источники рудного вещества, находящегося в более древних осадочных породах. Им вы-

двинута идея устойчивой связи между процессами осадконакопления, формирования рудоносных провинций и образования более поздних гидротермальных месторождений. Изучая процессы щелочного метасоматоза, А. И. Тугаринов установил закономерности разделения в природных процессах циркония и гафния, иттриевых и церовых редких земель. Изменение спектра редких земель им использовано как показатель генезиса конкретных месторождений.

Огромный научный опыт и знания Алексей Иванович передавал своим многочисленным ученикам. Являясь профессором Московского университета, он много лет читал курс общей геохимии и геохимии отдельных элементов, воспитывал аспирантов, в том числе и из зарубежных стран. Им написан своеобразный по построению и содержанию курс «Геохимия», отражающий широту его взглядов и знаний.

Благодаря широкой научной эрудиции и большому авторитету среди ученых Алексей Иванович Тугаринов принимал активное участие в деятельности различных всесоюзных и международных организаций, выступая с оригинальными докладами, участвуя в горячих дискуссиях по наиболее острым вопросам современной геохимии.

Многогранный круг интересов Алексея Ивановича получил отражение и в статьях этого сборника, написанных его соратниками, друзьями и учениками, в статьях, посвящаемых теперь его светлой памяти.

Член-корреспондент АН СССР, проф. *В. Л. Барсуков.*

ГЕОХРОНОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ВРЕМЕННАЯ СВЯЗЬ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ВУЛКАНИЗМОМ

Н. П. Лаверов, И. В. Чернышев

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ИХ ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ

Среди урановых месторождений все большее значение приобретают месторождения контрастных руд, локализованные в континентальных вулканических поясах. Такие месторождения установлены в палеозойских складчатых областях и в областях мезозойской тектоно-магматической активизации в Евразии и Америке. Они ассоциируют со сложными, часто глубоко дифференцированными вулканическими и вулкано-интрузивными комплексами пород преимущественно андезит-липаритового состава и повышенной щелочности. В складчатых областях такие комплексы формируются в орогенный послегеосинклинальный этап их развития, а в областях мезозойской активизации — в орогенный послеплатформенный период тектонических движений и магматической деятельности. Вулканические и вулкано-интрузивные комплексы ураноносных областей всегда формируются в условиях консолидированной сиалической коры континентального типа.

Для ураноносных провинций континентальных вулканических поясов характерен особый металлогенический облик. Отчетливо выделяется устойчивая ассоциация гидротермальных месторождений, образующих единый генетический ряд. В этот ряд нами включается шесть следующих наиболее важных рудных формаций: 1) так называемая медно-порфировая, 2) близповерхностная полиметальная свинцово-цинковая с серебром, 3) молибден-урановая, 4) эпитермальная золото-серебряная, 5) редкометальная берtrandит-фенакитовая и 6) флюоритовая.

Не все из них проявлены в каждом ураново-рудном районе, но некоторые имеют исключительно тесные связи. В первую очередь это относится к трем рудным формациям: молибден-урановой, флюоритовой и эпитермальной золото-серебряной.

Геологии и условиям формирования молибден-урановых месторождений посвящено много работ. Можно считать, что эти месторождения к настоящему времени хорошо изучены. Выявлены важные закономерности в их размещении внутри вулканических поясов, установлена большая роль структур вулканического происхождения в локализации рудных тел, хорошо изучены минеральный и вещественный составы руд, окolorудные метасоматиты и их зональность. Однако в течение длительного времени дискутируется вопрос о связи этих месторождений с вулканическими процессами. В настоящее время развиваются три точки зрения на формы такой связи.

1. Формирование молибден-урановых и сопутствующих им месторождений существенно оторвано во времени от процессов континентального вулканизма и связано с глубинными магматическими процессами, происходившими после прекращения вулканической деятельности [1, 2].

2. Рассматриваемые месторождения относятся к вулканогенным, генетически связаны с континентальными вулканитами и образованы в результате гидротермальной деятельности, сопровождавшей вулканический процесс [3].

3. Формирование молибден-урановых месторождений связывается с гидротермальной деятельностью, сопровождавшей становление магматических очагов, поставивших вулканический материал. Промышленные руды этих месторождений формируются на завершающем этапе вулканической деятельности в аномальных условиях термоартезианских систем депрессий. В рудообразовании принимают участие магматогенные и амагматические (вадозные) рудоносные растворы [4, 5].

Выводы о формах связи уранового рудообразования с континентальным вулканизмом в конкретных условиях в основном базируются на результатах геолого-геохимических исследований и в меньшей мере — на прецизионных геохронометрических исследованиях, сопровождающихся тщательной минераграфией руд.

Авторами настоящей статьи выполнены комплексные геологические и геохронометрические исследования в трех урановорудных палеовулканических провинциях: среднепалеозойской, позднепалеозойской и мезозойской.

Следует подчеркнуть, что промышленные урановые руды существенно оторваны во времени (на 30—80 млн. лет) от становления крупных (обычно палингенных) гранитоидных интрузивов, которые в силу больших масс могли бы рассматриваться в качестве источника рудообразующих растворов. Однако во всех этих палеовулканических урановых провинциях достоверно установлена близость во времени между становлением самых поздних гипабиссальных — субвулканических липаритов, гранит-порфиров, граносиенит-порфиров к дайкам лампрофиров и диабазов, обычно пересекающим такие тела, и формированием промышленных концентраций урана, а также сопутствующих им других гидротермальных месторождений. Такие магматические тела в силу малых размеров не могут быть источником рудоносных растворов. Именно поэтому и представляется логичной связь уранового рудообразования с магматическими коровыми очагами, поставившими вулканический материал к поверхности в орогенный период.

На это указывают следующие признаки.

1. Устойчивое проявление в палеовулканических урановых провинциях характерного семейства гидротермальных месторождений, образующих упомянутый выше единый формационный ряд, состав которого во многом определяется спецификой состава вулкано-интрузивных комплексов, близких по возрасту к оруденению. Характерно, что урановые месторождения занимают в таком ряду определенное положение.

2. Основные эпохи уранового и сопутствующего ему рудообразования в рассматриваемых вулканических областях совпадают во времени с формированием орогенных магматических комплексов. Они возникают непосредственно после прекращения вулканической деятельности и внедрения самых поздних субвулканических интрузивов и даек, т. е. в период консолидации коровых магматических очагов, питавших вулканы.

3. Все рассматриваемые месторождения урана тяготеют к крупным магмавыводящим разломам в земной коре, которые контролируют не только положение кальдер, вулканов, гипабиссальных интрузивов, но и зон интенсивного метасоматоза. Положение рудных залежей внутри таких зон определяется локальными факторами, среди которых структурные условия разгрузки гидротерм играют ведущую роль.

4. Ярко выражена геохимическая специализация вулканических комплексов, близких по возрасту к урановому оруденению, на основные компоненты, слагающие урановые руды (например, U, Th, F, Be, Y, Mo, Pb).

5. Устойчивые и определенные геологические возрастные соотношения между магматическими телами, околорудными метасоматитами и оруденением подтверждаются данными К—Аг геохронометрии.

В этих урановорудных районах в последние годы установлены сокращенные мощности гранитной части коры под крупными вулканическими кальдерами, а с помощью комплекса геофизических методов в зонах крупных разломов обнаружены гранитные тела — своеобразные корни вулканов, связывавшие их с застывшими на глубине очагами кислых магм. По-видимому, именно эти очаги служили источником рудоносных растворов, переносивших уран, фтор и сопутствующие им тяжелые металлы [6].

Вместе с тем изучение уран-молибденового месторождения (месторождение 1), приуроченного к вулканической депрессии, обнаружило значительную роль в рудообразовании напорных термоартезианских вод [5]. Заключение о возможности заимствования урана из вмещающих пород депрессии базируется на анализе пространственного распределения метасоматитов и руд, термометрических исследованиях, изучении состава газовой-жидких включений, изотопного состава серы сульфидов и сульфатов. Установлено также, что многие другие компоненты руд вынесены рудоносными растворами из вмещающих пород (щелочные, щелочноземельные элементы, сера и др.). Однако фтор, главная масса тяжелых металлов и урана поступали в вулканическую депрессию с глубинными растворами.

В последние годы в связи с широким развитием геохимических исследований в другом районе установлено заимствование урана и сопутствующих ему компонентов из черных углеродистых сланцев, накопившихся на ранней стадии геосинклинального цикла (месторождение 2). В районах их развития в рудах гидротермальных урановых месторождений зафиксировано появление целого ряда элементов, характерных для этих пород (ванадия, фосфора, молибдена, редких и рассеянных), находящихся в определенных (сходных с рудами) соотношениях. Это дает основание думать, что состав более поздней урановой минерализации в значительной степени определялся миграцией с рудоносными растворами компонентов, заимствованных из черных сланцев.

Анализ накопленных на сегодня данных дает возможность рассмотреть несколько механизмов формирования рудоносных растворов, образующих рассматриваемые урановые месторождения в палеовулканических областях. Среди них наиболее часто обсуждаются следующие гипотезы: а) гидротермальная магматогенная, б) гидротермальная метаморфогенная, в) гидротермальная вадозная (амагматическая). Однако ни одна из них не может считаться универсальной. Обычно на рассматриваемых урановых месторождениях проявлены признаки полигенной природы рудных веществ: часть рудных компонентов поступала из древних осадочных и других ураноносных формаций, другая — из глубинных гранитоидных расплавов; несомненно, что с нагретыми поверхностными водами кальдер также связаны рудные концентрации. Доля каждого из источников в конкретных случаях, по-видимому, бывает различной.

Учитывая исключительную важность вопроса о конкретных возрастных соотношениях уранового рудообразования с вулканическими процессами, авторы выполнили специальные геохронологические исследования. Прежде чем рассмотреть полученные результаты, представляется целесообразным кратко охарактеризовать место настурана в гидротермальном процессе, сформировавшем урановые руды в каждой из указанных выше палеовулканических провинций. Настуран является основным изотопным геохронометром в урановых рудах, и его минералого-генетические особенности весьма существенны для интерпретации получаемых возрастных значений.

МЕСТО НАСТУРАНА В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Минералогия позднепалеозойских гидротермальных образований наиболее детально изучена на месторождении 1. Здесь развиты четыре типа жил [5], которые являются продуктами соответственно четырех стадий минерализации: 1) кварц-полевошпат-гематитовых жил; 2) альбит-кальцит-флюоритовых жил; 3) урановорудных жил (собственно рудная, или настурановая, стадия); 4) мелких послерудных кальцитовых прожилков. Весь этот комплекс гидротермальных образований сформировался в интервале температур 300—100° С.

Настуран как основной урановорудный минерал представлен двумя генерациями. Настуран 1 образует корки на стенках трещин и в обломках породы, а также прожилки; структура сферолитовая концентрически-зональная. Размер сферолитов колеблется от сотых долей миллиметра до 1—2 мм. По границам зон сферолитов настурана 1 развиты коффинит, кальцит и другие минералы, образовавшиеся близкоодновременно с настураном 1. Эти три минерала являются главными для первой рудной ассоциации, в которой участвуют также хлорит и гидроокислы железа, флюорит, пирит и некоторые другие сульфиды. Во второй рудной ассоциации преобладают настуран 2, молибденит и галенит. Настуран 2 обычно замещает минералы первой ассоциации, образуя выделения неправильной формы. Настуран 2 отличается от настурана 1 по физическим свойствам (отражательная способность равна 7—8% по сравнению с 15—17% у настурана 1). Характерной особенностью настурана 2 является также наличие в нем тонкой вкрапленности галенита.

Тесная пространственная связь двух отмеченных ассоциаций, близкие температуры их образования, преемственность минерального состава свидетельствуют о том, что обе парагенетические ассоциации (и, следовательно, обе генерации настурана) образовались в одну стадию и являются продуктами изменения условий минералоотложения в едином гидротермальном процессе. Это заключение, очевидно, равносильное выводу о геологической одновозрастности настурана 1 и настурана 2, имеет важное значение для интерпретации полученных по ним изотопных U—Pb дат.

Месторождение 2, относящееся к среднему палеозою, имеет хорошо выраженную вертикальную зональность, вызванную развитием зоны окисления. Согласно Г. А. Тархановой, выделяются две основные разновидности настурана, отвечающие двум гидротермальным комплексам минералов — гипогенному и гипергенному.

Настуран 1 (гипогенный) входит в состав первичных гидротермальных руд. Он образует тонковкрапленные и сетчато-прожилковые выделения в туфах фельзитов. Размер сферолитов настурана 1 весьма мал (0,1—0,01 мм), вследствие чего настуран 1 трудно отделим от кварца и вмещающей породы. Настуран 2 (гипергенный) в ассоциации с халькозином, борнитом, ковеллином и другими минералами развит в зоне цементации и имеет регенерированное происхождение. Эти две генерации настурана резко отличаются по физическим свойствам. У настурана 1 отражательная способность равна 14—16%, константа решетки — 5,40—5,43 Å, кислородный коэффициент — 2,35. Для настурана 2 эти величины соответственно равны 11—12%, 5,37—5,39 Å и 2,46.

Согласно минералого-геологическим данным, процесс формирования первичных минералов урана мог быть значительно оторван по времени от процесса переотложения урана и образования настурана 2 и ассоциирующего с ним коффинита.

На мезозойском месторождении 3 весь комплекс гипогенных гидротермальных минералов, по данным И. В. Мельникова, сформировался в три последовательные стадии. Отложение настурана в основном относит-

ся ко второй (кварц-йордизит-настурановой) стадии. Выделяются три генерации настурана (1, 2 и 3). Среди них наиболее широким распространением пользуется настуран 3, который и анализировался нами изотопными методами. Настуран 3 имеет крупносферолитовую структуру (диаметр сферолитов до 10 мм) и образует корки, пространство между которыми заполнено кварцем. Он однороден (содержит лишь единичные включения галенита, приуроченные к микротрещинам), характеризуется исключительно высоким кислородным коэффициентом (около 2,1), отражательная способность 14,5—15%.

Месторождение 4 пространственно связано с месторождением 3 и геологически подобно ему. Настуран месторождения 4 по своим свойствам и генетическому положению близок к настурану, описанному выше.

Хорошая минералогическая изученность рассматриваемых месторождений позволила подойти к выбору материала для изотопного датирования с учетом разработанных минералого-генетических схем. Выбор образцов, значительная часть которых была нам предоставлена В. Л. Барсуковым, И. В. Мельниковым, В. А. Стрельцовым и Г. А. Тархановой, сопровождался их детальным микроскопическим изучением. Анализировавшиеся изотопными методами пробы настурана были представлены наиболее характерными для каждого месторождения рудослагающими генерациями этого минерала. Важным критерием при отборе образцов было отсутствие в них минералогических признаков вторичных гипергенных изменений.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ U—Pb ДАННЫХ

Геохронологическая часть работы базировалась на применении методики изотопного U—Pb датирования локальных проб урановых минералов, предложенной и разработанной И. В. Чернышевым. С помощью этой методики удается получить изотопные даты для зерен настурана (уранинита, коффинита) определенных генетических разновидностей, отдельных участков и зон рудных прожилков. Подобная «привязка» изотопных дат к определенному минеральному типу невозможна или крайне затруднена при обычно практикуемом отборе и анализе валовых проб минералов из-за минералогической неоднородности настурана и малого размера выделений. Локальная методика позволяет более обоснованно подойти к геологической интерпретации U—Pb изотопных дат, о чем подробнее будет сказано ниже.

Большая часть определений была выполнена из навесок 6—15 мг, соответствующих по объему 0,8—2 мм³ мономинерального настурана. Выделение локальных проб проводилось путем высверливания вещества из шлифов, которые предварительно изучали микроскопически. В проведении экспериментальной работы участвовали А. А. Агапова, В. Н. Голубев и В. А. Троицкий. Изотопный анализ проводился на модернизированном масс-спектрометре МИ-1311. Для калибровки прибора использовали стандарты свинца SRM 982 и SRM 983, выпущенные Национальным Бюро стандартов США. Содержания свинца и урана в настуранах определили методом изотопного разбавления. Применявшиеся методы изотопного анализа свинца и урана и другие аналитические процедуры подробно рассмотрены в ряде статей [7—9]. Цель, которую мы преследовали при разработке этих методов, состояла в том, чтобы анализ малых проб проводить с высокой точностью, поскольку точность определений является одним из факторов, обуславливающих достоверность результатов геохронологического исследования. Итоговые экспериментальные погрешности определения возраста при содержании в свинце пробы изотопа ²⁰⁴Pb около 0,1% характеризуются величиной 1,5% отн. для возраста $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и 2,3% отн. для $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$. При увеличении содержания

Таблица 1

Результаты изотопного U — Pb датирования урановых минералов месторождения 1

Номер пробы	Краткая характеристика пробы	Содержание, %		Изотопный состав, %				Возраст, млн. лет			$\delta t, \%$
		Pb	U	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$\frac{^{204}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
1	Материал нескольких отдельных сферолитов настурана 1, выделенных целиком из настуран-кальцитовой жилы	3,032	75,01	0,0752	91,07	5,930	2,924	267	274	329	2,6
2	Настуран 1, выделенный из центральной зоны тонкого настуранового прожилка, содержащего примесь сульфидов и кальцита	2,951	72,97	0,113	88,90	6,470	4,520	259	271	378	4,5
3	Крупный сферолит настурана 1, выделенный целиком из зальбандовой части настуран-кальцитовой жилы	2,328	73,25	0,066	91,57	5,787	2,577	212	220	311	3,7
4	Материал, выделенный из внутренних зон нескольких соседних сферолитов настурана 1. Отобран из того же образца, что и проба № 3	3,142	73,58	0,120	88,66	6,421	4,800	271	275	309	1,5
5	Настуран из центральной зоны настуранового прожилка. Выделенная проба содержит примерно 70% настурана 1 и 30% настурана 2	2,992	68,01	0,291	79,47	8,655	11,58	240	259	430	7,7
6	Настуран из центральной зоны настуранового прожилка. Выделенная проба содержит примерно 70% настурана 1 и 30% настурана 2. Образец отобран в 2,5 м по простиранию прожилка от пробы № 5	2,994	70,69	0,335	77,88	8,988	12,78	224	231	295	3,1
7	Настуран (95% настурана 1 и 5% настурана 2), выделенный из того же образца, что и проба № 6 Средний изотопный состав обыкновенного свинца, по данным анализа галенитов (см. табл. 5)	2,709	73,38	0,197	84,50	7,518	7,789	220	237	407	7,5
		—	—	1,376	24,807	21,442	52,375	—	—	—	—

^{204}Pb до 0,3% погрешность возраста $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ практически не меняется, а погрешность $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ возрастает до 2,7% отн. Значения возраста, приводимые в этой статье (табл. 1—4), рассчитаны на основе констант: $\lambda_{238} = (1,5513 \pm 0,0034) \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_{235} = (9,8485 \pm 0,0266) \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ [10], $K = 137,7$ (отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$) [11].

При рассмотрении U—Pb данных по отдельным месторождениям, во-первых, отчетливо обнаруживается разброс значений возраста, получаемых для разных образцов по любому из трех изотопных отношений. Такого рода различия предлагается называть «изотопной разновозрастностью» минералов. Во-вторых, можно заметить, что для каждого из образцов «внутреннее» соотношение значений изотопного возраста характеризуется последовательностью

$$t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}). \quad (1)$$

Таблица 2

Результаты изотопного U — Pb датирования урановых минералов месторождения 2

Но- мер про- бы	Краткая характеристика пробы	Содержание, %		Изотопный со- став, %				Возраст, млн. лет			δt, %
		Pb	U	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
1	Тонковкрапленные выделения настурана 1 в туфах фельзитов. Проба настурана содержит примесь кварца и породы	1,423	27,53	0,028	93,36	5,424	1,189	350	351	355	0,3
2	Вкрапленные и тонкопрожилковые выделения настурана 1 в окварцованных кварцевых порфирах. Проба настурана содержит примесь кварца и гематита	1,860	41,16	0,023	93,45	5,531	0,993	306	323	441	5,4
3	Прожилок настурана 2, секущий тонковкрапленные выделения настурана 1	1,923	64,09	0,041	92,84	5,555	1,563	204	215	341	5,3
4	Настуран 2 (псевдоморфоза по кальциту) из кварц-карбонатного прожилка, секущего вкрапленную руду	1,273	63,73	0,028	93,12	5,623	1,232	137	154	448	11,7
5	Коффинит из прожилка настурана 2 (проба № 3)	0,273	57,29	0,017	93,91	5,361	0,715	34	39	484	14,0
6	Галенит из кварц-карбонатного прожилка с сульфидами за пределами урановородных тел (изотопный состав обыкновенного свинца)	—	—	1,347	25,32	21,14	52,19	—	—	—	—

Таблица 3

Результаты изотопного U — Pb датирования настурана из кварц-настурановой жилы месторождения 3 *

Но- мер про- бы	Краткая характеристика пробы	Содержание, %		Изотопный состав, %				Возраст, млн. лет			δt, %
		Pb	U	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	
1	Массивное сферолитовое выделение настурана 3	1,687	77,34	0,133	87,95	6,432	5,488	139	145	256	4,2
2	Выделенный целиком сферолит настурана 3, находившийся среди кварца	1,599	77,92	0,091	90,28	5,887	3,745	135	140	224	3,6
3	Участок крупного сферолита настурана 3 среди кварца	1,567	75,33	0,089	90,27	5,907	3,739	137	143	249	4,3
4	Настуран 3 из корки, нарастающей на кварц	1,642	74,07	0,109	89,34	6,085	4,471	144	148	217	2,6
5	Галенит из пустот с кварцем среди дацитов (изотопный состав обыкновенного свинца)	—	—	1,396	25,61	21,38	51,61	—	—	—	—

* Выделение локальных проб 1—4 произведено из одного аншлифа.

Для части изученных образцов относительная разница значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb})$ превышает 4—4,5%, что дает нам основание считать эти значения дискордантными. На вопросе о дискордантности возрастных значений подробнее остановимся ниже.

Изотопная разновозрастность урановых рудных минералов и дискордантность получаемых по ним значений изотопного возраста — явления весьма распространенные, в той или иной степени проявленные как на докембрийских, так и на относительно более молодых фанерозойских урановых месторождениях [12—14]. Довольно многочисленные данные геохронологического изучения фанерозойских урановых месторождений

Таблица 4

Результаты изотопного U—Pb датирования настурана месторождения 4*

Но- мер про- бы	Краткая характеристика пробы	Содержание, %		Изотопный состав, %				Возраст, млн. лет			$\delta t, \%$
		Pb	U	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
1	Крупный сферолит настурана, выделенный целиком из кварц-настуранового прожилка	1,674	66,66	0,204	84,12	7,309	8,367	150	156	259	3,9
2	То же	1,715	70,26	0,277	80,46	8,233	11,03	137	145	285	5,7
3	Корковидный настуран из кварц-настурановых гнезд вблизи контакта с зоной окисления	0,218	74,74	0,246	82,37	7,610	9,773	17	18	136	5,7
4	Галенит из того же образца, что и проба № 3 (изотопный состав обыкновенного свинца)	—	—	1,363	25,38	21,22	52,04	—	—	—	—

* Выделение локальных проб 1 и 2 произведено из одного аншлифа.

СССР показывают, что различия значений t на конкретных месторождениях составляют многие десятки миллионов лет, причем в большинстве случаев выполняется соотношение (I).

Интерпретация таких расходящихся изотопных дат является, по-видимому, наиболее сложным и ответственным разделом геохронологического исследования в силу разнообразия причин этого явления и ввиду большой практической важности геохронологических выводов. Надо отметить, что отсутствие в работах некоторых авторов должного анализа получаемых данных, как и несовершенство применяемых ими методик отбора и изотопного изучения проб, нередко приводит к ошибочным выводам. Так, различия значений изотопного возраста настурана, обычно фиксируемые в пределах месторождений и даже небольших рудных тел, иногда интерпретируются как следствие последовательного проявления на них нескольких (до четырех-пяти) этапов уранового оруденения. Можно выделить две основные группы причин «изотопной разновозрастности» урановых минералов: процессы, нарушающие замкнутость U—Pb изотопных систем минералов в течение их жизни, и процессы новообразования минералов.

Минералого-геологические доказательства существования генераций настурана, разделенных интервалами времени в миллионы — десятки миллионов лет, как известно, для большинства месторождений отсутствуют. В то же время для богатых ураном минералов (настурана, уранинита, браннерита и др.) по сравнению, например, с таким минералом-геохронометром, как циркон, резко повышается роль процессов, нарушающих замкнутость их изотопных U—Pb систем, вследствие сильной радиационной разрушенности решетки и невысокой химической устойчи-

ности этих минералов. Возможен весьма интенсивный обмен компонентов урановых минералов с окружающей средой. Результаты лабораторных экспериментов с настураном (уранинитом) [12, 15], многочисленные примеры дискордантных соотношений изотопных возрастов, частая ассоциация урановых минералов и галенита, содержащего большие количества радиогенного свинца, говорят о легкости мобилизации и потере радиогенных изотопов и в первую очередь радиогенного свинца. Результаты расчетов [16, 17] показывают, что характерное соотношение возрастов (I) может возникнуть при действии различных механизмов потери свинца.

Опыт нашей работы показал, что важные критерии для оценки степени сохранности U—Pb геохронометрических систем минералов и истинности получаемых U—Pb дат как цифр возраста минералов удается получить благодаря применению методики отбора локальных проб минералов. Другой независимый путь решения этих вопросов заключается в анализе соотношения значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, получаемых для данной пробы¹. Одним из авторов статьи (И. В. Чернышевым) была проанализирована достоверность этого критерия применительно к случаям эпизодического процесса потери общего свинца или привноса (или потери) урана минералами фанерозойского возраста. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в специальной статье.

Здесь отметим только два вывода, важных для дальнейшего изложения. 1. Согласие значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$, $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ является необходимым, но недостаточным признаком замкнутости изотопной U—Pb системы минерала или истинности получаемых дат как цифр возраста. Окончательная интерпретация согласующихся дат требует привлечения дополнительных сведений. 2. Дискордантность указанных значений t является достаточным признаком нарушения минерала.

На практике информативность этих критериев сильно зависит от точности измерений. В данной работе благодаря применению прецизионных методов анализа и использованию новых значений констант распада [10] мы можем считать, что значимой (т. е. обусловленной не экспериментальными ошибками) является разница $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ 2,6—3,1% отн. при содержании изотопа ^{204}Pb в свинце минерала соответственно 0,1—0,3%.

Одной из причин внутреннего различия значений $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb})$ и $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb})$ является неточность знания изотопного состава нерадиогенного (поправочного) свинца. Учитывая реальные колебания этой величины на изученных месторождениях, это дополнительно возникающее различие значений t можно оценить величиной не более 1,5% отн. Поэтому порог или разница значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$, превышение которой дает основание считать полученные даты дискордантными, а U—Pb геохронометрическую систему минерала нарушенной, составляет 4—4,5% отн. Относительную разницу значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb})$ будем обозначать δt (см. табл. 1—4).

Представления о возрасте вулканических пород, с которыми ассоциируют рассматриваемые здесь месторождения урана, базируются на геологических датировках и на полученных ранее данных K—Ar метода. K—Ar определения выполняли по методикам, разработанным под руководством Л. Л. Шанина. Радиогенный аргон определили методом изотопного разбавления с моноизотопом ^{38}Ar в качестве трасера. Погрешность определений составляет 2—3% отн. K—Ar даты рассчитывали на основе констант: $\lambda_{\text{R}} = 4,72 \times 10^{-10}$ год⁻¹, $\lambda_{\text{K}} = 0,557 \times 10^{-10}$ год⁻¹, $^{40}\text{K}/\text{K} = 0,0122$ вес. %.

¹ Величина изотопного значения $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ полностью определяется значениями $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$. Если с высокой точностью известно соотношение этих значений, то величина $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$ не несет дополнительной информации.

ВОЗРАСТ УРАНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ЕГО ВРЕМЕННАЯ СВЯЗЬ С ВУЛКАНИЗМОМ

Для каждого из изученных разновозрастных месторождений полученные U—Pb даты довольно четко разделяются на две группы. К первой группе относятся даты, которые являются относительно более древними и характеризуются разницей значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ от 0,3% (месторождение 2) до 4,5% (месторождение 1). Как уже отмечалось, возрасты с таким соотношением значений можно считать согласующимися. Для большинства дат второй группы, являющихся по абсолютной величине более молодыми, характерна значительно большая, чем 4,5%, разница значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$. Это дает основание считать их дискордантными.

Для месторождения 1 эти древние даты составляют 270—275 млн. лет (пробы 1, 2, 4; см. табл. 1) и хорошо совпадают с возрастом рудовмещающих кислых экструзивов, который, по данным И. Б. Иванова и Н. П. Лаверова, на основании 30 K—Ag определений принимается равным 270—280 млн. лет. Этими же авторами для околорудного серицита были получены также достаточно близкие значения K—Ag возраста, лежащие в пределах 270—280 млн. лет. Следует здесь заметить, что сопоставление U—Pb и K—Ag дат возможно сейчас с погрешностью порядка 4% отн., которая в основном определяется вероятной ошибкой принимаемых значений констант распада изотопа ^{40}K . Примерно с такой же методической ошибкой (± 6 млн. лет при возрасте 150 млн. лет и ± 12 млн. лет при возрасте 300 млн. лет) можно говорить о согласии K—Ag и U—Pb возрастов.

Такое соотношение U—Pb дат и многочисленных хорошо согласующихся друг с другом K—Ag дат, полученных по породам, контролирующим нижний возрастной предел оруденения, свидетельствует о том, что рассматриваемые настураны не являются омоложенными. Что касается возможности их удревления, то наиболее реальной причиной его мог бы явиться захват аномального обычного свинца. Авторы изучили изотопный состав свинца шести галенитов, относящихся к рудной стадии и занимающих на месторождении различное геологическое положение, но не обнаружили аномальных сдвигов (табл. 5). Для отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ различие крайних величин составляет 0,55%, для отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — 0,9%. Рудный свинец на месторождении 1 является нормальным, отвечающим среднепалеозойскому возрасту его источника. Захват такого свинца настураном не мог привести к сколько-нибудь заметному удревлению возрастов.

На месторождении 2 наиболее ранний метасоматический настуран (проба 1) также показал сходящиеся возрасты (350—355 млн. лет). Эти даты отвечают нижней возрастной границе оруденения, в качестве которой на данном месторождении принимается рубеж девон — карбон, что, согласно геохронологической шкале 1964 г. [18], отвечает интервалу 340—360 млн. лет. Такая датировка нижнего возрастного рубежа была установлена Б. М. Сельцовым и другими исследователями главным образом на основании геологических наблюдений: дайки, содержащие иногда рудные концентрации, прорывают верхи рудовмещающей толщи Д₂—Д₃. K—Ag датирование эффузивных пород, с которыми пространственно связано урановое оруденение на месторождении 2, показало разброс значений от 320 до 360 млн. лет, что, по-видимому, связано с широко проявленными в этих породах вторичными изменениями вкрапленников и основной массы.

Наиболее древние из U—Pb дат, полученных для настурана месторождений 3 и 4, которые тесно связаны пространственно и генетически подобны друг другу, составляют 145—155 млн. лет, а возрасты $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ в пределах 4,5% отн. являются согласующимися.

Данные значения оказываются очень близкими к К—Аг возрасту субвулканических пород граносиенит-порфиров, гранит-порфиров и сиенит-порфиров, составляющему 150—155 млн. лет. Эти породы в свою очередь являются секущими по отношению к рудовмещающим эффузивам, возраст которых принимается несколько более древним — 155—165 млн. лет.

Соответствие U—Pb дат нижней возрастной границы оруденения и одновременно наблюдаемое внутреннее согласие значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ для индивидуальных образцов позволяет принять эти древние даты в качестве возраста уранового оруденения. Для всех изученных месторождений, учитывая возможные погрешности U—Pb и К—Аг метода, можно констатировать тесную временную связь наиболее поздних магматических образований в депрессиях и гидротермального уранового оруденения.

Таблица 5

Изотопный состав свинца галенитов рудной стадии месторождения 1

Номер пробы	Краткая характеристика пробы	Изотопный состав, %				Изотопные отношения		
		^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	Единичный кристаллик галенита из зоны рыхлого материала на контакте корки настурана и вмещающей породы	1,378	24,82	21,41	52,39	18,01	15,54	38,02
2	Единичный кристаллик галенита из вмещающей породы в 2 см от контакта с настуран-кальцитовым прожилком	1,373	24,79	21,44	52,40	18,06	15,62	38,17
3	Галенит из кварц-барит-флюоритовой жилы вдали от урановородных тел	1,369	24,80	21,44	52,39	18,12	15,66	38,27
4	То же	1,373	24,83	21,39	52,40	18,08	15,58	38,17
5	Вкрапленность галенита в туфах кварцевых порфиров за пределами урановородных тел	1,377	24,77	21,49	52,36	17,99	15,61	38,03
6	Галенит из кальцита, выполняющего центральную часть настуран-кальцитового прожилка	1,378	24,82	21,49	52,31	18,01	15,60	37,96
	Средний изотопный состав свинца по пробам 1, 2, 4, 5, 6	1,376	24,807	21,442	52,375	18,028	15,583	38,063

Для понимания геологического смысла более молодых дат, зафиксированных на всех изученных месторождениях, важное значение имеют результаты изучения локальных проб, в первую очередь проб месторождения 1 (см. табл. 1).

1. Пробы 5 и 6 выделены из центральной зоны настуранового прожилка в 2,5 м друг от друга по простиранию последнего. Различия величин изотопного возраста этих проб в 2—3 раза превышают экспериментальные ошибки, составляя 16 млн. лет для $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и 28 млн. лет для $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$. Более древний настуран пробы 5 обнаруживает сильно дискордантное соотношение возрастов ($\delta t=7,7\%$).

2. Пробы настурана 6 и 7 выделены из одного аншлифа. Хотя различие их как по возрасту $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$, так и по $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ не выходит за пределы погрешностей, но проба 7 отличается явно дискордантным

соотношением значений $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ и $t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ и, следовательно, резко повышенным значением $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

3. Проба 4 представляет материал, выверленный из центральных зон (ядер) нескольких аналогичных сферолитов настурана, расположенных рядом по зальбанду карбонат-настуранового прожилка. Проба 3 представлена единичным целым сферолитом, извлеченным из того же прожилка. Изотопный возраст этих двух проб (по обоим изотопным отношениям) различается примерно на 60 млн. лет и является соответственно самым высоким и самым низким из полученных нами для данного месторождения.

Рассмотрим данные по месторождениям 3 и 4. Как видно из табл. 3, U—Pb возрасты четырех локальных проб довольно близки и показывают в среднем дату 143 млн. лет. Однако можно отметить реально существующее различие величин возраста $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ для проб 2 и 4. Оно более чем вдвое превышает экспериментальную ошибку. Еще более определена разница возраста $t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ для двух аналогичных друг другу крупных зерен настурана, выделенных из одного аншлифа (см. табл. 4, пробы 1 и 2).

Следует обратить внимание на различия U—Pb возраста проб месторождения 2 (см. табл. 2), относящихся к одной и той же генерации настурана (пары проб 1—2 и 3—4), и на резко дискордантный характер значений возраста для всех проб, за исключением пробы 1.

Все эти данные характеризуют различия изотопного возраста локальных участков прожилков минералогически однотипных и геологически одновозрастных выделений настурана. Поэтому эти различия, учитывая уже отмеченную невысокую химическую устойчивость настурана, можно объяснить потерей настураном радиогенного свинца, которая была избирательной, проявлялась локально и привела к частичному омоложению настурана. Для месторождения 2 такая модель хорошо согласуется с наблюдаемой тенденцией увеличения дискордантности (т. е. разницы δt) в ряду сильно омоложенных проб 3—5, однако, возможно, она осложняется тем, что разница измеренных изотопных возрастов настурана 1 и настурана 2 частично вызвана действительной геологической разновозрастностью этих генераций настурана.

На том же месторождении в галенитовых микропрожилках, секущих первичные урановые руды, с помощью масс-спектрометрического анализа обнаружен свинец, содержащий 90—93% изотопа ^{206}Pb , т. е. свинец существенно радиогенный. Эти данные говорят о том, что на месторождении 2 потеря радиогенного свинца урановыми минералами, вызвавшая их омоложение, носила кратковременный эпизодический характер и сопровождалась фиксацией радиогенного свинца в виде самостоятельных выделений галенита. На остальных месторождениях процесс потери свинца был меньше по масштабу и носил, по-видимому, характер достаточно длительного выщелачивания. Судя по очень молодым датам, полученным по двум пробам месторождения 2 (проба 5) и месторождения 4 (проба 3), вторичные процессы могли протекать или продолжаться вплоть до кайнозойского времени.

Говоря о геологических причинах процессов изотопного омоложения, необходимо отметить, что для рассматриваемых урановых месторождений предположение о пострудном термическом воздействии (магматизм, общее погружение территории) не имеет оснований. Ведущая роль, вероятно, принадлежит эпигенетическому преобразованию настурана вследствие взаимодействия с подземными водами, возможно термальными. Рудные зоны служат зонами разгрузки вод, а фильтрация в рудовмещающих вулканических породах облегчается вследствие высокой пористости (5—20%) эффузивов. К аналогичному выводу о роли вторичных процессов на искажение U—Pb дат пришли Д. Миллер и Дж. Калп [13], изучавшие возраст урановых руд плато Колорадо. Механизм эпигенетиче-

ского омоложения настурана не универсален, поскольку на некоторых урановых месторождениях разброс или резкие различия U—Pb дат удается объяснить только проявлением процесса переотложения урана, значительно оторванного по времени от самого формирования руд. Однако для рассмотренных выше месторождений этот механизм в рамках имеющихся геологических и изотопных данных представляется наиболее вероятным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые определенно установлена близость возраста магматических пород, образовавшихся в завершающую стадию вулканизма, и гидротермальных молибден-урановых руд. О реальном разрыве во времени между гидротермальным урановым оруденением и завершением вулканической деятельности можно судить с погрешностью в несколько миллионов лет (не более 6—12 млн. лет), отвечающей современным возможностям методов изотопного датирования.

Временная близость молибден-уранового оруденения и континентального вулканизма, установленная на примере различных по возрасту ураноносных палеовулканических областей, свидетельствует о значительной роли глубинных магматических и послемагматических гидротермальных процессов в формировании этих месторождений. В связи с этим представляется вероятным, что внутрикоровые магматические очаги, на раннем этапе своего развития поставляющие вулканический материал, на стадии консолидации являлись источником урана, фтора, молибдена и некоторых других сопутствующих компонентов руд молибден-урановых месторождений.

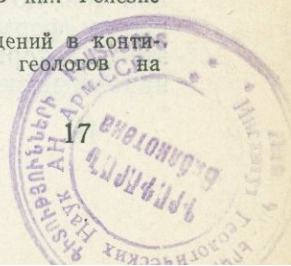
С другой стороны, временная близость вулканизма и оруденения является признаком того, что вулканические тела, близкие по возрасту к оруденению, играли важную роль в формировании термоартезианских систем вулканических депрессий, определявших условия мобилизации рассеянных рудных компонентов, их миграцию и положение полей разгрузки продуктивных гидротерм.

Таким образом, хотя установленный факт близости времени проявления вулканизма и уранового оруденения еще однозначно не решает вопроса об источнике концентраций урана, он, несомненно, подчеркивает роль вулканизма как важнейшего геологического фактора в формировании месторождений рассматриваемого типа.

На изученных месторождениях урана четко проявлены постгенетические преобразования руд, сопровождавшиеся миграцией радиогенного свинца и переотложением урана. Опыт проведенной работы показывает, что U—Pb изотопное изучение локальных проб минералов является эффективным средством диагностирования таких процессов и дает объективные критерии для геологической интерпретации расходящихся изотопных дат.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. Е. Сморгков. Роль магматических процессов в образовании гидротермальных урановых месторождений.— В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
2. Ф. И. Вольфсон, П. Д. Яковлев. Структуры рудных полей и месторождений. М., «Недра», 1975.
3. В. Н. Котляр. Вулканогенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
4. Н. П. Лаверов. Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1972.



5. В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, Н. П. Лаверов, В. Н. Козырев, Б. И. Малышев. Условия образования урановых руд в вулканических депрессиях. М., Атомиздат, 1972.
6. В. И. Казанский, Н. П. Лаверов, А. И. Тугаринов. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений.—Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4.
7. И. В. Чернышев, Л. Л. Шанин. Определение урана методом изотопного разбавления.—Бюлл. Комис. АН СССР по опред. абс. возр. геол. форм., вып. IX. М., «Наука», 1970.
8. И. В. Чернышев, Л. Л. Шанин, Б. К. Маланьин, А. А. Агапова. Изотопный анализ с применением поверхностной ионизации, системы дискретной цифровой регистрации масс-спектров и обчетом данных на ЭВМ.—Материалы I Всесоюзной конференции по масс-спектрометрии. Л., «Наука», 1972.
9. И. В. Чернышев, А. А. Агапова, Л. Л. Шанин. Разработка и применение синтетических изотопных стандартов для масс-спектрометрии.—В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1975.
10. A. H. Jaffey, K. F. Flynn, L. E. Glendenin, W. C. Bentley, A. M. Essling. Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U .—Phys. Rev., C, 1971, 4, 1889.
11. F. E. Senftle, L. R. Stieff, F. Cuttitta, P. J. Kuroda. Comparison of the isotopic abundance of ^{235}U and ^{238}U and the radium activity ratios in Colorado Plateau uranium ores.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1957, 11, 189.
12. W. R. Eckelman, J. L. Kulp. Uranium-lead method of age determination. Part I. Lake Athabasca problem.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1956, 67, 35.
13. Д. Миллер, Дж. Калп. Изотопные данные о происхождении урановых руд плато Колорадо.—В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М., Атомиздат, 1969.
14. V. Koepfel. Age and history of uranium mineralization of the Bearverlodge area, Saskatchewan.—Geol. Survey Canada, 1968.
15. А. И. Тугаринов, Л. П. Орлова, С. И. Зыков, М. С. Чупахин. О формах нахождения свинца в урановой смолке в связи с определением абсолютного возраста минералов.—Труды IV сес. Комис. по опред. абс. возр. геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1957.
16. G. R. Tilton. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages.—J. Geophys. Res., 1960, 65, 2933.
17. Ю. А. Шуколоков. Об интерпретации несовпадающих значений возраста, вычисленных по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$.—Геохимия, 1964, № 9.
18. Г. Д. Афанасьев и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом международных данных.—В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1964.

НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ РУБЕЖИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ШИТА

С. Ф. Карпенко, А. В. Тарханов

В настоящее время получено большое количество геохронологических данных (главным образом К—Аг и U—Th—Pb значений возраста) о возрасте докембрийских пород центральной части Украинского щита. Тем не менее среди исследователей, занимающихся изучением докембрия этого региона, нет единого мнения о возрасте даже наиболее распространенных комплексов кристаллических пород Украинского щита. Причиной этого является не только неодинаковая достоверность результатов, полученных разными методами, но и слабая в ряде случаев геологическая изученность анализируемого материала, что делает невозможной точную привязку исследованных минералов к определенным процессам формирования или последующего изменения пород. Исходя из этого, авторы данной работы сделали попытку обосновать наиболее надежные значения верхних пределов возраста некоторых геологических

Таблица 1

Некоторые новые данные о возрасте редкометальной минерализации, развитой среди различных пород центральной части Украинского щита

Минерал, район	Содержание, %			Изотопный состав, %				Возраст, млн. лет			
	U	Th	Pb	²⁰¹ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th
Гранитизированные и альбитизированные амфиболиты Среднего Приднепровья											
Ортит, Токовский массив	0,024	0,57	0,26	1,04	21,06	16,77	61,13	3470	2870	2460	2500
Сфен, Токовский массив	0,016	0,059	0,06	1,19	27,16	19,62	52,03	2245	2320	2405	2360
Зоны микроклинизации и биотитизации гранитоидов Ингуло-Ингулецкого района и Побужья											
Монацит, с. Чечелиевка	0,275	7,5	0,78	0,007	10,84	1,44	87,72	2000	2025	2045	2000
» с. Добрянка	0,84	9,20	1,17	0,015	23,66	3,18	73,14	2090	2080	2075	2025
» с. Волчья Балка	0,12	8,50	0,87	0,018	5,17	0,90	93,91	2250	2180	2110	2090
» с. Алексеевка	0,95	7,30	1,07	0,01	29,10	3,80	67,08	2090	2085	2075	2140
Ксенотим, там же	0,41	—	0,16	0,025	85,07	10,87	4,03	2120	2110	2095	—
Окварцованные пегматиты											
Уранинит, пос. Красный Забойщик	44,4	—	14,8	0,02	84,85	10,11	5,01	1840	1880	1930	—
Уранинит, Побужье	22,3	4,8	8,5	0,002	84,81	10,15	5,04	2070	2025	1980	1935
То же	49,9	8,2	19,1	—	85,83	10,33	3,84	2105	2050	1990	2050
»	46,1	6,2	16,9	0,01	86,01	10,46	3,53	2020	2010	1990	1960
Сиенит-аплиты, секущие граниты рапакиви											
Концентрат, западный экзо- контакт	0,204	—	0,052	0,028	88,71	9,85	1,41	1510	1620	1770	—
Корсунь-Новомиргородский плутон	0,135	—	0,039	0,016	89,03	9,90	0,99	1695	1745	1805	—

формаций щита, которые можно считать опорными для дальнейших исследований в этом направлении. По мнению авторов, занимающихся многие годы комплексным изучением редкометальной минерализации центральной части щита, геологическая позиция и возраст некоторых типов минерализации к настоящему времени установлены настолько верно, что они могут служить надежными реперами для возрастного расчленения пород щита.

Ниже приводятся геолого-минералогическая и геохронологическая характеристики некоторых таких типов редкометальной минерализации.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩАЯ ВЕРХНИЙ ПРЕДЕЛ ВОЗРАСТА МИГМАТИТОВ, ГРАНИТОВ И АМФИБОЛИТОВ СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ

Район сложен главным образом биотитовыми и амфиболовыми плагиомигматитами, плагиогранитами и амфиболитами. Амфиболиты встречаются как в виде мелких останцов среди мигматитов, так и в виде широких протяженных дугообразных полос, окаймляющих крупные блоки мигматитов.

Все исследователи единодушно относят плагиомигматиты к архею; по поводу возраста гранитов и амфиболитов нет единого мнения. Некоторые авторы [1] считают, что амфиболиты Криворожско-Кременчугской зоны и амфиболиты дугообразных полос среди мигматитов являются

разновозрастными, и первые относят к протерозою, а вторые — к архею. По мнению одних авторов [2], плагиограниты древнее пород криворожской серии, по мнению других [3], — моложе.

Детальной геологической съемкой последних лет установлено, что амфиболиты, подстилающие нижнюю свиту криворожской серии (амфиболиты K_0) в Желтореченской полосе и в Девладово-Герновской зоне в виде выгнутых к югу дуг, непосредственно прослеживаются вплоть до Верховцевской зоны, что свидетельствует об идентичности амфиболитов K_0 и амфиболитов metabазитовой серии (по Н. П. Семененко).

Ранее, при определении возраста плагиомигматитов и плагиогранитов, развитых в этом районе, по урансодержащему ортиту, принималось, что ортит представляет собой акцессорный минерал этих пород. Однако тщательное исследование этих пород показывает, что неизменные мигматиты, граниты, а также амфиболиты не содержат заметного количества этого минерала, о чем свидетельствует исключительно низкая радиоактивность этих пород (менее 10 мкр/час).

Радиоактивные аномалии, обусловленные скоплениями уран- и торийсодержащих ортита, сфена и апатита, приурочены к региональным разломам, секущим мигматиты, граниты и залегающие среди них амфиболиты. При этом в зонах разломов все эти породы преобразуются в породы диоритового состава и облика, для которых характерна обильная вкрапленность радиоактивных минералов. Наибольшим распространением среди этих пород пользуются амфиболовые плагиоклазиты, состоящие на 80—90% из плагиоклаза переменного состава — от андезина до альбит-олигоклаза, актинолитовой роговой обманки, эпидота и кварца. Породы светло-серые и серые, среднезернистые, с многочисленными реликтами амфиболитов. Часто даже в пределах одного образца можно наблюдать постепенный переход от амфиболита до лейкократового плагиоклазита. На отдельных участках, подвергшихся наиболее интенсивным деформациям, амфиболовые плагиоклазиты превращены в эпидот-хлоритовые олигоклазиты и альбититы.

Все эти породы содержат в том или ином количестве вкрапленность ортита, сфена, апатита, иногда торита и отличаются довольно высокой радиоактивностью (более 50 мкр/час). Наиболее распространенный минерал — ортит встречается в виде призматических кристаллов размером 0,6—1 мм или в виде мелких изометричных зерен размером 0,05—0,15 мм. Часто вокруг зерен ортита отмечается рубашка эпидота. Сфен образует неправильной формы зерна или агрегаты зерен, находящихся в сростках с ортитом. Ортит, сфен, апатит и эпидот входят в состав единой парагенетической ассоциации, завершающей формирование плагиоклазитов и альбититов в тектонических зонах, занимающих явно секущее положение по отношению к плагиомигматитам, плагиогранитам и амфиболитам.

К настоящему времени выполнено не менее десяти определений абсолютного возраста сфен-ортитовой минерализации этого типа. В табл. 1 приведены два новых определения возраста ортита и сфена из минерализованных зон района Токовского массива, остальные данные можно найти в работах [4, 5]. Анализируя эти результаты, можно с уверенностью говорить о том, что образование сфена и ортита, приуроченных к секущим региональным разломам, происходило 2500—2600 млн. лет назад. Из этого вытекает, что плагиограниты, плагиомигматиты и амфиболиты Среднего Приднепровья, рассекаемые этими разломными зонами, несомненно, имеют более древний, архейский, возраст.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩАЯ ВЕРХНИЙ ПРЕДЕЛ ВОЗРАСТА ГРАНИТОВ И ГНЕЙСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В центральной части щита, между Криворожско-Кременчугским и Тальновским глубинными разломами, наибольшим распространением пользуются породы метаморфического комплекса, представленные главным образом мелкозернистыми биотитовыми гнейсами с подчиненным развитием пироксеновых, амфиболовых и графитовых гнейсов, кварцитов, железистых кварцитов, карбонатных пород и амфиболовых и биотитовых сланцев.

Породы метаморфического комплекса обрамляют многочисленные разновеликие блоки и массивы гранитоидного состава, среди которых особое место занимает Корсунь-Новомиргородский плутон, не рассматриваемый в данном разделе. Гранитоидные массивы неоднородны, отмечается большое количество разновидностей мигматитов и гранитов, различающихся по составу, текстуре и структуре. Нет единого мнения по вопросам систематики гранитоидов и их возраста. Для одних и тех же гранитов конкретных массивов значения возраста, по данным различных авторов, колеблются от 1500 до 2500 млн. лет. Однако полевыми наблюдениями однозначно установлено, что во всех массивах наиболее молодыми являются жильные микроклиновые граниты и тесно связанные с ними пегматиты и аплиты, слагающие обычно узкие и протяженные пояса. Не вызывает сомнения и более молодой возраст этих пород относительно пород метаморфического комплекса, с которыми они имеют четкие прямолинейные, часто интрузивные контакты. Естественно ожидать, что изучение минерализации, проявленной в наиболее молодых гранитоидах, может дать ценные данные для определения верхней границы возраста всех наиболее распространенных гранитоидов района, а также пород метаморфического комплекса.

Установлены три типа редкометальной минерализации, пространственно, а возможно, и генетически связанных с наиболее молодыми гранитоидами. Ниже дана краткая характеристика каждого из этих типов.

Малакон-монацитовая минерализация развита главным образом в экзоконтактах гранитоидных массивов, насыщенных жилами микроклиновых гранитоидов, пегматитов и аплитов. Монацит и реже малакон являются распространенными аксессуориями этих пород, но наиболее богатые скопления этих минералов установлены в биотитовых оторочках жил. Около сел. Чечелиевка на контакте с жилами пегматоидных гранитов в мелкозернистых биотитовых гнейсах отмечаются зоны мощностью до 1 м, сложенные крупночешуйчатым биотитом, насыщенным густой вкрапленностью красно-бурых таблитчатых кристаллов монацита. Монацит содержат и шширообразные скопления биотита внутри пегматоидных жил; он почти всегда ассоциирует с малаконом.

Скопления монацита установлены в зонах интенсивной микроклинизации мигматитов. Микроклинизация приводит к образованию неравномернозернистых лейкократовых красных микроклиновых гранитов с неравномерным распределением скоплений биотита и довольно крупных кристаллов магнетита. Скопления биотита содержат вкрапленность монацита, малакона, а иногда ксенотима.

Результаты геохронологических исследований минерализации этого типа (см. табл. 1) однозначно показывают, что образование минералов происходило 2000—2100 млн. лет назад. Для данной минерализации характерна прекрасная сходимость значений возраста, полученных по разным изотопным отношениям, что позволяет считать их надежно установленными. Приведенные данные хорошо согласуются с имеющимися результатами определений возраста минерализации этого типа, получен-

ными в разные годы в разных геохронологических лабораториях Советского Союза.

Молибденит-уранинитовая минерализация развита в зонах региональных разломов, проходящих обычно вдоль контактов гранитоидных массивов с породами метаморфического комплекса. Те и другие подвержены интенсивному кремнево-калиевому метасоматозу. Микроклинизация охватывает большие поля, выходящие за пределы зон катаклаза, и сопровождается описанной выше малакон-монашитовой минерализацией. Окварцевание отмечается вдоль тектонических нарушений и особенно интенсивно развито в катаклизованных пегматитах, являющихся наиболее молодыми образованиями среди всех гранитоидных пород. Уранинит в ассоциации с молибденитом установлен в краевых частях микроклинизированных и окварцованных пегматитовых тел, он образует псевдоморфозы по монациту, развивается вдоль мелких волосовидных трещинок в кварце и полевом шпате. Типоморфной особенностью его является довольно высокое (до нескольких процентов) содержание тория и редких земель. Уранинит и молибденит являются наиболее поздними минералами в зонах кремнево-калиевого метасоматоза, в той или иной степени проявленного в апикальных частях почти всех гранитоидных массивов района. Минерализация этого типа широко проявлена в районе Побужья; несколько таких проявлений встречено у пос. Красный Забойщик в пегматитовых жилах, секущих породы средней свиты криворожской серии.

Результаты определения абсолютного возраста уранинитов из окварцованных пегматитов района пос. Красный Забойщик (см. табл. 1) показывают, что все изученные ураниниты характеризуются хорошей сходимостью возрастных значений, полученных не только по U—Pb, но и по Pb—Th отношениям. Исходя из этого, можно заключить, что возраст этих уранинитов определен достаточно точно и равен 2000 млн. лет. Близкие значения возраста были получены и по другим пробам уранинитов аналогичного типа, проанализированным в различных лабораториях страны.

Сульфидная прожилковая минерализация развита главным образом в восточной части рассматриваемого региона, в пределах субмеридиональных тектонических зон, пересекающих гранитизированные останцы железных пород среди мигматитов, а также на западном контакте Ингулецкого блока мигматитов с карбонатными породами, кварцитами и биотитовыми гнейсами. Эта минерализация приурочена к милонитовым швам, явно секущим все кристаллические породы (мигматиты, плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые граниты, жилы пегматитов и аплитов, железистые кварциты, железные руды, амфиболиты, амфиболовые и биотитовые сланцы, кварциты и карбонатные породы). Вместе с сульфидами в этих зонах иногда встречается уранинит, представляющий собой прекрасный материал для геохронологических определений. Рудная минерализация представлена сетью мелких ветвящихся и сочленяющихся прожилков в милонитах и брекчиях. Иногда рудные минералы цементируют мелкие обломки всех перечисленных выше пород. Наиболее распространенными минералами являются халькопирит, пирит, магнетит, ильменит, в небольших количествах отмечаются кубанит, сфалерит, галенит, висмутин, сульфовисмутиты меди, самородное серебро и висмут. Уранинит встречается в виде дендритовых агрегатов, нарастающих на обломки пород; он часто раздроблен и сцементирован сульфидами.

Данные об абсолютном возрасте уранинитов этого типа, полученные А. И. Тугариновым и другими более 10 лет назад, свидетельствуют о том, что минерализация образовалась около 2000 млн. лет назад, т. е. одновременно с уранинитами из окварцованных пегматитов. Таким образом, геохронологические данные, с одной стороны, подтверждают существо-

ющие геологические представления о возрастных взаимоотношениях минерализации разных типов и вмещающих пород. Судя по геологическим и минералогическим наблюдениям, раньше всего образовалась малакон-монацитовая минерализация, затем — молибденит-уранинитовая в окварцованных пегматитах и еще позже — сульфидная минерализация. С другой стороны, эти данные позволяют с уверенностью говорить о более древнем, чем 2000 млн. лет, возрасте гранитоидов и пород метаморфического комплекса, широко распространенных в центральной части Украинского щита.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩАЯ ВЕРХНИЙ ПРЕДЕЛ ВОЗРАСТА ПОРОД КРИВОРОЖСКОЙ СЕРИИ

В пределах Северного Криворожья в породах средней и верхней свит криворожской серии развиты послынные и секущие зоны щелочного метасоматоза. Их особенностью является приуроченность к долгоживущим нарушениям, в пределах которых до щелочного метасоматоза проявлены по меньшей мере два этапа тектонических деформаций: этап пластических деформаций (структуры будинажа, брекчиевидные блоостокатаклизиты, бластомилониты), возможный лишь в условиях больших глубин и давлений, и этап хрупких деформаций (катаклизиты, брекчии, милониты), характерный для значительно меньших глубин. По-видимому, с момента заложения тектонических зон в породах криворожской серии и до начала формирования щелочных метасоматитов должен был пройти значительный отрезок времени, достаточный для того, чтобы породы были подняты с глубин, на которых возможны пластические деформации, в приповерхностную часть коры с характерными для нее хрупкими деформациями. Все это говорит о том, что щелочные метасоматиты значительно моложе пород верхней свиты криворожской серии.

Возраст щелочных метасоматитов можно определить по присутствующей в них редкометальной минерализации, в состав которой входят урановые и урансодержащие минералы. Состав щелочных метасоматитов в значительной мере зависит от состава вмещающих пород. По алюмосиликатным породам образуются альбититы, по железомagneзиальным породам — магнетит-рибекитовые и мартит-карбонатные породы. В альбититах, развивавшихся по биотитовым сланцам средней свиты и по микросланцам верхней свиты криворожской серии, иногда отмечается вкрапленность урансодержащего апатита, браннерита, уранинита. В мартит-карбонатных породах, развитых в средней свите, встречена ассоциирующая с карбонатом вкрапленность уранинита. Кроме того, во всех породах средней и верхней свит имеются многочисленные секущие кварц-карбонатные прожилки с небольшим количеством сульфидов, а иногда с настураном. Следует отметить, что аналогичные щелочные метасоматиты (главным образом альбититы) отмечаются и на западе центральной части щита, где они встречены в зонах, секущих порфировидные криворожские граниты, среднезернистые микроклиновые граниты, трахитоидные новоукраинские граниты и биотитовые гнейсы. В этих альбититах также эпизодически встречается редкая вкрапленность уранинита, браннерита, апатита и малакона.

Урановые и урансодержащие минералы зон щелочного метасоматоза, развитых среди пород криворожской серии, ингуло-ингулецких гнейсов и гранитов, широко изучались в различных лабораториях Советского Союза с целью определения их возраста. При этом было установлено, что образовались они в период, отвечающий примерно 1800 млн. лет назад, и в дальнейшем испытали воздействие разнообразных наложенных процессов, приведших к существенному искажению возрастных

значений, рассчитанных по U—Pb отношениям. Эти результаты имеют важное значение: они позволяют надежно установить верхний предел возраста пород средней и верхней свит криворожской серии, а также ингулецких биотитовых гнейсов, кировоградских и новоукраинских гранитов. Все перечисленные породы сформировались намного раньше, чем 1800 млн. лет назад. Кроме того, данные предыдущего раздела свидетельствуют о том, что верхняя граница возраста пород средней свиты криворожской серии и гнейсов Ингуло-Ингулецкого водораздела может быть смело отодвинута по меньшей мере до 2000 млн. лет.

РЕДКОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩАЯ ВЕРХНИЙ ПРЕДЕЛ ВОЗРАСТА ПОРОД КОРСУНЬ-НОВОМИРГОРОДСКОГО ПЛУТОНА

В состав плутона входят основные породы, граниты рапакиви и щелочные породы. Наиболее древними являются основные породы: перидотиты, пироксениты, габбро-нориты и лабрадориты. Граниты часто ассимилируют основные породы, образуя переходные монцонитовые разновидности. Щелочные породы развиты в виде жил в гнейсах и монцонитах и представлены сиенит-аплитами, сиенитами и альбититами.

По поводу возраста пород плутона существуют большие разногласия: В. И. Лучицкий [6] считал их моложе отложенной нижней карбона, Н. П. Семенко [5] относит граниты плутона к позднему докембрию (1100—1350 млн. лет). Большинство определений возраста пород плутона выполнено Ag методом по гранитам в целом, по биотиту и полевым шпатам. Значительно меньше определений выполнено U—Pb методом по ортитам и цирконам, причем для них характерен разброс значений возраста от 1000 до 1760 млн. лет [5]. С нашей точки зрения, для определения верхней границы возраста плутона наиболее благоприятными являются секущие жильные тела щелочных пород, пользующиеся наибольшим распространением в экзо- и эндоконтактах плутона, среди которых местами отмечается вкрапленность апатита и малакона, а также уранинита. Цепочки зерен последнего приурочены к мелким извилистым трещинкам и стыкам зерен альбита и ассоциируют с амфиболом и кальцитом, замещающим диопсид.

Возраст урановой минерализации этого типа соответствует примерно 1800 млн. лет, т. е. практически полностью совпадает с возрастом урановой минерализации зон щелочного метасоматоза, развитых среди пород криворожской серии, ингуло-ингулецких гнейсов и гранитов (см. табл. 1). С другой стороны, из этих данных вытекает, что возраст гранитов рапакиви и всего Корсунь-Новомиргородского плутона в целом не может быть моложе 1800 млн. лет, т. е. плутон образовался в среднепротерозойское время.

Суммируя сказанное, можно считать надежно установленными следующие верхние пределы возраста пород центральной части щита: 1) плагиомигматиты, плагиограниты, амфиболиты Среднего Приднестровья образовались не менее 2600 млн. лет назад; 2) плагиоклазмикроклиновые и микроклиновые граниты, пегматиты, аплиты и породы метаморфического комплекса центральной части щита, а также породы средней свиты криворожской серии возникли более 2000 млн. лет назад; 3) породы верхней свиты криворожской серии, кировоградские и новоукраинские граниты образовались более 1800 млн. лет назад; 4) возраст Корсунь-Новомиргородского плутона превышает 1800 млн. лет.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. Н. Доброхотов. О некоторых вопросах геологии докембрия криворожско-кремнучугской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4.
2. Б. И. Горошников. Об изверженных горных породах в гальках конгломератов нижней свиты криворожской метаморфической серии.— ДАН СССР, 1956, 109, № 1.
3. А. П. Никольский. О стратиграфии метаморфизованных, вулканогенно-осадочных толщ докембрия Украинского щита.— Геол. журн., 1971, 31, № 3.
4. А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1970.
5. Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965.
6. П. И. Луцицкий. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического массива.— В кн.: Стратиграфия СССР. М., Изд-во АН СССР, 1939.

АРХЕЙСКИЙ ВОЗРАСТ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ КАРЕЛИИ

Е. В. Бибикова, И. А. Бергман, Т. В. Грачева, В. А. Макаров

Наиболее сложным и до сих пор окончательно нерешенным вопросом в стратиграфическом расчленении супракрустальных образований восточной части Балтийского щита является выделение и возрастное обоснование нижнепротерозойских формаций.

В пределах Карелии, согласно представлениям К. О. Кратца [1], к нижнему протерозою относятся преимущественно вулканогенные образования лопия и сумия, залегающие в узких складчато-синклинальных структурах среди гранито-гнейсового фундамента (рис. 1). Преобладающими породами в фундаменте карелид являются различные гранито-гнейсы и гранитоиды, занимающие огромные площади в Центральной Карелии, а на самом юге, в районе Приладожья, выступающие в виде отдельных куполов.

Нижнепротерозойские образования разделены на ряд серий. К лопию отнесены терригенная тикшозерская серия, развитая исключительно в Северной Карелии, лептито-сланцевая гимольская серия — преимущественно в Западной Карелии — и спилито-кератофировая парандовская — в Восточной Карелии. Сумий представлен вулканогенной тунгудской и флишовой ладожской формациями. К нижним карелидам приурочены железисто-кремнистые формации с промышленными залежами магнетитовых кварцитов и пирротин-пиритовых руд. Именно это обстоятельство делает наиболее актуальным уточнение возрастного положения нижних карелид в стратиграфической схеме Балтийского щита.

Геохронологические данные для пород фундамента, нижних карелид и прорывающих их гранитоидов весьма противоречивы. Детальный разбор их приведен в монографии ИГГД АН СССР [2].

Исторически первыми были измерения возраста этих пород, выполненные в ИГГД АН СССР [3] К—Аг методом преимущественно по слодам. Как для фундамента карелид, так и для нижних карелид и прорывающих их гранитов были получены идентичные возрасты в интервале 1600—1900 млн. лет. Использование для измерения возраста К—Аг методом амфиболов и пироксенов значительно удревнило все названные выше формации. Были получены значения возраста вплоть до 3,0—3,6 млрд. лет. Однако в тех случаях, когда такие высокие даты получались для пород нижних карелид, утверждалось наличие избыточного аргона, в то время как для пород фундамента они рассматривались как отвечающие истине.

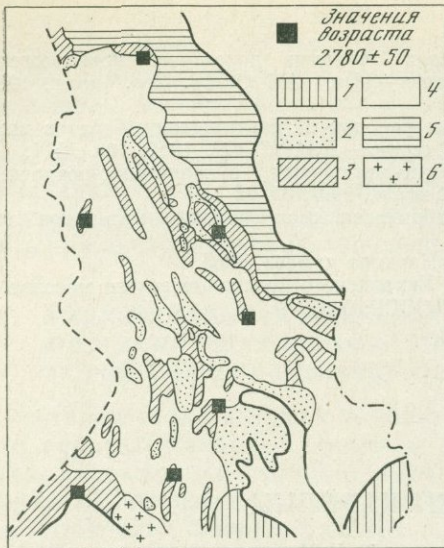


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карелии

- 1 — нижний палеозой;
- 2 — верхне- и среднепротерозойские образования;
- 3 — нижние карелиды;
- 4 — фундамент карелид;
- 5 — беломориды;
- 6 — граниты рапакиви

нижних карелид, о накоплении их субстрата 2300—2500 млн. лет назад.

Первые измерения возраста сульфидной минерализации в нижних карелидах, выполненные А. П. Виноградовым и другими [6] $Pb-Pb$ методом, указали на значительную древность колчеданных руд, достигавших возраста 3000 млн. лет. Это дало возможность высказать предположение [7] о более древнем возрасте нижних карелид по сравнению с беломорскими и свекофенскими образованиями.

В 1964 г. нами было проведено измерение возраста цирконов из гранитоидов, прорывающих нижние карелиды [8]. Полученный возраст (2750 млн. лет) также говорил о древности нижних карелид. Однако все эти данные были оставлены без внимания.

Поскольку $K-Ar$ и $Rb-Sr$ методы часто не оправдывают себя в древних, многократно переработанных районах, представляло интерес провести измерения возраста древнейших пород Карелии $Pb-U$ методом по аксессуарным цирконам на геологически представительном материале.

В данной работе нами сделана попытка оценить верхний возрастной предел нижних карелид путем измерения абсолютного возраста $Pb-U$ методом гранитоидов, прорывающих нижние карелиды.

Мы остановились на районе Костомукшского железорудного месторождения, расположенного в Западной Карелии, по двум причинам. Во-первых, в Западной Карелии в районе выходов гимольской серии нижнекарельские гранитоиды имеют максимальное площадное развитие, что обусловлено геотектоническим положением территории и химическим составом супракрустальных пород.

Гнейсы и гнейсо-граниты фундамента имеют здесь незначительное распространение.

Результаты изучения возраста пород $Rb-Sr$ изохронным методом не были однозначны. Для фундамента карелид изохронные возрасты варьировали в интервале 2700—2500 млн. лет [4], при этом возраст микроклинов составлял всего 1900 млн. лет. Для метаморфических пород гимольской серии была построена изохрона по шести образцам мусковитовых, кварц-мусковитовых и кварц-биотитовых сланцев [5]. Вычисленный возраст оказался равным 2280 ± 30 млн. лет. Отклонения точек от прямой превышали экспериментальную ошибку. По мнению авторов, возраст 2280 млн. лет отвечал времени регионального метаморфизма. Для гранитоидов, прорывающих нижние карелиды, были получены изохронные возрасты в интервале 2200—1700 млн. лет.

Несмотря на противоречивость $K-Ar$ и $Rb-Sr$ датировок, большие колебания и разброс получаемых возрастов, авторы всех перечисленных работ говорят о нижнепротерозойском возрасте

С другой стороны, детальная геологическая изученность месторождения [9, 10] облегчала правильный отбор проб для определения абсолютного возраста. В свою очередь геохронологические работы способствовали всестороннему изучению месторождения в связи с решением проблемы генезиса железистых формаций.

Костомукшское железорудное месторождение приурочено к восточному борту одноименной синклинальной зоны, протягивающейся в субмеридиональном направлении южнее системы озер Куйто на расстоянии около 25 км при ширине до 4,5—7 км. В его пределах породы гимольской серии, заключающие продуктивные горизонты железистых кварцитов, образуют дугообразную структуру, обращенную на запад.

Геологи Северо-Западного геологического управления С. И. Эвенчик и В. А. Гурвич пришли к выводу о моноклинальном залегании пород гимольской серии, что не противоречит результатам разведочных работ последних лет (1974—1975 гг.).

В районе месторождения развиты как плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, интрузивный контакт которых с породами гимольской серии признается всеми исследователями, так и существенно плагиоклазовые граниты. Часть исследователей [10] относит их к докарельскому фундаменту. Геологи Костомукшской ГРП А. П. Мартынов и другие обнаружили активные контакты плагиогранитов с породами гимольской серии.

На первом этапе работы нам представлялось актуальным определить Rb—U методом возраст всех вышеназванных гранитоидов и таким путем оценить верхний возрастной предел пород гимольской серии. Были взяты три большие пробы плагиоклазовых, плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитоидов в участках, обозначенных на рис. 2.

Плагиогранит (проба 10380) был представлен полнокристаллической, среднезернистой разновидностью с реликтовой полосчатой текстурой и лепидогранобластной структурой. Основные породообразующие минералы (в %): плагиоклаз (олигоклаз) — 50, кварц — 40, биотит — 5. В незначительном количестве присутствуют микроклин, мусковит, эпидот. Акцессории, составляющие около 1%, представлены цирконом и апатитом. Порода изменена достаточно сильно, плагиоклаз серицитизирован вплоть до образования пластин мусковита: встречаются наряду со свежими нацело хлоритизированные зерна биотита, присутствуют отдельные зерна карбоната.

Циркон прозрачный, красноватый, мелкозернистый (<0,1 мм), преобладают округлые овалы формы с удлинением 2—3. Поверхность зерен блестящая.

Плагиомикроклиновый гранит (проба 10382) неравномернозернистый, с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Минеральный состав (в %): плагиоклаз (кислый олигоклаз) — 20, микроклин — 35, кварц — 35, биотит — 5, эпидот — 2, мусковит — 1, акцессории — 2. Зерна плагиоклаза интенсивно изменены (серицитизированы, мусковитизированы), биотит частично хлоритизирован. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом, магнетитом. Циркон прозрачный, сиреневатый, размером 0,2—0,05 мм. Призматические кристаллы правильной тетрагональной формы с удлинением 3—7. Поверхности граней блестящие.

Микроклиновый гранит (проба 10381) средне-равномернозернистый с массивной текстурой и гранобластовой структурой. Микроклин составляет около 45%, кварц — 35%, плагиоклаз — 10—15%, полностью измененный вплоть до образования мусковита биотит — 2%. Из акцессорных минералов, составляющих менее 1%, присутствуют циркон, сфен, апатит, ортит. Циркон полупрозрачный, бурый, преобладают призматические кристаллы с оформленными головками и удлинением 3—5;

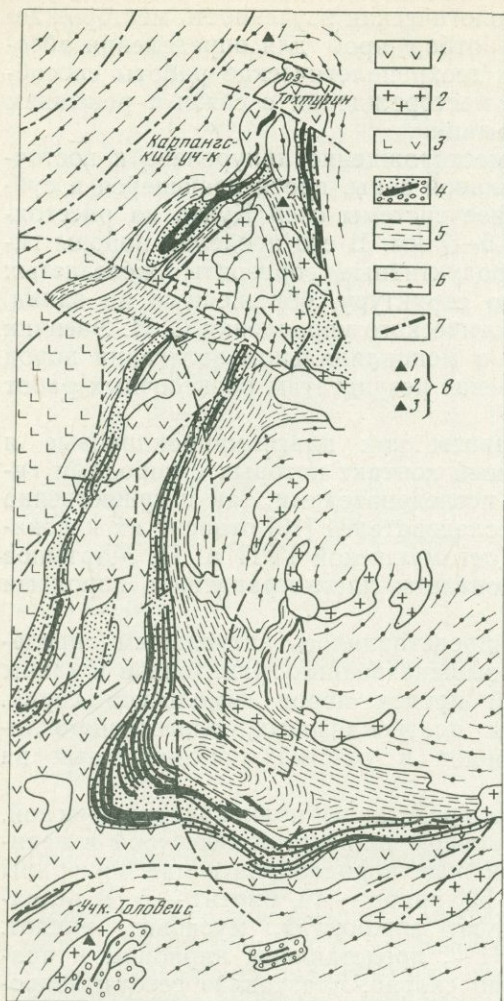


Рис. 2. Геологическая схема района Костомукшинского железорудного месторождения

- Среднепротерозойские образования:
 1 — габбро, габбро-нориты, диабазы. Нижнепротерозойские образования:
 2 — плагиоклаз-микроклиновые граниты;
 3 — габбро, амфиболы, амфиболовые орто- и парасланцы;
 4 — биотитовые и амфибол-биотитовые кварц-полевошпатовые сланцы, углеродистые сланцы, плагиопорфиры с пластами магнезиально-железистых сланцев и железистых кварцитов;
 5 — кварц-биотитовые и кварц-полевошпато-биотитовые сланцы, участками мигматизированы. Архейские образования:
 6 — гнейсы и гнейсо-граниты основания;
 7 — тектонические нарушения;
 8 — места взятия проб на определение абсолютного возраста (1 — 10 380, плагиогранит; 2 — 10 381, микроклиновый гранит; 3 — 10 382, плагиоклаз-микроклиновый гранит)

около 20% более округлых зерен со сглаженными формами и удлинением 2—3, размер зерен 0,2—0,1 мм.

Таким образом, петрографическое изучение показало, что породообразующие минералы всех изученных гранитоидов затронуты вторичными изменениями, поэтому неудивительно нарушение равновесия в K—Ag и Rb—Sr системах. С другой стороны, цирконы, присутствующие в породах, не несут видимых следов изменения. Следует также отметить, что форма выделения этого минерала, однородность, четкие кристаллографические формы, блестящие поверхности зерен, отсутствие следов ока-

Таблица 1

Содержание щелочей и радиоэлементов в гранитоидах района Костомукши

Порода	Номер пробы	Содержание				
		Na, %	K, %	U, 10 ⁻⁴ *	Th, 10 ⁻⁴ %	Th/U
Плагиогранит	10 380	3,22	1,09	0,4	1,8	4,8
Плагиомикроклиновый гранит	10 382	2,30	3,85	6,2	23,1	3,7
Микроклиновый гранит	10 381	1,82	4,72	2,2	55,7	25,9

* Уран рассчитан по радио при предположении равновесного соотношения в гранитоидах.

танности исключают вероятность реликтового характера минерала и предполагают образование циркона в момент становления гранита.

В табл. 1 приведено содержание щелочей и радиоэлементов в изученных гранитоидах, выполненное О. П. Соборновым γ -спектрометрическим методом.

Из трех проб гранитоидов был выделен аксессуарный циркон и определен его возраст изотопным Pb—U методом. Цирконы разлагали сплавлением с бурой с последующим выщелачиванием 2NHCl и выделением Pb и U на ионно-обменной смоле ЭДЭ-10П. Свинец определяли полярографически и методом атомной абсорбции с точностью 3%, уран — колориметрически с реагентом Арсеназо III, точность измерения 3% [11].

Масс-спектральный анализ свинца выполнялся на масс-спектрометре МИ 13-11 методом термоионной эмиссии с применением Si—Al эмиттера. Точность измерения для ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb составляла 0,3%, для ^{204}Pb — 3—5%.

Расчет возрастов проводили с использованием таблиц Стифа и др. [12], а также следующих констант распада: $^{238}\text{U} = 1,53_{69} \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$; $^{235}\text{U} = 9,72_{16} \cdot 10^{-10}$ лет $^{-1}$; отношение $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,7 \pm 0,32$. Поправка вносилась на свинец изотопного состава 1—14,6—14,8—35,2. Результаты анализа и рассчитанные значения возраста представлены в табл. 2 (образцы 1—3). Мы видим, что для всех гранитоидов по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, наиболее надежному для докембрийских образований, получено значение возраста около 2700 млн. лет, подтверждающее архейский возраст всех названных гранитоидов и явно противоречащее отношению вулканогенной гимольской серии к нижнему протерозою. Поскольку данный вывод является достаточно серьезным противоречием принятой стратиграфической схемы докембрия Балтийского щита, мы попытались подтвердить его привлечением материалов из других районов Карелии. С этой целью был изучен Pb—U методом возраст грани-

Таблица 2

Абсолютный возраст цирконов из гранитоидов, прорывающих нижние карелиды Карелии

Место взятия, порода	Содержание, %		Изотопный состав, %				Возраст, млн. лет		
	Pb	U	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
Костомукша, уч. Корпанги, плагиогранит, проба 10 380	0,0097	0,026	0,066	75,92	14,64	9,37	2710	1880	2320
Костомукша, уч. Таловейс, плагиомикроклиновый гранит, проба 10 381	0,041	0,075	0,027	75,73	14,18	10,07	2720	2540	2650
Костомукша, уч. Корпанги, микроклиновый гранит, проба 10 382	0,026	0,074	0,054	72,43	13,85	13,67	2700	1670	2190
Надвоицы, гнейсогранодиорит, проба 711	0,0105	0,026	0,034	72,05	13,91	14,01	2760	1885	2340
Надвоицы, диорит с золотоносной специализацией, проба 712	0,0138	0,029	0,0505	69,73	13,80	16,42	2770	2105	2410
Машозеро, гранодиорит (Лехтинская структура), проба 718	0,0017	0,0068	0,25	65,05	15,72	18,98	2830	1070	1790
Карташи, микроклиновый гранит [8]	0,019	0,023	0,07	53,33	11,45	33,15	2800	2730	2770
Тикшозеро, гнейс [15]	0,003	0,0054	0,217	67,05	15,45	17,28	2790	2250	2530

тоидов, прорывающих породы парандовской и тунгудо-надвоицкой серии.

В районе Воицкого зеленокаменного пояса, являющегося южным продолжением парандовского, содержащего крупнейшее в Карелии серноколчеданное месторождение, были изучены две пробы гранитоидов, прорывающих породы парандовской серии. Вулканогенно-осадочные породы здесь образуют сложностроенный синклиорий, залегающий среди полей гранитоидов. По своим размерам синклиорий значительно превышает размеры зеленокаменного пояса и иногда имеет с ним рвущие контакты [13]. Гранитоиды представлены преимущественно меланократовыми разновидностями с хорошо выраженной порфиробластовой структурой. Существует предположение о возможности образования подобных пород диоритового состава по древним вулканитам [14].

Т а б л и ц а 3

Абсолютный возраст цирконов из гранитоидов фундамента карелид

Место взятия, порода	Содержание, %		Изотопный состав, %				Возраст, млн. лет		
	Pb	U	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U
Оз. Вика, гранодиорит [15]	0,008	0,015	0,056	71,32	13,74	14,88	2720	2320	2540
То же	0,0052	0,012	0,067	69,57	13,72	16,65	2740	1930	2335
Оз. Нижнее, гранит серый	0,0053	0,0076	0,17	66,96	13,94	18,93	2670	2720	2680
Оз. Нижнее, гранит розовый	0,0128	0,0265	0,022	74,33	13,52	12,13	2680	2260	2470
Реболы, гранитоид [17]	0,0134	0,0264	0,007	71,53	13,22	15,24	2730	2320	2500
То же [17]	0,011	0,0247	0,008	71,09	13,19	15,71	2730	2040	2380
Реболы, эндербит [17]	0,033	0,065	0,006	79,33	15,78	5,08	2830	2500	2670
То же [17]	0,057	0,051	0,007	38,18	7,45	54,36	2810	2620	2700
Сортавала, серые гнейсы [18]	0,008	0,019	0,04	76,51	14,30	9,15	2700	2060	2400
Приладожье, Кокасельский купол, серый гнейс [18]	0,0043	0,014	0,114	71,33	14,01	14,55	2780	1470	2100
Гирвас, гранит [8]	0,031	0,042	0,61	52,08	17,63	29,68	2860	2040	2630

Гранодиорит (обр. 711) представлен полнокристаллической, средне- и крупнозернистой породой с реликтовой полосчатостью и лепидогранобластовой структурой. Минеральный состав (в %): кварц—40, плагиоклаз (андезин) — 20, биотит — 5, эпидот — 2, карбонат — 2, аксессуарин 1, представленные апатитом, цирконом, сфеном. Порода изменена, заметна реликтовая полосчатость, некоторая ориентированность пластин биотита, зерен плагиоклаза и кварца.

Циркон прозрачный и полупрозрачный, красноватый, короткостолбчатый, удлинение 2—3. Зерна (0,15—0,1 мм) часто имеют шарообразную форму с развитием множества мелких граней. Кварцевый диорит (проба 712) — полнокристаллическая среднезернистая порода с массивной текстурой и лепидогранобластовой структурой, состоит (в %) из плагиоклаза (андезина) — 40, кварца — 25, биотита — 10, эпидота — 10, карбоната — 3, аксессуариев — 1. Порода очень сильно изменена, плагиоклаз интенсивно мусковитизирован, участками в шлифе — до 20% эпидота. Обилие эпидота предполагает субстрат основного состава.

Аксессуарии представлены цирконом, сфеном, апатитом.

Циркон прозрачный, красноватый, призматические зерна с хорошо оформленными головками, удлинение 3—5, размер зерен 0,15—0,1 мм.

В районе Машозера (Лехтинская структура) была взята проба гранодиорита, секущего породы тунгудо-надвоицкой серии (проба 717). Выделенный циркон прозрачный, розовый, с преобладанием призматических зерен (до 0,1—0,05 мм) со сглаженными ребрами и блестящей поверхностью.

Результаты измерения Рb—U возраста этих цирконов также представлены в табл. 2 (образцы 4—6). Там же (образец 7) приведены данные изученных нами ранее цирконов из гранита Карташи, прорывающего нижние карелиды [8] и метаморфогенных цирконов из гнейса тикшозерской серии нижних карелид (образец 8) [15]. Как видно из табл. 2, значения возраста для всех проб превышают 2700 млн. лет.

Для сравнения в табл. 3 приведены результаты определения возраста циркона из гранитоидов в фундаменте карелид, выполненного нами ранее. Поражает полная идентичность возраста как тех, так и других гранитоидов.

Построена изохронная диаграмма в координатах $^{206}\text{U}/^{238}\text{U}$ — $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (рис. 3). Возраст по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ рассчитан методом наименьших квадратов отдельно для гранитоидов фундамента карелид, гранитоидов, рвущих нижние карелиды, и остальных, представленных на диаграмме. Во всех трех случаях получено одно и то же значение возраста (2780 ± 20 млн. лет). Уравнения изохроны можно записать: для гранитов в фундаменте карелид $y = (0,037297 \pm 0,000005) x + 0,01911 \pm 0,00058$; для гранитов в нижних карелидах $y = (0,0357990 \pm 0,000004) x + 0,03227 \pm 0,00038$; общая изохрона $y = (0,0374113 \pm 0,000002) x + 0,01798 \pm 0,00026$.

Ранее нами было получено аналогичное значение для времени метаморфизма беломорской формации [15].

Эти результаты противоречат правильности отнесения вулканогенной формации нижних карелид к нижнему протерозою, поскольку прорывающие их гранитоиды датированы верхним археем. Залегание нижних карелид на архейском фундаменте связывалось с обнаружением в основании их базальных конгломератов с обломками пород фундамента. Однако в последние годы наличие базальных конгломератов в основании карелид было поставлено под сомнение, за них ошибочно принимали иные образования [16]. Как указывает Робонен, имеющиеся материалы по геологическому строению области сочленения беломорид и карелид дают возможность для сопоставления вулканитов нижних карелид с гнейсо-гранитами беломорид. При переходе от вулканитов нижнего протерозоя в сторону беломорид или гранито-гнейсов Западной Карелии они постепенно сменяются по простирацию метаморфизованными породами, превращенными в гранитоиды.

Наши данные подтверждают подобное соотношение пород. О гибридном характере гранитоидов, образовании их по различному субстрату говорят резкие колебания в содержании радиоэлементов в этих породах и в цирконах в частности (см. табл. 1—3). В тех случаях, когда формирование гранитоидов шло за счет субстрата основного состава, содержание U в цирконах составляет всего первые сотни или даже тысячные доли процента, в отдельных же пробах оно повышается до 0,07—0,08%.

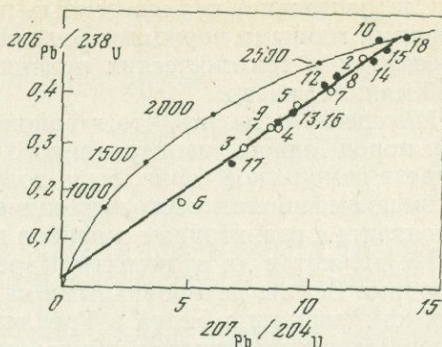


Рис. 3. Изохрона цирконов из гранитоидов Карелии

○ — гранитоиды в нижних карелидах;
● — гранитоиды в фундаменте карелид;
 $T = 2780 \pm 20$ млн. лет

Следовательно, вулканогенные породы Карелии являются наиболее древними горными породами Балтийского щита, которые в силу литологических или тектонических причин избежали всеобщей гранитизации 2750 млн. лет назад.

Интересно отметить, что в районе Костомукшинского месторождения для пород одного изолированного обнажения, датированных низами разреза гимольской серии, было получено в ИГГД АН СССР К — Аг методом по амфиболам несколько значений возраста 3600—3800 млн. лет [2]. В контакте с гранитоидом амфибол давал 2400 млн. лет.

Не являются ли вулканы Карелии сопоставимыми с древнейшими породами Земли, датированными надежно 3800 млн. лет, такими, например, как формация Ишуа в Гренландии, где в верхах разреза также присутствуют железистые образования. Во всяком случае отнесение их к железистым формациям Карелии к нижнему протерозою, сопоставление их с типичными нижнепротерозойскими месторождениями Криворожья и КМА в свете новых возрастных определений неправомерно.

Авторы выражают благодарность А. Г. Плетневу за помощь в сборе каменного материала по Восточной Карелии и Т. И. Ивановой за микроскопическое описание пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. К. О. Крац. Геология карелид Карелии.— Труды ЛАГЕД АН СССР, 1963, вып. 16.
2. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972.
3. Э. К. Герлинг, Г. О. Глебова-Кульбах, С. Б. Лобач-Жученко, Л. И. Афанасьев, С. М. Васильева. Новые данные по геохронологии докембрия Карелии.— В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.— Л., «Наука», 1965.
4. М. П. Яценко, И. М. Горохов, С. Б. Лобач-Жученко. Возраст древних пород Южной Карелии.— Геохимия, 1963, № 9.
5. И. М. Горохов, Э. П. Кутявин, Э. С. Варшавская, С. Б. Лобач-Жученко. Геохронологическое изучение метаморфических пород восточной части Балтийского щита Rb—Sr методом на породах в целом.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несохлещающихся значений возраста. М., «Наука», 1973.
6. А. П. Виноградов, Л. С. Тарасов, С. И. Зыков. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.— Геохимия, 1959, № 7.
7. А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов. О геохронологии докембрия восточной части Балтийского щита.— В кн.: Геология и геохронология. М., «Наука», 1964.
8. Е. В. Бибилова, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Г. Л. Мельникова. О возрасте карельской формации.— Геохимия, 1964, № 8.
9. В. М. Чернов. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных лептито-железисто-кремнистых формаций Карелии. М.— Л., «Наука», 1964.
10. В. М. Чернов, К. А. Инча, В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1970.
11. Г. И. Шестаков. Определение микрограммовых количеств урана, тория и свинца в минералах при помощи ионообменных смол.— Бюл. Комис. АН СССР по опред. абс. возр. геол. форм., вып. VIII, М., «Наука», 1967.
12. L. R. Stief, T. W. Stern, Seiki Oshizo, F. E. Senfle. Tables for the calculation of lead isotope ages. Washington. U. S. Govt. Print. off. 1959.
13. А. Г. Плетнев. Металлогенические особенности Воицкого золотоносного узла.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
14. В. И. Робонен, Л. П. Свириденко. О строении и формировании Чалкинского массива кварцевых диоритов — гранодиоритов.— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1974.
15. Е. В. Бибилова, А. И. Тугаринов. Геохронология Беломорского блока.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
16. В. И. Робонен. Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии.— В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск, «Карелия», 1974.
17. Е. В. Бибилова, В. М. Шемякин, И. К. Шулешко, Т. В. Грачева. О возрасте эндербитов и ультраметаморфических гранитоидов Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия.— Труды XVIII сес. Комис. по опред. абс. возр. геол. форм. М.— Л., «Наука», 1976.
18. А. И. Тугаринов, Е. В. Бибилова, И. К. Шулешко, Т. В. Грачева, А. В. Ляликов. Соотношение архея и нижнего протерозоя Карелии.— Труды XIX сес. Комис. по опред. абс. возр. геол. форм. М., «Наука», 1976.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ В МОБИЛЬНЫХ ЗОНАХ НА ПРИМЕРЕ АНТИ-АТЛАСА (МАРОККО)¹

Ю. А. Шубер, А. М. Фор-Мюре

ОБЩИЙ ВЗГЛЯД НА АНТИ-АТЛАС

Известно, что Анти-Атлас разделен на две неравные части продольным разломом — так называемым Главным тектоническим швом Анти-Атласа (рис. 1, 2).

На юг от этого разлома простирается северный сегмент западно-африканского архейского кратона. Он сложен слюдянными сланцами, гнейсами и мигматитами формации Барберид (2600 млн. лет), переработанными процессами буаззерского метаморфизма (возрастной аналог карельской складчатости на Балтийском щите или пеннокско-гудзонской складчатости в Канаде).

К северу от того же шва протягивается мобильная зона Анти-Атласа, в которой переплетаются, перекрывая друг друга, три складчатые протерозойские системы: буаззериды (1950—1650 млн. лет), антиатласиды (около 1400 млн. лет) и мароканиды (около 1000 млн. лет). Процессы орогении каждого из этих этапов стремятся омолодить значения возраста более древних метаморфизованных и гранитизированных складчатых сооружений, развивая в этих породах ретроморфные процессы.

Кроме того, эта сложная полиорогенная система претерпела по крайней мере три более или менее сильных тектоно-термальных эпизода (нагрева) — панафриканский (650—550 млн. лет), каледонский (440—400 млн. лет) и герцинский, или варисский (350—250 млн. лет).

Из этого следует, что в самых древних породах Анти-Атласа теоретически можно встретить шестикратное омоложение значений абсолютного возраста. Практически каждый эпизод действует главным образом на предыдущую или на две предыдущие складчатые системы. Мы стараемся разобраться в этих наложенных процессах омоложения, начиная с трех последних.

ОМОЛОЖЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЧЕХЛА

Мы уже сказали выше (и более детально рассмотрим ниже), что последний складчатый пояс Анти-Атласа датируется приблизительно 1000 млн. лет. Таким образом, породы чехла отлагались, начиная с этой эпохи и вплоть до герцинской складчатости (с несколькими перерывами), т. е. примерно от 1000 млн. лет до 250 млн. лет. Осадочные породы чехла представлены образованиями докембрия III, доломитами нижнего Адуду, пестроцветами верхнего Адуду (аналог венда) и палеозойскими толщами.

Панафриканский этап омоложения приводит к появлению значений возраста порядка 600—550 млн. лет. Однако периоды прогресса повторялись приблизительно каждые 50 млн. лет, начиная с 700 млн. лет и кончая 500 млн. лет (т. е. вплоть до каледонской эпохи). Фактически этому омоложению подвержены все осадочные системы и вулканические серии чехла до кембрия включительно.

Влияние панафриканской орогении особенно сильно сказывается вдоль крупных тектонических разломов (швов, рифтов и т. д.), в первую

¹ Эта статья содержит несколько критических замечаний относительно работ французских геохронологов в Анти-Атласе. Авторы приносят свои извинения за расхождение мнений о геологической и геохронологической датировке геологических явлений.

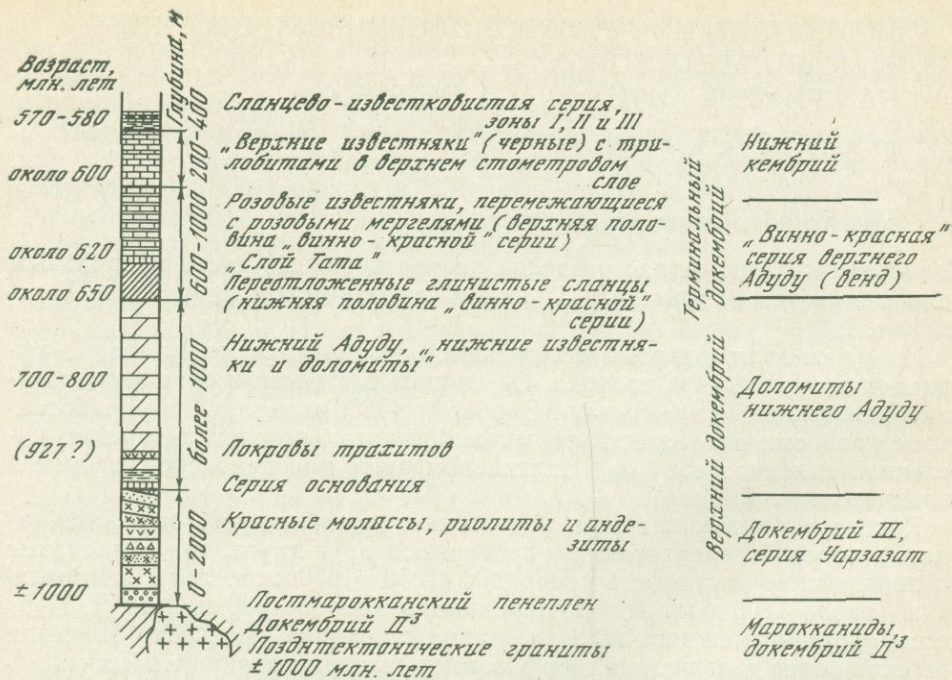


Рис. 2. Стратиграфическая колонка докембрийских пород района Анти-Атласа

очередь вдоль Главного тектонического шва Анти-Атласа, вдоль Южно-атласского тектонического шва, который отделяет Высокий Атлас от Анти-Атласа, и, конечно, вдоль берега Атлантического океана (палеоатлантического рифта). В этих случаях изотопному омоложению подвержены зоны шириной 15—30 км (или больше) в обе стороны от разлома.

Влияние каледонской складчатости выражено менее четко, так как каледонская складчатость пока что в Марокко не обнаружена. Таким образом, можно предполагать наличие региональных термальных фронтов, связанных с региональными тектоническими сжатиями. Изотопное омоложение пород наблюдается очень часто, приводя к появлению значений возраста от 440 до 400 млн. лет.

Наконец, омоложение, связанное с герцинскими процессами (350—250 млн. лет), сопряжено в Анти-Атласе со складчатостью чехла. Надо добавить, что каледонско-герцинская геосинклинальная зона Высокого Атласа, в которой образовалась герцинская складчатая цепь, граничит непосредственно с северным краем Анти-Атласа. Мы уже упоминали, что эти две тектонические области отделены друг от друга южно-атласским тектоническим швом.

Эти три серии омоложенных возрастов получены в большинстве случаев Rb—Sr методом (в Рабатской геохронологической лаборатории) ¹ по породам чехла, принадлежащим к верхнему и терминальному протерозою, а именно системам верхнего и нижнего Адуду и докембрия III, а также по более древним породам, принадлежащим к Марокканскому и прочим складчатым поясам. Обычно каледонские и герцинские процессы омоложения легко распознаются и не вызывают никаких споров или сомнений. Интерпретация панафриканских значений возраста обычно представляет большие трудности, в связи с чем в этой статье они будут рассмотрены специально.

¹ Геохронологи: Р. Шарло, Д. Тисран, немного спустя — М. Ралиб, а сейчас — Иазиди.

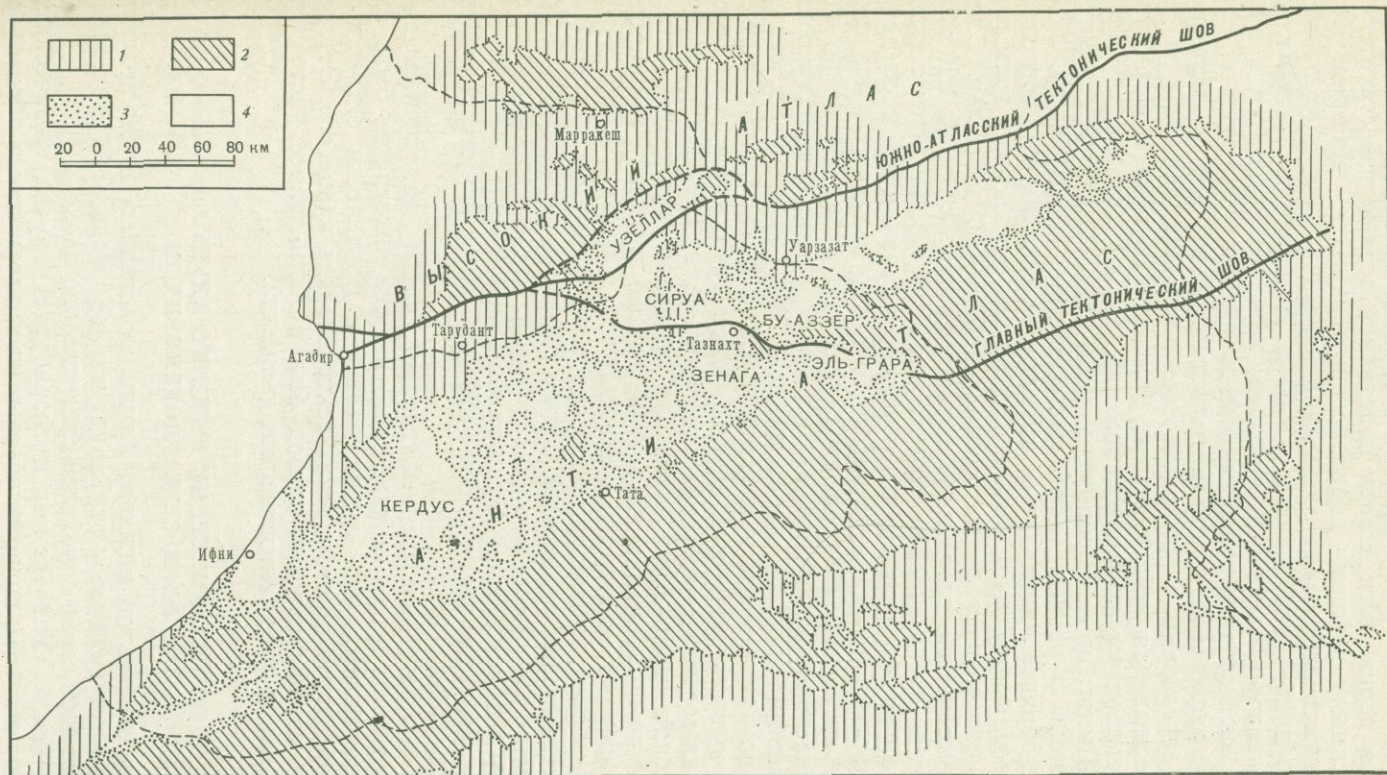


Рис. 1. Схема распределения докембрийских формаций в районе Анти-Атласа

- 1 — переотложенные покровные отложения;
- 2 — коренные породы нижнего кембрия;
- 3 — породы нижнего кембрия и формации Адуду;
- 4 — докембрийские породы

ВОЗРАСТ ПЕСТРОЦВЕТНОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО АДУДУ (ВИННО-КРАСНАЯ СЕРИЯ)

Винно-красная серия Анти-Атласа подстилает черные известняки, отнесенные к самому нижнему подразделению нижнего кембрия. Нормальная мощность этой серии составляет 600 м, но иногда (например, к югу от Таруданта) она достигает 1000 м. В западном Анти-Атласе она представлена розовыми известняками, переслаивающимися в нижней половине этой серии с красными или лиловыми мергелями и пелитами. Вся эта серия богата строматолитами. Среди них в последнее время были определены строматолитовые постройки, похожие на *Lipella*, характерные для вендских толщ (находки Шубера и Фор-Мюрэ в 1974 г., предварительно определенные М. А. Семихатовым, а также находки М. Шмитта и В. Моннингера тоже в 1974 г.). Эти строматолиты обнаружены в разных частях пестроцветной серии: внизу, в середине и в ее верхней части. Таким образом, можно считать, что образования верхнего Адуду могут быть сопоставлены с вендскими толщами.

Известно, что возраст венда составляет 670—600 млн. лет. Сюда входит и докембрийское оледенение, которое длилось с 650 до 620 млн. лет. Образование винно-красной серии Анти-Атласа начинается с этапа крупной регрессии, которую авторы объясняют началом этого оледенения (ледниково-эвстатическая регрессия). Можно заключить, что винно-красная серия начала отлагаться 650 млн. лет назад. Вероятно, конец этого оледенения соответствует появлению первого трансгрессивного известкового прослоя, прослеженного от Таливина на севере Анти-Атласа до Тата на юге и названного слоем Тата. Он расположен приблизительно в середине этой серии и богат строматолитами. Верхняя часть серии соответствует возрастному интервалу 620—600 млн. лет.

Винно-красная серия Анти-Атласа не содержит тиллитов, однако она сменяется по простиранию на востоке красно-лиловыми песчаниками и конгломератами складчатой зоны Угарты в Сахаре. Там эти породы изучал М. Арбей, считавший пестроцветные формации перемытым материалом ледниковых отложений. Таким образом, пестроцветы Угарты связываются с тиллитами бассейна Таудени. Такая корреляция подтверждает, что возраст нижней части винно-красной серии Анти-Атласа соответствует интервалу времени 650—620 млн. лет и вся эта серия отлагалась между 650 и 600 млн. лет.

Эта серия соответствует средней, главной, части панафриканского эпизода омоложения. Как и нижний кембрий, она никогда не была затронута метаморфизмом или гранитизацией и фактически оставалась горизонтальной вплоть до герцинских тектонических процессов. Это доказывает, что панафриканский эпизод был в Анти-Атласе чисто термальным, без каких-либо тектонических движений.

ВОЗРАСТ ДОЛОМИТОВОЙ СЕРИИ НИЖНЕГО АДУДУ И ВУЛКАНО-МОЛАССОВОЙ СЕРИИ ДОКЕМБРИЯ III

Мощная серия доломитов нижнего Адуду подстилает винно-красную серию верхнего Адуду. К югу от Таруданта ее мощность превышает 1000 м. Возраст этой серии определен сравнительно плохо.

А. Прашновский (Университет в Вюрцбурге) изучил физическими методами аминокислоты, содержащиеся в этих доломитах и образованиях, вероятно, из водорослей (микрофитолитов, строматолитов и т. д.). Им было установлено, что возраст доломитов составляет 700—800 млн. лет (исследованные им образцы были отобраны из верхней части доломитовой серии).

В восточном Анти-Атласе нижняя часть доломитов этой серии содержит прослои трахитовых и андезитовых лав и пирокластов. Их возраст обычно омоложен процессами герцинской орогении. Однако иногда

удается найти неомоложенные образцы этих пород реликтового возраста. Рассчитывая значения возраста с разными начальными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,712 или 0,709), авторы получили 832 и 927 млн. лет. Эти данные, конечно, неточны и геохронологами отвергаются. Для нас они представляют больший интерес, чем омоложенные герцинские значения возраста, полученные изохронным методом.

Доломиты Адуду сопоставляют с дотиллитовой серией бассейна Таудени. Возраст последней был определен Н. Клауером Rb—Sr методом по глинистой фракции сланцев. Для толщ, залегающих непосредственно под известняками, содержащими *Soprophyton*, приблизительный возраст которых составляет 700 млн. лет, было получено значение 863 млн. лет, а для пород, залегающих еще ниже, недалеко от подошвы этой серии,— 964 млн. лет (к сожалению, самые нижние слои здесь не могут быть проанализированы, так как они представлены песчаниками и конгломератами). Это значение возраста похоже на реликтовый возраст трахитов Адуду (927 млн. лет).

Известно также, что породы чехла бассейна Таудени лежат на древней эрозионной поверхности, датированной примерно 1000 млн. лет, что отвечает приблизительному возрасту подошвы этого бассейна. Похожие значения возраста получены также в Сенегале: серия Валидиала — 1022 млн. лет (по М. Боному), и в Мали: серия Сотюба — 950 — 980 млн. лет (Д. М. Трофимов, по глауконитам). Та же поверхность характеризует Анти-Атлас. На ней лежат вулканы докембрия III, подстилающие серию Адуду или доломиты Адуду.

Таким образом, для вулкано-молассовой серии Уарзаат (аналог докембрия III), которая целиком омоложена панафриканской, каледонской или герцинской складчатостью, мы знаем по меньшей мере возраст начала вулканической деятельности. Несмотря на то, что серия очень мощна (до нескольких тысяч метров), можно предположить, что она образовалась сравнительно быстро. Допустим, что вулканическая деятельность, сопряженная с отложением красных моласс (конгломераты, песчаники, пелиты), могла длиться 50 или 100 млн. лет. Доломиты Адуду залегают на этих лавах и молассах с некоторым несогласием. Их отложение могло начаться 900 или 950 млн. лет назад.

Если попытаться провести корреляцию этих двух серий — уарзаатской и ниже-адудунской с сериями Урала (Башкирии), то можно предположить, что породы нижнего Адуду являются аналогами известняковых фаций верхней половины серии Каратау, а породы уарзаатской серии — аналогами зильмердакских моласс.

Можно заключить, что в осадочном чехле Анти-Атласа представлен полный разрез геологических серий, отложившихся за период от 1000 млн. лет до кембрия включительно. Возраст всех членов этого комплекса сравнительно хорошо определен, что позволило создать отличную геохронологическую шкалу, в которую четко вписываются все фазы омоложения, обусловленные панафриканской орогией, начиная с самых древних ее проявлений (700 млн. лет) и кончая концом кембрия (500 млн. лет). Это позволяет считать омоложенными и все значения изотопного возраста более 1000 млн. лет, полученные при изучении всех докембрийских складчатых систем, иначе говоря, всех более или менее метаморфизованных или гранитизованных формаций, так как все они, несомненно, древнее пород чехла.

ПРИМЕРЫ ОМОЛОЖЕНИЯ ПАНАФРИКАНСКИМИ ТЕКТОНО-ТЕРМАЛЬНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Первый пример. Значение возраста 580 ± 20 млн. лет получено по кри-вой конкордии при изучении цирконов из риолитов докембрия III южного склона Высокого Атласа (Лаборатория геохронологии К. Ж. Аллегре, Парижский университет) в 1974 г. Образцы для исследования были собраны около местечка Ирерм ш'у Агдаль, вблизи от дороги Уарзат-Марракеш, в непосредственной близости от южно-атласского тектонического шва.

Мы видели, что уарзатская серия (докембрий III) датируется 800—1000 млн. лет, поэтому значение возраста 580 млн. лет можно рассматривать как результат омоложения панафриканским тепловым потоком, особенно энергичным вдоль южно-атласского шва.

Однако Жюери и другие считают этот возраст истинным, не омоложенным, тем более, что здесь отсутствуют весь Адуду и почти весь нижний кембрий. Трансгрессия среднего кембрия начинается, как и повсюду, с отложения осадков последней трилобитовой зоны нижнего кембрия, которые залегают непосредственно на уарзатских риолитах иногда с мощными базальными конгломератами (Тизи и Тишка). При изучении этих риолитов теми же авторами Rb/Sg методом (изохрона) был установлен герцинский возраст (324 ± 10 млн. лет), а в рабатской лаборатории тем же методом для риолитов и игнимбритов того же геологического возраста из района Анти-Атласа была получена каледонская изохрона (411 ± 26 млн. лет).

Итак, при изучении уарзатских риолитов были получены значения возраста всех трех этапов омоложения: панафриканского — 580 млн. лет, каледонского — 411 млн. лет и герцинского — 324 млн. лет. На самом же деле их возраст близок к 950 млн. лет.

Второй пример. При исследовании слабо метаморфизованных сланцев докембрия II² из антиклинальной структуры Эль Грара (Ташдамт, Эль Блейда) Н. Клауер получил возраст 602 млн. лет (Rb/Sg изохрона, глинистая фракция сланцев). М. Лебланом установлено, что это значение отвечает возрасту офиолитов Бу-Аззер — Эль Грара (которые на самом деле значительно старше, так как они относятся к докембрию II¹). Следовательно, в Анти-Атласе существует панафриканский офиолитовый пояс, образовавшийся перед самым началом кембрия (!), что совершенно невозможно.

На самом деле возраст складчатости докембрия II² (Анти-атласиды) был определен в лаборатории А. И. Тугаринова. Этой тектонической цепи не менее 1400 млн. лет, тогда как возраст офиолитов — карельский (см. ниже). Значение возраста 602 млн. лет относится просто к панафриканскому омоложению, вызванному Главным анти-атласским тектоническим швом, протягивающимся вдоль всей Эль Грары как раз вдоль офиолитового пояса. Заметим, что очковые гнейсы архейского возраста, выходящие на поверхность на юго-западе, тоже дали панафриканский возраст, но немного старше — 661 ± 60 млн. лет (Rb—Sg изохрона, лаборатория Рабата). Очевидно, что это омоложение связано с тем же тектоническим швом.

Третий пример. Для гранитов мароканид (докембрий II³) в лаборатории Рабата были получены две изохроны (1973 г.): 679 ± 34 млн. лет по нормальным гранитам и 586 ± 35 млн. лет по щелочным, лейкократовым разновидностям (граниты Аскауна в массиве Сируа). В Высоком Атласе те же граниты (массив Узеллара) дали 610 ± 15 млн. лет, а розовые щелочные граниты, считающиеся более молодыми, 580 ± 12 млн. лет (лаборатория К. Ж. Аллегре в Париже, U—Pb метод).

Однако геологический возраст этих гранитов определяется той же эрозионной поверхностью, возникшей около 1000 млн. лет назад, о которой уже упоминалось выше. Марокканская орогения, приведшая к об-

разованию таких гранитов, происходила несколько раньше этой даты. Можно добавить, что при исследовании в той же лаборатории Rb—Sr методом эти граниты дали возраст, близкий к 1000 млн. лет (устное сообщение К. Ж. Аллегре). Однако изохрону получить не удалось, так как измерения четырех образцов показали очень близкие точки. Получено, таким образом, нечто вроде реликтового возраста этих гранитов.

Четвертый пример. Подобное омоложение характеризует граниты Тафраута в Анти-Атласе, при изучении которых Rb—Sr изохронным методом установлен кембрийский возраст (550 млн. лет). На самом деле тафраутские граниты немного старше марокканских орогенных гранитов. Эти граниты представляют собой субвулканические образования, связанные с риолитовыми сериями начала докембрия II³. Они пересечены разломами марокканского времени, которые не затрагивают породы чехла, например доломиты Адуду. Следовательно, эти граниты никак не могут быть кембрийскими, как это предполагал Р. Шарло. Менее щелочные разновидности тафраутских гранитов дали несколько более высокие значения возраста (немного больше 600 млн. лет). Таким образом, в этом районе мы находим то же самое соотношение в омоложении более щелочных и более основных гранитов.

Пятый пример. Многочисленные граниты массива Ифни, расположенные неподалеку от Атлантического океана, омоложены в связи с Атлантическим палеорифтом. Это граниты Мести, Тиурза, Таулешт, Ифни и Мирфлета. Каждый из них имеет свою петрографическую характеристику. К этим гранитам надо прибавить все риолиты и андезиты начала докембрия II³ в этой области. Значения изотопного возраста всех этих пород колеблются между 630 и 575 млн. лет (иногда еще меньше). Все они потеряли свой радиогенный стронций (или аргон) во время панафриканского тектоно-термального эпизода. Однако геологический возраст этих горных пород установлен довольно точно: граниты Мести принадлежат, вероятно, к Буазеридам (докембрий II⁴); граниты Тиурза и Таулешт связаны с вулканическими породами начала докембрия II³, причем граниты Тиурза являются эквивалентом тафраутских гранитов, а граниты Таулешт имеют несколько иную природу, так как они теснее связаны с риолитами и образуют лакколлит; граниты Ифни и Мирфлета связаны с марокканской орогенцией (докембрий II³) и коррелируются с гранитами Аскауна и Узеллара.

ВОЗРАСТ ОРОГЕНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ ПРОТЕРОЗОЯ И АРХЕЯ АНТИ-АТЛАСА

Ввиду того что в мобильной зоне Анти-Атласа были получены почти исключительно омоложенные значения возраста, датировка орогенных поясов очень затруднительна и не очень точна.

Марокканиды (докембрий II³). Выше было показано, что все изохроны, построенные для гранитов этой эпохи, дают сильно омоложенные значения возраста. Поэтому, чтобы приблизиться к их истинному возрасту, мы пересчитали все результаты изотопных измерений (с начальным отношением 0,709). Таким образом, было найдено четыре значения возраста из 40 измерений, близких к 1000 млн. лет: два в гранитном плутоне Ид-у-Иллуна, западная часть массива Сируа (1018 ± 13 и 950 ± 50 млн. лет) и два в плутоне Асдремта, восточная часть массива Сируа (1214 ± 100 и 947 ± 50 млн. лет).

Кроме того, как было сказано выше, в лаборатории Аллегре было получено 4 значения возраста (Rb—Sr метод) порядка 1000 млн. лет для гранитов того же возраста плутона Узеллара, Высокий Атлас.

Авторы считают, что эти 8 реликтовых значений возраста датируют эти граниты с достаточной точностью. Они же датируют и процессы марокканской орогенции.

Антиатласиды (докембрий II²). Горные массивы антиатласид сложены кварцитами и подстилающими их известняками (с онколитами), не содержат гранитов, а только долериты и габбро, так что определить их возраст Rb—Sr методом представляется невозможным. Эти породы датированы в лаборатории А. И. Тугаринова путем изучения обыкновенного свинца, выделенного из известняков Ташдамта (недалеко от Бу-Аззера). Полученный возраст этих пород равен 1400 млн. лет (устное сообщение А. И. Тугаринова). Эта цифра, несомненно, характеризует время метаморфизма, связанного с антиатласской орогенцией.

В тех же известняках были найдены строматолиты, которые были определены И. Н. Крыловым как *Gaia irkustanica* из нижнего рифея, что указывает на возраст осадконакопления нижних частей серии 1600—1650 млн. лет.

Буаззериды (докембрий II¹). Определение возраста этого складчатого пояса вызывает некоторые трудности. Во-первых, граниты в нем очень редки, а во-вторых, главные изверженные, plutonic и вулканические породы сопряжены с офиолитовым поясом, который простирается вдоль Главного тектонического шва. Как и все остальные породы этой зоны, они сильно омоложены (например, амфибол горнблендитов, связанных с серпентинитами, по данным K—Ar метода имеет каледонский возраст).

Однако в сланцах восточных буаззерид (восточная часть Эль Гра-ры) встречаются граниты, образующие несколько небольших интрузий, похожие на щелочные граниты Тазнахта, широко развитые дальше к югу среди архейских пород с другой стороны Главного тектонического шва Анти-Атласа. Например, такие лейкократовые граниты среди архейских гнейсов обнаружены в Умлиле (западная часть Эль Гра-ры): они залегают на контакте с зеленокаменными породами, сопровождающимися серпентинитами офиолитового пояса.

Rb—Sr изохронный возраст щелочных лейкогранитов Тазнахта, залегающих в архейском массиве Зенага, равен 1750 млн. лет. Очевидно, это значение возраста немного омоложено, так как эти граниты часто бывают раздроблены и даже превращены в ортогнейсы. Однако слюда (мусковит) пегматитов Тимрарина (той же области, что и граниты), секущих граниты тазнахтского типа, имеет максимальный K—Ar возраст 1830 млн. лет. Такое значение возраста типично для карелид.

Дальше на запад, например, в массиве Кердуса, а также в нижнем Уеде Дра, распространены интрузивные граниты, возраст которых 1950 млн. лет; таковы граниты Тахала вблизи Тафраута (Кердусский массив), граниты Тамусифта (массив Уеда Дра) и т. д.

Вероятно, можно сопоставлять буаззериды с карелидами (или свеко-феннидами) Балтийского щита или пенокско-гудзонскими образованиями Канады. Добавим, что для докембрия II¹ характерны алюмосиликатные породы, например кварциты с пирофиллитом; в Эль Гра-ре — гнейсы с кордиеритом и иногда силлиманитом, а также сланцы с андалузитом и иногда ставролитом в зоне Н'Коба (на запад от массива Зенага).

Вполне допустимо, что каждый из описанных протерозойских складчатых поясов — марокканиды, антиатласиды и буаззериды — воздействовал на существовавшие ранее системы и формации: марокканская складчатость действовала на антиатласиды, буаззериды и архейские бербериды; антиатласские процессы омолаживали буаззериды и бербериды, а буаззерская складчатость вызывала ретроморфизм берберид. Но эти процессы омоложения (за исключением последнего) развиты мало по сравнению, например, с панафриканскими, описанными выше, которые могли приводить к полному региональному омоложению пород. Поэтому мы подчеркнем лишь особую интенсивность процесса ретроморфного омоложения берберид буаззерской складчатостью, приведем

шего к полному уничтожению (например, в центральном Анти-Атласе) всех реликтовых архейских значений возраста (сохранившихся в западной части этой горной цепи).

Это явление будет рассмотрено в следующем разделе; однако авторы считают нужным напомнить, что такое омоложение архейской складчатой зоны известно и в других регионах, например на Регибатском щите, где породы характеризуются значениями возраста не более 2000 млн. лет, а архейские значения возраста были в конце концов установлены лишь для некоторых пегматитов (Стал-Огман, Тазиаст и некоторые другие).

Бербериды (докембрий I, архей). Бербериды развиты главным образом на юге от Главного тектонического шва Анти-Атласа. Эта зона сравнительно мало пострадала от панафриканской, каледонской и герцинской складчатости. Воздействие марокканской и антиатласской складчатости было тоже сравнительно слабым. Главная эпоха омоложения, как это подчеркнуто выше, значительно древнее, чем на севере, и соответствует буаззерской орогении, т. е. карельской или пенокско-гудзонской (Канада) складчатости.

Среди берберид очень широко развиты граниты и мигматиты, но в большинстве случаев они дают не архейский, а буаззерский возраст: граниты Тазеруальта (Кердусский массив) — 1950 млн. лет, граниты Азгемерзи (Зенага) — 1850 млн. лет, граниты Тассерирта (Кердусский массив) — 1650 млн. лет; для этого региона тоже пришлось пересчитывать все прежние результаты измерений и искать реликтовые значения возраста. Они существуют в западном Анти-Атласе (Кердусский массив), где буаззерский наложенный ретроморфизм проявлен несколько слабее (эпизона), но совсем исчезают в центральном Анти-Атласе (Зенага), где тот же буаззерский ретроморфизм проявлен очень сильно (мезозона).

В настоящее время имеются четыре определения возраста порядка 2600—2400 млн. лет: первое относится к образцам, собранным нами в долине Уеда Амарус; два других реликтовых значения возраста были установлены для образцов, отобранных Р. Шарло, на дороге, поднимающейся на плато Тасрирта (на юго-восток от Тафраута); четвертый — в Тазеруальте. Наиболее древнее из этих значений (Амарус) было получено в Брюсселе по пробе, отобранной из пегматитового прослоя, встреченного в гранитах Амаруса. Брюссельские определения были проверены в Рабате. При этом неизменно получались значения возраста порядка 2550—2630 млн. лет, но все-таки их нельзя называть реликтовыми. Это тот же феномен, что и в Западной Африке, где известны архейские значения возраста (2700 млн. лет), полученные для пегматитов Стал-Агман и Тазиаста, находящихся в архейских гнейсах, дающих только 2000 млн. лет. Амарусская интрузия омоложена еще сильнее, она датирована самыми разными значениями возраста — 900, 1450, 1900 млн. лет.

Возраст для пород Тасрирта и Тазеруальта определен 2445 и 2545 млн. лет. В последнее время возраст пород восточного края массива Ифни за пределами зоны, омоложенной палеоатлантическим рифтом (см. выше), датирован 2250 млн. лет.

Петрографическое изучение архейских гранитов вполне объясняет их омоложение процессами ретроморфизма буаззерского времени, упомянутыми выше. Архейские граниты и мигматиты интенсивно переработаны эпизональным ретроморфизмом в западном Анти-Атласе и мезозональным — в центральном. Но рядом с такими ретроморфными гранитами встречаются интрузии гранитов, не затронутые процессами ретроморфизма. Для них характерны те же значения возраста (1950, 1750 млн. лет; изохронные), что и для архейских омоложенных гранитов. Гранитные интрузии относятся к буаззеридам.

К сожалению, геохронологи французской школы считают, что граниты могут омолаживаться только путем расплавления. С другой стороны, они не признают реликтовые значения возраста, а доверяют только изохронам. Поэтому для них все граниты области берберид (будь они ретроморфными или нет) относятся к эпохе карельской орогении. А архея вообще нет! Добавим, что архейский возраст гранитов центрального Анти-Атласа изотопными данными доказать нельзя из-за повсеместного их омоложения 1850 млн. лет назад. В связи с этим пришлось прибегнуть к геологическим аргументам. Это тоже было затруднительно, так как разница между интенсивностью метаморфизма, с одной стороны, и ретроморфизма — с другой, была слишком велика, чтобы можно было сравнить обе зоны. Граниты, развитые в этих зонах, тоже совсем разные, и их изохроны неодинаковы. К счастью, метаморфические сланцы обоих районов содержат силикатные, очень похожие между собой конкреции. Но самое интересное то, что два канадских геолога В. Р. Черч и Г. М. Юнг, которым мы показывали Анти-Атлас в 1973 г., сразу узнали в этих конкрециях специфические конкреции канадского архея, уже давно описанные Петиджоном. Таким образом, они позволяют коррелировать не только западный докембрий I с восточным, но и весь архей Анти-Атласа с археем Канадского щита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Примеры, приведенные выше, доказывают, что в мобильных зонах изотопное омоложение — распространенное явление и об этом свидетельствуют сотни измерений разными геохронологическими методами: K—Ar, Rb—Sr и даже U—Pb (по цирконам). Если не обращать внимание на такое омоложение, то полученные результаты не будут иметь никакого геологического значения. Одни и те же значения изотопного возраста, полученные изохронным методом, появляются без всякого порядка в каждой из складчатых систем протерозоя (и даже архея), а также в породах чехла. Однако для чехла стратиграфия пород хорошо установлена по наличию строматолитов (*Linella*, *Gaia* и др.) или трилобитов в вышележащих слоях кембрия.

Таким образом, необходимо считаться с существованием ряда последовательных процессов омоложения и согласиться с фактами, приведенными выше, а также с вытекающими из этих фактов выводами.

1. Омоложение пород происходит главным образом при более или менее сильном нагреве, связанном с термальными фронтами. Это особенно четко выражено в рифтах, вдоль которых воздымаются тепловые потоки и которые всегда характеризуются присутствием омоложенных горных пород. Вероятно, тектоническое сжатие тоже влияет на процессы омоложения.

2. Метаморфизм и ретроморфизм, будучи результатом сильного прогрева пород, всегда приводят к омоложению значений изотопного возраста горных пород. Однако омоложение пород происходит также и без всякого изменения их минералогического состава, так что совсем свежие породы могут быть столь же сильно омоложены.

3. Граниты подвержены изотопному омоложению, как и все прочие горные породы: их изотопный возраст способен меняться под действием простого термального нагрева.

4. Многие геохронологи искали причины такого омоложения, т. е. причины исчезновения радиогенных элементов, будь то ^{40}Ar , ^{87}Sr или даже разные изотопы свинца. Можно предположить, что аргон при известной температуре уходит сам собой. Существует мнение, что ^{87}Sr уходит с водой, содержащейся в породах.

Таким образом, для того, чтобы получить полную и правильную картину данной мобильной зоны, необходимо, чтобы результаты геологического и геохронологического изучения совпадали и дополняли друг друга. Геохронологическое изучение должно вестись различными методами, и при этом следует использовать все возможности вплоть до реликтовых возрастов (если их можно еще найти).

Конечно, бывают крупные районы, целиком и однородно омоложенные, как, например, Гренвилльская зона в Канаде, омоложенная около 1000 млн. лет назад. В таком случае только детальное геологическое изучение может помочь разобраться в ее геологическом строении.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВАНДЕИ (ФРАНЦИЯ) U—РЬ МЕТОДОМ

Ш. Костольяни

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Урановорудный район Вандея расположен в пределах первичного вандейского массива на западе Франции, между Армориканским и Центральным Восточным массивами. Этот массив сложен весьма разнообразными породами, относящимися главным образом к породам бриоверской формации, и гранитами. Уран приурочен к поясу интрузивных гранитов среди метаморфических пород, протягивающемуся в виде непрерывной полосы длиной 140 км от Нанта до Партене в направлении с северо-запада на юго-восток. Гранитный пояс сложен тремя массивами: Мортань, Бресюир и Партене (рис. 1).

Известные в настоящее время урановые месторождения расположены по краям массива Мортань в зоне контакта гранитов и метаморфических пород. Этот массив имеет форму вытянутого в северо-западном — юго-восточном направлении ромба длиной 65 км, расположенного между Нантом и Шатийон-сюр-Севр. По данным Ренара [1], он состоит из трех зон, сложенных двуслюдяными гранитами, различающимися по своим петрографическим характеристикам, сменяющих друг друга в направлении с севера на юг (рис. 2).

Район испытал сильное влияние тектонических движений разных тектонических эпох. По данным Герстнера и других [2], наиболее древние граниты приурочены к вытянутому в широтном направлении структурам, образованным складками пород кембрийского и девонского возрастов. В течение варисского этапа орогенеза гранитные породы подвергались преобразованиям в связи с развитием тектонических структур, имеющих северо-западное — юго-западное простирание. Важное значение варисских тектонических процессов проявилось в период третичных тектонических подвижек, когда происходило подновление древних нарушений.

Минерализация чаще всего приурочена к структурам север — северо-западного простирания (Командери, Шардон), однако встречается также и минерализация, приуроченная к северо-восточным и в некоторых случаях даже к широтным структурам (Экарпьер).

Урановая минерализация представлена настураном, однако последний часто бывает замещен продуктами изменения, состоящими из урановых черней, коффинита, гуммита и т. д., которые носят название «черные продукты изменения». Вблизи поверхности часто встречаются

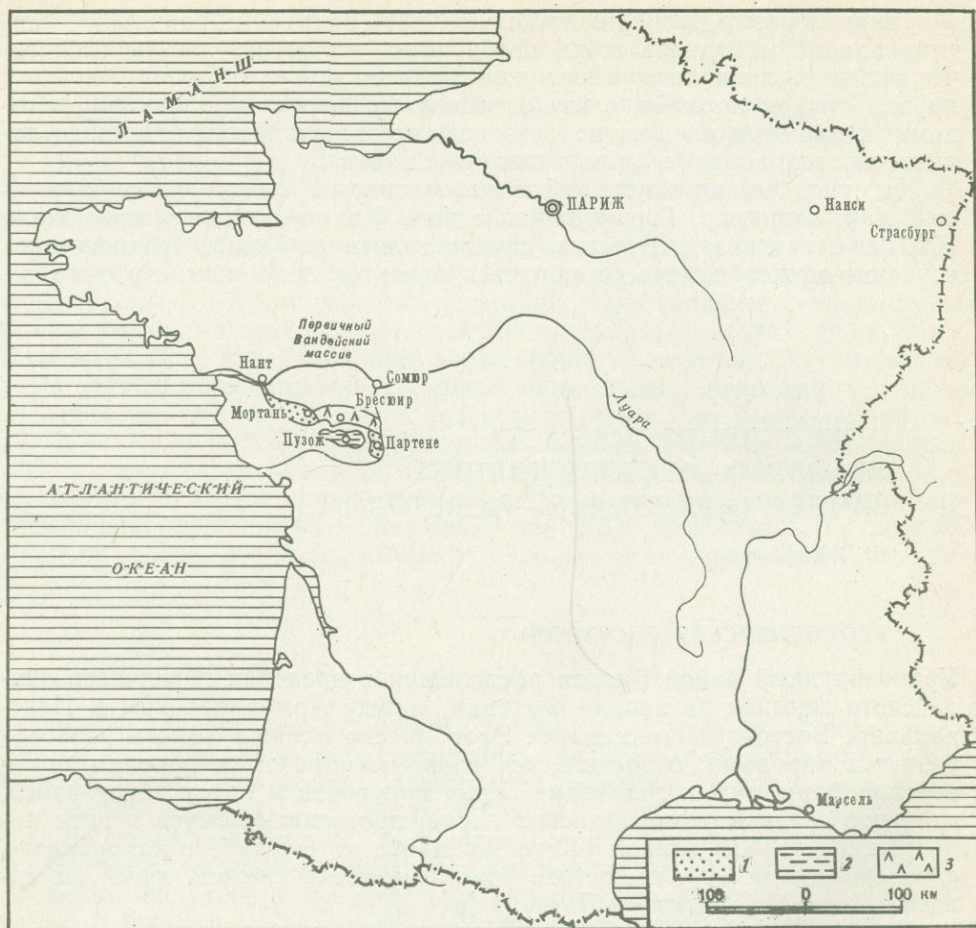


Рис. 1. Географическое положение первичного Вандейского массива
 1 — гранулитовые граниты; 2 — прочие гранитные массивы; 3 — граниты Мулен

вторичные минералы: отенит, ураноцирцит и т. д. Из всех месторождений, приуроченных к массиву Мортань (Шапель-Ларжу, Доржисьер, Командери, Экарпьер, Шардон), был определен возраст урановой минерализации только для трех последних (см. рис. 2).

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ, ПОЛУЧЕННЫХ ДЛЯ КАЖДОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение Экарпьер

Месторождение Экарпьер расположено в 31 км к юго-востоку от Нанта, вблизи деревни Сент-Креспен-сюр-Муан (департамент Мен-и-Луара), на северном окончании батолита Мортань, и протягивается на 2 км по долине р. Муан (приток р. Севр).

Месторождение залегает среди порфировидных двуслюдяных гранитов, содержащих кальциево-щелочные полевые шпаты. Оно четко приурочено к зоне контакта гранитов с метаморфическими породами (амфиболитами, диоритами), проявленной в виде мощного разлома, со-

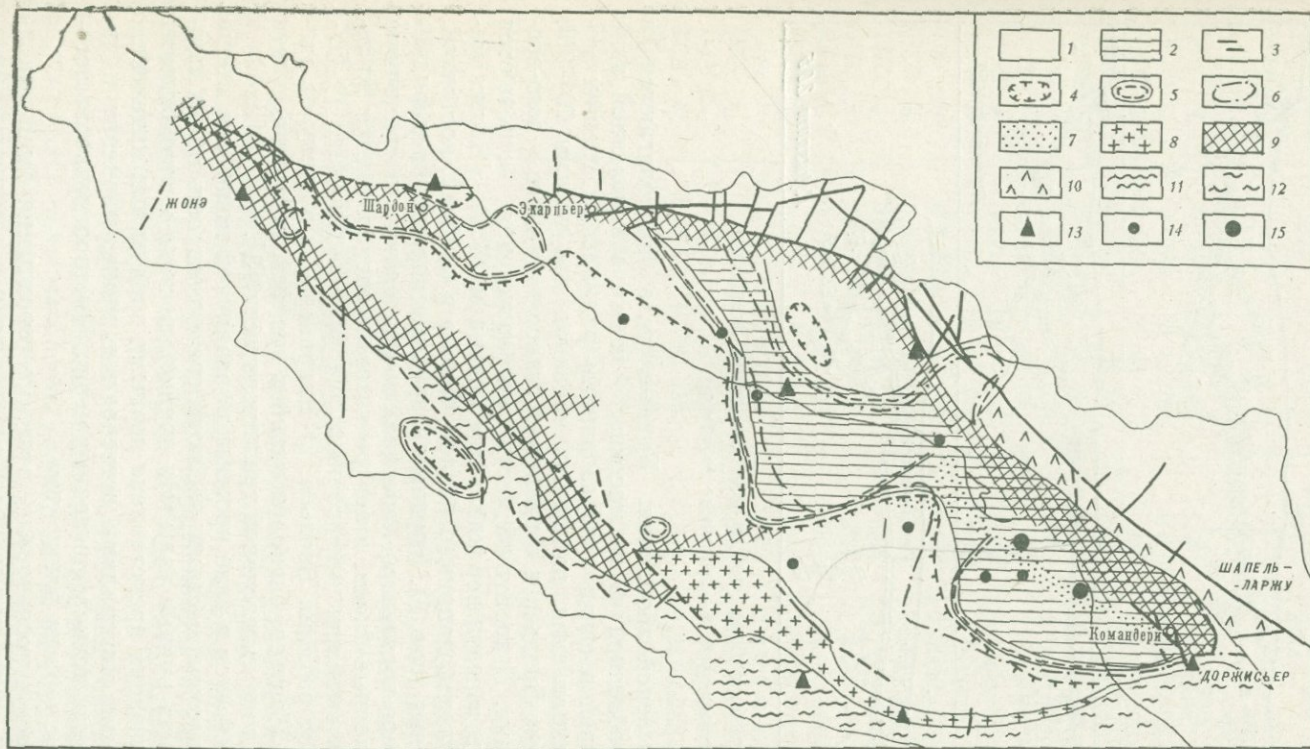


Рис. 2. Геологическое строение баголита Мортань (масштаб 1 : 25000)

- | | |
|---|--|
| 1 — двуслюдяные граниты; неальбитизированная зона, зона 2; | 8 — гетерогенные мигматито-граниты, зона 1; |
| 2 — двуслюдяные граниты, альбитизированная зона, зона 3; | 9 — зона рассланцевания или милонитизации; |
| 3 — турмалиновые граниты; | 10 — диориты Шпель-Ларжан; |
| 4 — граница распространения мirmekитов; | 11 — гнейсы Харбьер; |
| 5 — граница распространения альбита; | 12 — кристаллические сланцы; |
| 6 — граница распространения альбитизации калиевых полевых шпатов; | 13 — главные рудопоявления, месторождения урана; |
| 7 — тонкозернистые граниты Мортань; | 14 — рудопоявления вольфрама; |
| | 15 — рудопоявления вольфрама и олова |

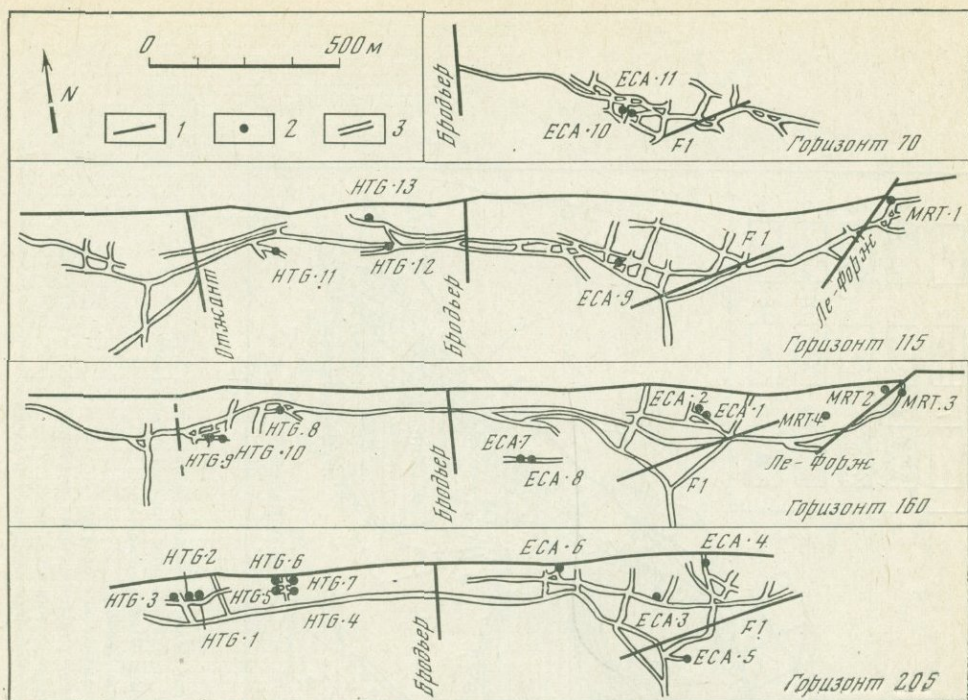


Рис. 3. Расположение точек отбора проб на месторождении Экарпьер

1 — разломы; 2 — точки отбора проб; 3 — подземные выработки

проводящегося зоной дробления. Рудные тела располагаются в пределах нераздробленной части массива, а также в контактной зоне разломов, возникшей в связи с образованием радиальных трещин меридионального направления, падающих на запад под углами $70-90^\circ$, например в разломе Бродьер и в разломах северо-западного — юго-восточного простирания. В восточной части месторождения встречаются широтные разломы с почти вертикальным падением (F 1), а также меридиональные разломы, например разлом Форже в крайней, восточной, части месторождения (рис. 3). Крупные безрудные нарушения меридионального или северо-восточного простирания разделяют пограничную зону на многочисленные блоки, в центре которых располагаются жильные поля. Можно выделить три разных участка оруденения: 1) Отжант — к западу от разлома Бродьер, 2) Экарпьер — к востоку от разлома Бродьер, 3) Мортьер, расположенный в крайней, восточной, части месторождения, в зоне интенсивной трещиноватости [3].

Настуран встречается в виде прожилков различной мощности в зоне трещиноватости, причем местами наблюдается густая сеть таких прожилков, образующая рудные узлы. На крайнем востоке месторождения урановая минерализация представлена черными продуктами изменения. Вместе с урановыми минералами встречаются пирит, марказит и изредка галенит в виде тонкораспыленных зерен. Часто отмечается ассоциация настурана с черным флюоритом.

Геохронологическое исследование этого месторождения было выполнено по 28 пробам, отобранным на всех горизонтах в различных участках месторождения (см. рис. 3). Результаты химических и изотопных анализов представлены в табл. 1.

Из этих данных видно, что большая часть проб характеризуется дискордантными значениями возраста; это указывает на то, что данная минерализация подверглась наложенным процессам изменения. Интен-

Таблица 1

Результаты химического и изотопного анализов и рассчитанные значения изотопного возраста

Номер пробы	Изотопный состав, %				$\frac{Pb_{рад}}{U}$ *	Изотопный возраст, млн. лет		
	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
						7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9
HTG 1	0,0177	94,243	5,057	0,682	0,0272	193	198	245
HTG 2	0,0229	82,790	8,170	8,811	0,0258	182	213	518
HTG 3	0,0204	94,047	5,144	0,798	0,0281	201	207	272
HTG 4	0,3200	78,247	9,400	12,333	0,0187	132	154	492
HTG 5	0,0150	94,485	5,025	0,480	0,0207	148	153	245
HTG 6	0,0790	91,030	5,848	3,043	0,0256	167	174	271
HTG 7	0,0545	92,350	5,496	2,100	0,0278	197	203	244
HTG 8	0,0646	91,736	5,654	2,346	0,0246	175	182	264
HTG 9	0,0300	93,479	5,338	1,463	0,0175	125	134	310
HTG 10	0,0490	92,573	5,488	1,890	0,0234	167	174	271
HTG 11	0,0340	93,471	5,282	1,314	0,0222	159	162	208
HTG 12	0,0204	94,145	5,046	0,789	0,0215	153	159	222
HTG 13	0,0463	92,890	5,378	1,686	0,0209	150	154	228
ECA 1	0,0708	91,402	5,797	2,800	0,0219	155	166	297
ECA 2	0,0899	90,431	6,016	3,463	0,0198	141	151	295
ECA 3	0,0667	91,508	5,852	2,632	0,0124	88	99	348
ECA 4	0,2398	82,586	7,943	9,231	0,0135	97	109	371
ECA 5	0,0817	90,992	5,777	3,148	0,0226	161	165	216
ECA 6	0,1634	86,713	6,826	6,297	0,0173	123	131	256
ECA 7	0,1293	88,456	6,351	4,882	0,0214	152	162	302
ECA 8	0,0621	91,596	5,603	2,341	0,0254	182	188	262
ECA 9	0,0272	93,735	5,187	1,050	0,0219	157	163	251
ECA 10	0,0272	94,542	4,812	1,117	0,0276	197	202	262
ECA 11	0,0245	93,827	5,204	0,945	0,0343	244	244	242
MRT 1	0,5790	65,086	12,946	21,389	0,0006	5	11	958
MRT 2	0,1616	85,756	7,682	6,220	0,0035	25,0	31,0	762
MRT 3	0,4877	69,510	11,222	18,780	0,0049	35,0	47,0	606
MRT 4	0,0504	92,003	6,006	1,940	0,0091	66,0	79,0	516

* Отношение $Pb_{рад}/U$ отвечает отношению радиогенного свинца к урану. При введении поправок на обыкновенный свинец использованы следующие значения: ^{204}Pb — 1,36%, ^{206}Pb — 24,93%, ^{207}Pb — 21,25%, ^{208}Pb — 52,45%. Значения возраста рассчитаны по таблицам Стифа и других [4].

сивность такого изменения, проявляющаяся как степень дискордантности значений возраста, связана, с одной стороны, с топографическим положением участков минерализации, а с другой стороны, — с направлением тектонических движений, определяющим образование данной минерализации. Ниже эта корреляция рассматривается для каждого участка месторождения.

На участке Отжанти жилы настурана, имеющие северо-западное или северо-восточное простирание, изменены намного меньше, чем широтные жилы; эта закономерность хорошо видна при сравнении значений возраста, полученных по пробам HTG 1, HTG 2, HTG 3, HTG 9 и HTG 10 (табл. 2). Из этого же сопоставления вытекает, что на участке Отжанти отношение $Pb_{рад}/U$ наибольшее на глубоких горизонтах месторождения и уменьшается по мере перехода на более высокие горизонты.

На участке Экарльбер рудные жилы обычно имеют северо-восточное, реже меридиональное простирание. Наибольшая часть минерализации локализована в вытянутой в широтном направлении зоне, расположен-

ной между контактовым разломом и проходящим к востоку от него сбросом F 1. Единичная проба (ЕСА 5) урановой минерализации была отобрана из зоны, расположенной южнее разлома F 1.

На высоких горизонтах участка месторождения распространена наименее измененная минерализация (горизонт 70, отметка +6); напротив, наиболее измененная минерализация (обр. ЕСА 3, ЕСА 4) отмечена в восточной части участка на больших глубинах (горизонт 205, отметка —125). Сопоставление значений возраста и топографического положения точек отбора проб, сделанное в табл. 3, четко выявляет эту закономерность.

Таблица 2

Вариации отношений $Pb_{рад}/U$ и $^{207}Pb/^{206}Pb$, а также полученных значений возраста в зависимости от топографического положения точек отбора проб и направления простираия рудных жил на участке Отжент

Номер пробы	Горизонт шахты, м	$Pb_{рад}/U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	Изотопный возраст, млн. лет		
				$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
HTG 1	—115,2	0,0272	0,05090	193	198	245
HTG 2	—115,2	0,0258	0,05740	182	213	518
HTG 3	—128,8	0,0281	0,05150	201	207	272
HTG 9	—68,5	0,0175	0,05234	125	134	310
HTG 10	—68,5	0,0234	0,05148	167	174	271

Таблица 3

Вариации значений возраста в зависимости от положения точек отбора проб на участке Экарпьер

Номер пробы	Абсолютная отметка, м	Координаты Ламбер X	Изотопный возраст, млн. лет		
			$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$
ЕСА 3	—106	332,262	88	99	348
ЕСА 4	—125	332,429	97	109	371
ЕСА 6	—127,6	332,066	123	131	256
ЕСА 9	—7,5	332,174	157	169	251
ЕСА 10	+6,4	332,189	197	202	262
ЕСА 11	+6	332,192	244	244	242

Этот факт, по-видимому, объясняется природой и положением минерализованных зон. На горизонтах 70 и 115 минерализация представлена тонкими прожилками, тогда как на горизонте 160 и особенно 205, где число минерализованных жил уменьшается, отбор проб производился либо в имеющих важное значение структурах, соответствующих тектоническим нарушениям, либо вблизи контактного разлома, проходящего через гранитный массив.

На участке Мортьер, в самой восточной части месторождения, вблизи разлома Форже — нарушения северо-восточного простираия, смещающего контактный разлом к северу — граниты сильно разбиты трещинами и раздроблены. Этот фланг месторождения соответствует зоне сочленения многочисленных оперяющих разломов. Минерализация представлена здесь черными продуктами изменения и характеризуется различными значениями изотопного возраста. Отношения Pb/U в изученных пробах весьма мало, с чем связаны очень молодые значения возраста; напротив, отношения $^{207}Rb/^{206}Pb$ завышены, свидетельствуя о значительных потерях промежуточных продуктов распада ^{238}U в пробах

MRT 1 — MRT 4. По-видимому, наиболее интенсивное изменение минерализации происходило в относительно приподнятых участках рудных залежей, а в более низких развито слабее.

Можно предполагать, что минерализация этого участка имеет молодой возраст. Результаты, полученные автором [5], показывают, что она возникла в современную эпоху, отлагаясь из вод, размывавших более древнюю минерализацию.

Чтобы установить историю процессов минерализации в данном районе, была использована кривая — конкордия Везерилла [6]. Для построения кривой были отобраны точки, характеризующие пробы, не претерпевшие значительный вынос ^{206}Pb , который выявляется по аномально высоким значениям отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, ибо одностороннее влияние этих проб с заниженными отношениями $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ на всю систему приведет к неверным результатам, вследствие чего их нельзя использовать для построения кривой.

Следуя этому принципу, для построения кривой — конкордии были отобраны результаты, полученные при исследовании следующих проб (рис. 4): HTG 1, HTG 5, HTG 7, HTG 9, HTG 11, HTG 12, HTG 13, ECA 5, ECA 6, ECA 9, ECA 10, ECA 11. Эти точки ложатся на одну прямую, пересекающую конкордию в отметках, отвечающих 22 и 255 млн. лет.

Следовательно, данное месторождение должно было бы образоваться в течение заальской фазы герцинского орогенеза около 255 млн. лет назад.

Урановая минерализация была существенно преобразована в ходе альпийского орогенеза. Очень юные значения возраста, обнаруженные на участке Мортьер, позволяют предположить, что процессы выщелачивания пород, происшедшие в современную эпоху, равным образом затронули и урановую минерализацию. Представляется также, что минерализация, приуроченная к зонам сжатия вблизи от контактового разлома в районе Отжант, была затронута в меньшей степени, чем минерализация, развитая в восточной части месторождения, в зоне сочленения многочисленных разломов.

Месторождение Командери

Месторождение Командери расположено в 6 км к западу от Шатийон-сюр-Севр, вблизи населенного пункта Темплъ (департамент Де-Севр). Оно залегает в пределах батолита Мортань, в 3 км от контакта двуслюдяных гранитов с метаморфическими породами. Граниты представляют собой крупнозернистые, часто порфириовидные породы, вытянутые полосой в северо-западном направлении (35°). Среди гранитов можно обнаружить небольшие линзы микродиоритов, жилы аплитов, простирающиеся в меридиональном направлении и падающие на юго-запад, а также многочисленные маломощные жилы пегматитов. Породы всегда

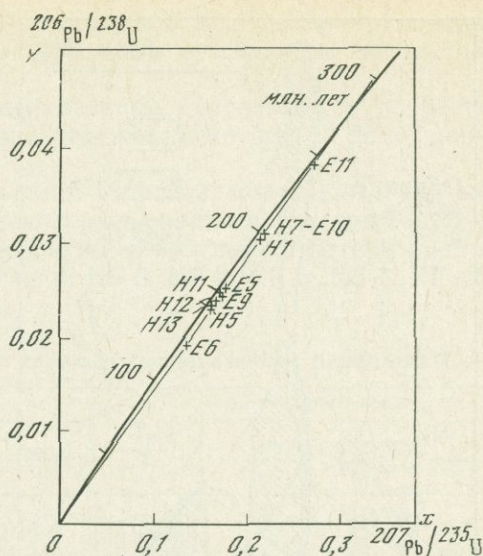


Рис. 4. Точки проб, характеризующих руды месторождения Экарпьер, нанесенные на диаграмму конкордии Везерилла

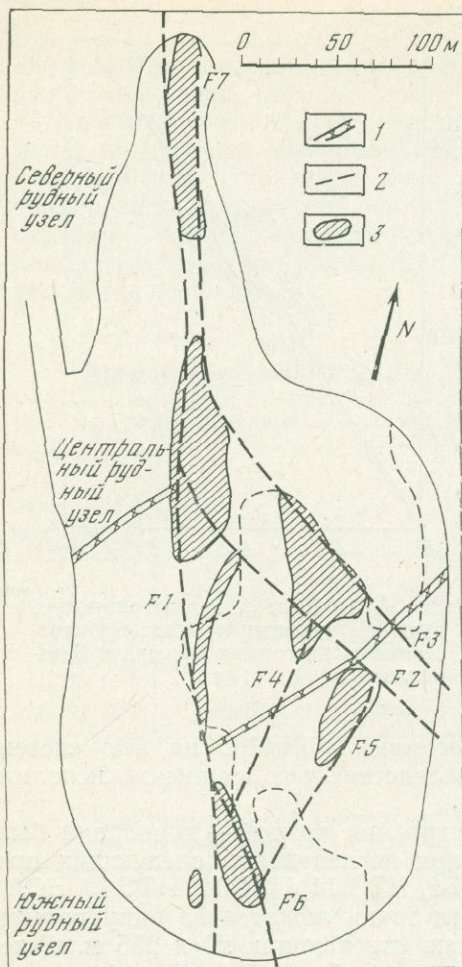


Рис. 5. Геологическое строение месторождения Командери, горизонт 183

1 — аплиты; 2 — разломы;
3 — минерализованные зоны

уроченные к трем главным направлениям, и в частности к меридиональным трещинам.

Настуран присутствует в виде тонких прослоек или мельчайших прожилков среди тектонических трещин в неизменных породах; в измененных породах всегда присутствуют черные продукты изменения, ассоциирующие с соединениями закисного и окисного железа. Вместе с минералами урана отмечены лимонит, гетит, пирит и марказит. Галенит встречается крайне редко, и практически отсутствуют жильные минералы.

Все без исключения 24 изученные пробы характеризуются дискордантными значениями возраста (табл. 4), причем наблюдается следующая закономерность:

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} < \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} < \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$$

При нанесении точек, отвечающих пробам, отобранным по критериям, упомянутым ранее (пробы KF 1, KF 4, KF 6, KF 8, KF 9, KF 10,

имеют кальциево-щелочной состав, полевые шпаты часто каолинизированы, особенно вблизи зон минерализации [7].

Согласно исследованиям Герстнера [2], тектоника месторождения структур (рис. 5) следующая:

а) структуры северо-западного простирания (20°), к которым относятся, например, разломы F1 и F7, ограничивающие распространение минерализации с запада;

б) тектонические трещины меридионального или северо-восточного простирания с падением на запад под углами $60-70^\circ$, например разломы F4 и F5. Это направление тектонических структур образует косой угол с северо-западным простиранием гранитов. Одна из жил первичных аплитов северо-восточного простирания (30°) располагается по диагонали между этими двумя разломами;

в) структуры северо-западного простирания (60°) с падением на северо-восток под углами $65-70^\circ$, например разломы F2 и F3. Эти трещины, пересекающие структуры меридионального простирания и смещающие их к востоку, являются местом локализации оруденения.

Эти три типа тектонических нарушений образуют два треугольника, внутри которых располагаются рудные залежи, при-

KF 11, KF 21, KF 24), на кривую — конкордию Везерилла — получаем прямую, пересекающую конкордию в точках, отвечающих возрастам 270 и 43 млн. лет (рис. 6).

Это указывает на то, что минерализация соответствует возрасту 270 млн. лет назад и подверглась впоследствии некоторому изменению около 43 млн. лет назад.

Внимательное рассмотрение значений возраста, полученных для изученных проб, показывает, что в некоторых участках отношение Pb/U в рудах существенно понизилось, вероятно, в результате потери радиогенного свинца; это характерно для проб KF 3, KF 4, KF 5, KF 7, KF 10,

Таблица 4

Результаты химического и изотопного анализов (месторождение Командери)

Номер пробы	Изотопный состав, %				$\frac{\text{Pb}}{\text{U}}$ рад	Изотопный возраст, млн. лет		
	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
KF 1	0,0163	94,297	5,057	0,630	0,0247	177	183	252
KF 2	0,0109	94,479	5,090	0,419	0,0255	184	191	299
KF 3	0,0558	92,151	5,644	2,149	0,0182	130	140	310
KF 4	0,0082	94,689	4,988	0,134	0,0197	141	148	268
KF 5	0,0095	94,440	5,183	0,365	0,0167	120	132	352
KF 6	0,0272	93,715	5,207	1,050	0,0254	182	188	262
KF 7	0,0163	94,160	5,195	0,630	0,0179	125	135	316
KF 8	0,0177	94,237	5,063	0,670	0,0239	171	176	247
KF 9	0,0136	94,457	5,004	0,525	0,0244	174	179	230
KF 10	0,0368	93,332	5,215	1,400	0,0170	122	126	188
KF 11	0,0313	93,534	5,227	1,200	0,0248	177	182	250
KF 12	0,0477	92,519	5,598	1,813	0,0243	175	185	335
KF 13	0,0395	92,482	5,957	1,517	0,0155	111	132	548
KF 14	0,0369	93,080	5,468	1,390	0,0169	121	132	336
KF 15	0,0477	92,577	5,540	1,810	0,0260	185	195	306
KF 21	0,0681	91,685	5,622	2,312	0,0236	169	172	217
KF 22	0,0259	93,747	5,230	1,000	0,0240	172	179	279
KF 23	0,0259	93,723	5,250	0,990	0,0130	129	139	308
KF 24	0,0204	94,066	5,125	0,800	0,242	173	179	262
KF 25	0,0258	93,700	5,279	0,980	0,0204	146	154	279
KF 26	0,0395	93,000	5,442	1,500	0,0226	162	171	286
KF 27	0,1158	89,120	6,226	4,408	0,0029	22	24	237
KF 28	0,0545	92,101	5,746	2,100	0,0254	181	195	367
KF 30	0,0368	93,079	5,468	1,392	0,0122	88	97	337

KF 13, KF 14, KF 25, KF 30. Значения возраста, полученные для этих проб по отношению Pb/U, сильно занижены. В некоторых случаях уменьшение отношения Pb/U сопровождалось сильным дефицитом ^{206}Pb , в результате чего появились anomalно высокие значения возраста, рассчитанные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; это характерно для проб KF 3, KF 6, KF 13, KF 14, KF 28, KF 30.

Степень изменения минерализации связана как с топографическим положением участков ее проявления, так и с направлением тектонических структур. В зоне скопления рудной минерализации, расположенной на самом верхнем горизонте месторождения (горизонты 50 и 95, рис. 7) вдоль разлома F 1, пробы, отобранные из структур северо-восточного (10°) и меридионального простираний (пробы KF 1, KF 21, KF 26), изменены в меньшей степени, чем пробы, отобранные из струк-

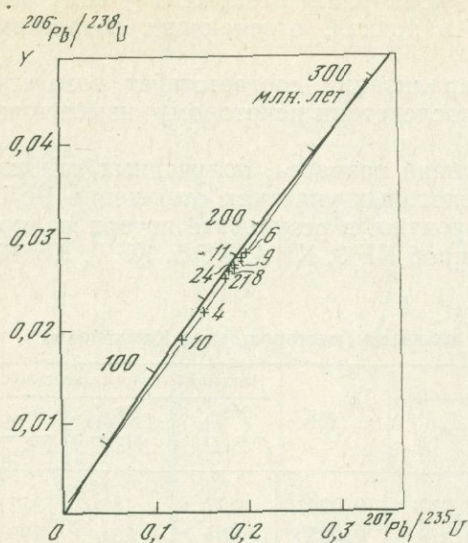


Рис. 6. Точки проб, характеризующих руды месторождения Командери, нанесенные на диаграмму конкордии Везерилла

+55, откуда были отобраны пробы KF 5, KF 7. Эти две пробы действительно обладают более низкими отношениями Pb/U и более высокими отношениями $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по сравнению с остальными, как это видно из табл. 5, в которой изученные пробы расположены в зависимости от высоты горизонта, с которой они были отобраны.

В южной части месторождения, ограниченной треугольником, сторонами которого служат разломы F 1, F 2 и F 5, минерализация приурочена к структурам северо-западного (10°) и меридионального простирания.

Этот участок иллюстрирует возрастание степени изменения минерализации на всех горизонтах месторождения по мере удаления к востоку от разлома F 1. В табл. 6 приведены результаты изучения проб, отобранных на разных горизонтах месторождения; здесь же указаны и координаты Ламбера участков отбора проб.

Наибольшее изменение пород наблюдается в крайней, восточной, части участка вблизи пересечения разломов F 4 и F 5 на горизонтах между уровнями 72 и —8 м (пробы KF 13, KF 14, KF 30).

Согласно этим наблюдениям, история образования урановой минерализации на месторождении Командери может выглядеть следующим образом: урановые минералы развивались в трещинах меридионального направления в момент их становления в течение заальской эпохи герцинского орогенеза. Во время пиринейской фазы на всех средних горизонтах месторождения (между отметками +72 и —8 м) минерализация подверглась процессам изменения. Степень изменения возрастала в направлении юго-восток — северо-запад на всех горизонтах южного участка месторождения. Наибольшая степень изменения отмечается в крайней, восточной, части месторождения вблизи пересечения разломов северо-западного (60°) и северо-восточного (5°) простираний.

тур северо-западного (60°) и широтного простираний (пробы KF 12, KF 28); последние были подвержены, с одной стороны, умеренному выносу радиогенного свинца, а с другой — выносу промежуточных продуктов распада ^{238}U , в результате чего наблюдается дефицит ^{206}Pb , приводящий к завышению значений, возраста, рассчитанных по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

В северном участке месторождения, представляющем треугольник, ограниченный разломом F 7 северо-западного простирания (20°), меридиональными и северо-западными (60°) трещинами, минерализация приурочена к структурам меридионального и северо-западного простираний (60°). Участок, наиболее затронутый процессами изменения, расположен между горизонтами с абсолютными отметками 0 и

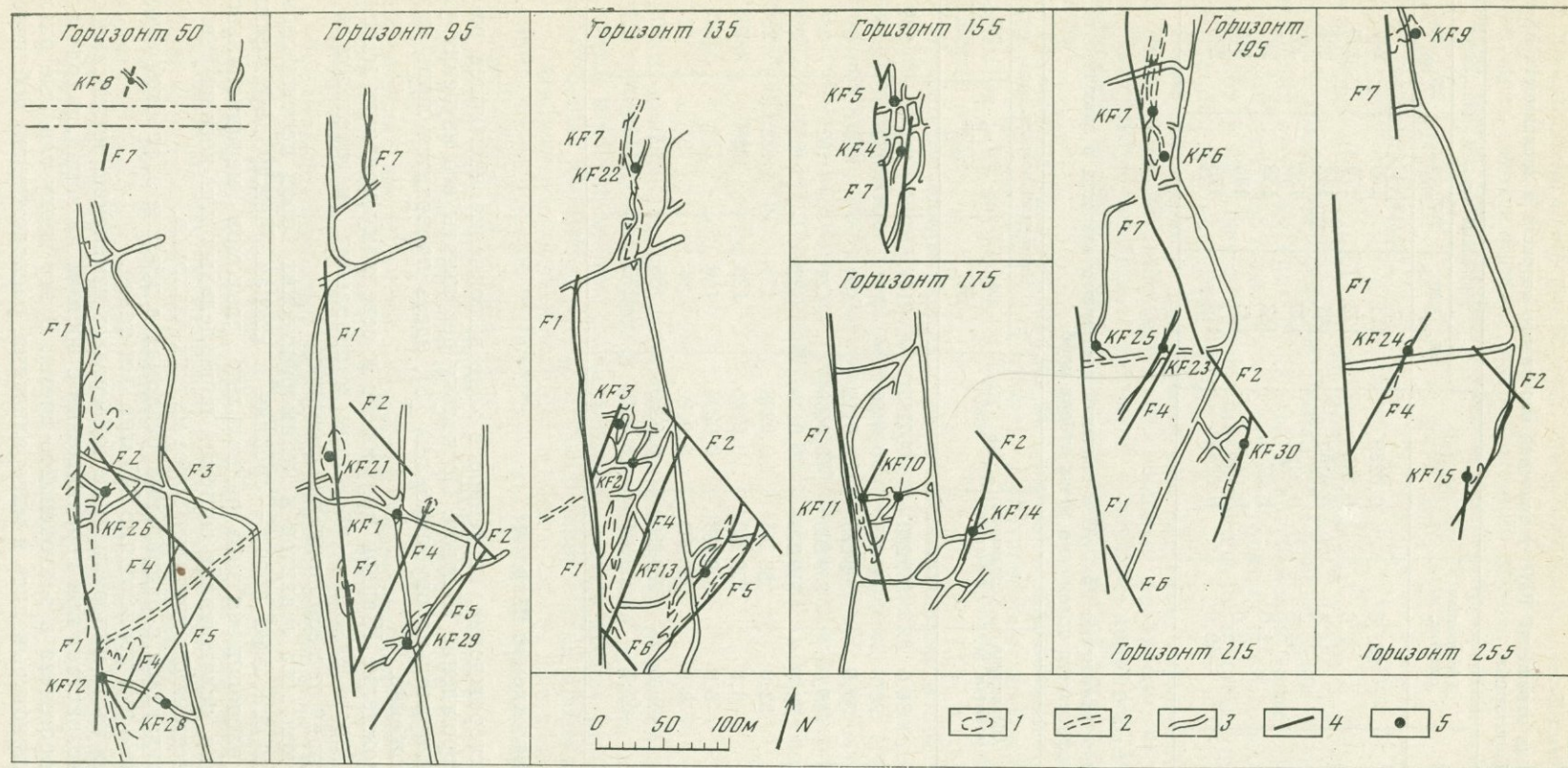


Рис. 7. Расположение точек отбора проб на месторождении Командери

1 — минерализованные зоны; 2 — аплиты; 3 — подземные выработки; 4 — разломы; 5 — точки отбора проб

Таблица 5

Вариации отношений Pb/U и значений изотопного возраста в зависимости от места отбора пробы

Номер пробы	Абсолютная отметка, м	Pb/U	Изотопный возраст, млн. лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
К 8	167,5	0,0239	171	176	247
К 22	71,0	0,240	172	179	249
КС 4	51,5	0,0197	141	148	268
К 5	51,5	0,0167	120	132	352
К 6	11,0	0,0254	182	188	262
К 7	2,0	0,0179	125	135	316
К 9	-49,0	0,0244	174	179	230

Таблица 6

Вариации отношения $\text{Pb}_{\text{рад}}/\text{U}$ и значений изотопного возраста в зависимости от топографического положения точек отбора проб

Номер пробы	Абсолютная отметка, м	Координаты Ламбер X	$\text{Pb}_{\text{рад}}/\text{U}$	Изотопный возраст, млн. лет		
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
К 2	81,0	359 260	0,0255	184	191	299
К 13	72,0	359 335	0,0155	111	132	548
К 3	70,5	359 235	0,0182	130	140	310
К 14	48,0	359 290	0,0169	121	132	336
К 10	32,0	359 270	0,0170	122	126	188
К 11	32,0	359 245	0,0248	177	182	250
К 23	-8,0	359 230	0,0130	129	136	308
К 25	-8,0	359 180	0,0204	146	154	279
К 30	-8,0	359 305	0,0122	88	97	337
К 15	-40,0	359 330	0,0260	185	195	306
К 24	-47,5	359 315	0,0242	173	179	262

Месторождение Шардон

Третье месторождение, изученное в ходе выполнения настоящей работы,— месторождение Шардон. Поскольку результаты его изучения уже были предварительно опубликованы [8], здесь приводится лишь краткое их изложение.

Месторождение Шардон приурочено к северному контакту массива Мортань, протягиваясь в широтном направлении, и расположено в 10 км к западу от месторождения Экарпьер.

Вдоль контакта гранитов и метаморфических пород протягиваются две полосы основных пород — средняя и южная. Между двумя этими полосами расположена зона радиальных разломов меридионального простирания, осложненная системой параллельных или косонаправленных по отношению к контакту более мелких разломов.

Уран отлагался в радиальных разломах в течение заальской эпохи. Образование руд происходило 245 млн. лет назад.

Главная часть минерализации подверглась изменению, интенсивность которого возрастает при передвижении с востока на запад, в ходе альпийского орогенеза в олигоценное время. В эту эпоху главные разломы вновь приоткрывались и минерализация, расположенная поблизости

от них, подвергалась глубокому преобразованию, особенно в верхних зонах и на крайнем западном фланге месторождения. Северо-восточная часть месторождения, расположенная вблизи средней полосы основных пород, была весьма слабо затронута процессами изменения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Известные в настоящее время месторождения урана в Вандее приурочены к гранитному массиву Мортань. Главная фаза гранитизации в пределах этого массива относится к астурийской эпохе. Действительно, гомогенизация изотопного состава стронция в этих породах, определенная в результате построения изохроны по валовым пробам, произошла 300 млн. лет назад [9, 10].

Значения возраста, полученные при изучении отдельных минералов из этих гранитов, характеризуются сильным разбросом, что указывает на длительную эволюцию гранитов в течение примерно 50 млн. лет, окончание которой совпадает с заальской фазой герцинского орогенеза.

Отложение урана совпадает во времени с заключительными фазами гранитизации, с заальской эпохой. Действительно, возраст минерализации на всех изученных месторождениях составляет примерно 250—270 млн. лет.

Можно предположить, что уран, мобилизованный в процессе гранитизации вмещающих пород, отлагался в трещинах, особенно вблизи контакта гранитов с метаморфическими породами, где существовали благоприятные физико-химические условия для его концентрации [11].

Пробы, отобранные на трех месторождениях, в подавляющем большинстве случаев характеризуются дискордантными значениями изотопного возраста типа

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} < \frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} < \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$$

Это доказывает, что урановая минерализация подверглась наложенным процессам изменения, в ходе которых она теряла радиогенный свинец, и что во многих случаях наряду с этим происходил вынос промежуточных продуктов распада ^{238}U . В связи с этим значения возраста, рассчитанные по отношению Pb/U, в общем случае занижены, а рассчитанные по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ — завышены по сравнению с действительным возрастом минерализации.

Сильно расходящиеся значения возраста, установленные для некоторых проб рудной минерализации, и особенно очень юные Pb/U значения возраста других проб позволяют предположить, что все эти преобразования не являются следствием какого-либо одного события, а возникали в течение длительного периода. Максимальная интенсивность процессов изменения приходится на эоценовую фазу альпийского орогенеза, но выщелачивание руд продолжается непрерывно вплоть до настоящего времени. Результаты экспериментальных исследований [12] убеждают в том, что некоторые руды (пробы MRT 1, MRT 2, KF 13 и т. д.) действительно являются современными образованиями.

Сильное изменение минерализации вблизи зон пересечения трещин северо-западного и широтного или меридионального простираний, по-видимому, подтверждает гипотезу, что эти древние трещины приоткрывались в ходе альпийского орогенеза. Метаморфические породы, напротив, защищали урановую минерализацию от воздействия наложенных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. J. P. Renard. Géochimie de l'uranium de surface dans les massifs granitiques vendéens. Cas particulier du Massif de Mortagne-sur-Sèvre.— Sci. de la Terre, 1970, 15, 167.
2. A. Gerstner, L. Baras, C. Pinaud, G. Tayeb. Monographie des gisements vendéens. In: «Les minerais uranifères français et leur gisement». T. 2. Paris, Press. Univ. de France, 1962.
3. G. Tayeb. Gisement de l'Ecarpière et gisement du Chardon. In: «Les minerais uranifères français et leurs gisements». T. L. Presse Univ. de France, 1962.
4. L. R. Stieff, T. W. Stern, Oshiro Seiki, F. E. Senftle. Tables for the calculation of lead isotope age. Geological Survey Prof. Paper. 334 A. 1959.
5. Ch. Kocziolanyi. Etudes expérimentales sur la modification des compositions chimiques et isotopiques de minéraux uranifères. Conséquences géochronologiques.— Sci. de la Terre, 1973, 18, 173.
6. G. W. Wetherill. Discordant uranium lead age.— Trans. Amer. Geophysical Union, 1956, 37, 320.
7. T. Durand. Le gisement de la Commanderie.— Exposé a l'excursion du Congrès de métallogénie de l'uranium, 1969.
8. Ch. Kosztolanyi, R. Coppens. Etude géochronologique de la minéralisation uranifère de la mine du Chardon (Vendée, France).— Eclogae Geologicae Helvetiae, 1970, 63, 1.
9. J. Sonet. Contribution a l'étude géochronologique du Massif de Mortagne (Vendée).— C. R. Ac. Sc., 1967, 264, 225.
10. J. Sonet. Essais d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb/Sr du massif granitique vendéen. Mise en évidence d'une dualité générique.— C. R. Ac. Sc., 1968, 267, 15.
11. M. Roubault, R. Coppens. Influence de l'altération sur la répartition des éléments radioactifs dans les roches. 84ème Cong. des Soc. Sav., 1959.
12. Ch. Kosztolanyi. Géochronologie des gisements uranifères français par le méthode uranium plomb. Influence du déséquilibre radioactif sur les résultats. Thèse de Docteur-ès-Sciences. Université I de Nancy, 1971.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА И ПРИМЫКАЮЩИХ К НЕМУ ТЕРРИТОРИЙ КИРГИЗИИ С ЦЕЛЬЮ УСТАНОВЛЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ИХ ГЕНЕЗИСА И ВОЗРАСТА

Т. В. Семенова, Б. М. Найденов, В. А. Халилов

Сравнительный металлогенический анализ месторождений меди, свинца, цинка на территории Южного Казахстана позволяет видеть, что районы развития различных рудных формаций отчетливо обособлены. Проявления медно-свинцовой и кварц-баритовой формаций концентрируются на востоке, в хребте Кетмень и прилегающих районах; проявления медно-молибденовой кварц-кальцитовой формации развиты на западе, в центральной части Кендыктасских гор; наиболее крупные месторождения цинково-свинцовой кварц-карбонатной формации сосредоточены в центральной части рассматриваемой территории. В соответствии с зонами развития этих формаций и для удобства обсуждения результатов исследований мы условно разбили территорию на три области: восточную, центральную и западную. На рис. 1 схематично показано расположение изученных объектов.

На основании распределения эндогенных рудных образований Южный Казахстан можно рассматривать как единую металлогеническую провинцию. Несмотря на довольно хорошую геологическую изученность многих рудных проявлений, у различных исследователей возникают противоречия в определении возраста и генетических связей разного типа минерализаций между собой и с определенными комплексами по-

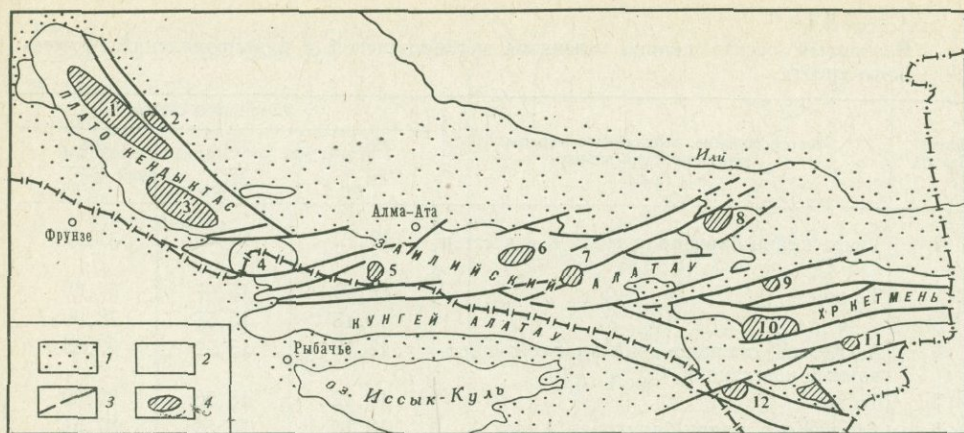


Рис. 1. Схема расположения районов развития месторождений меди, свинца и цинка

- | | | |
|--|---------------------------|--------------------------------|
| 1 — кайнозой; | 2 — Узунсуйский, | 9 — месторождение Сумбе, |
| 2 — палеозой и докембрий; | 3 — Таскайнар-Арасанский, | 10 — Туюк-Комурчинский, |
| 3 — разрывные нарушения; | 4 — Кастекский, | 11 — месторождение Буроабасын, |
| 4 — рудные районы и месторождения; цифры на схеме — рудные районы: | 5 — Каскеленский, | 12 — Текесский |
| 1 — Чатыркуль-Курдайский, | 6 — Чинтургенский, | |
| | 7 — Сарытауский, | |
| | 8 — Богутинский, | |

род, так как они не имеют видимых связей с интрузивными или эффузивными образованиями установленного возраста. Для последних также часто не определены верхние возрастные границы из-за отсутствия на большей части территории верхнепалеозойских и мезозойских образований. Многие из проявлений по ряду признаков связывают с герцинской эпохой магматизма и металлогении. Однако этот вопрос еще не решен окончательно. В связи с этим нами были предприняты свинцово-изотопные исследования рудных минералов (в основном галенитов) проявлений полиметаллов рассматриваемой территории Южного Казахстана и прилегающих районов Киргизской ССР.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ И РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ (КЕТМЕНСКИЙ ХРЕБЕТ, ДЖЕРГАЛАНСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, ТЕКЕССКАЯ ГРУППА)

На территории хребта Кетмень широко распространены нижнекаменноугольные вулканиты и осадочные отложения, залегающие на метаморфических силурийских образованиях и перекрытые накоплениями верхнего палеозоя. Рудная минерализация накладывается на терригенно-карбонатные осадки нижнекаменноугольного возраста. Иногда оруденение приурочено к карбонатным породам верхнего силура (Сумбе) или к пермским вулканогенным образованиям (Карасай, Коктас, Дардамты). Особенностью локализации оруденения является приуроченность его к крутопадающим разломам и мощным зонам дробления.

В табл. 1 приведены результаты измерений изотопного состава свинца галенитов месторождений и рудопроявлений хребта Кетмень. Анализ данных показывает разделение значений изотопных отношений на две группы. В первую входят образцы объектов Туюк (обр. 1, 2, 3), Ак-Кезень, Арал-Жота, Сумбе, Сасык-Булак, Кызыл-Тас, Дардамты. Во вторую изотопную группу входят образцы месторождений Туюк (обр. 19), Комурчи, рудопроявлений Коктас и Карасай.

Таблица 1

Изотопный состав свинца галенитов месторождений и рудопоявлений Кетменского хребта

Номер образца	Месторождение, вмещающее породы, геологический возраст	Изотопный состав		
		$\frac{206}{204} \text{Pb}$	$\frac{207}{204} \text{Pb}$	$\frac{208}{204} \text{Pb}$
1	Туюк, кварц-баритовая жила в известняках С ₁	18,12	15,50	37,77
2	То же	18,10	15,47	37,69
3	»	18,18	15,58	38,00
4	Ак-Кезень, окварцованные и баритизированные известняки, С ₁	18,12	15,52	37,85
5	То же	18,12	15,50	37,60
6	Арал-Жота, кварц-баритовая жила	18,10	15,50	37,54
7	Там же, зона окварцевания в известняках С ₁	18,18	15,55	37,81
8	Там же, оруденение в кислых эффузивах С ₁	18,15	15,53	37,71
9	Там же, зона баритизации	18,12	15,52	37,83
10	Сумбе, баритизированные известняки, S	18,16	15,53	37,86
11	Там же, зона окварцевания в известняках верхнего силура	18,15	15,53	37,61
12	То же	18,15	15,52	37,58
13	Сумбе, зона окварцевания известняков	18,18	15,55	37,81
14	Сасык-Булак, порфириты Р ₁	18,09	15,42	37,40
15	То же	18,07	15,45	37,50
16	Кызыл-Тас, порфириты Р ₂	18,10	15,50	37,63
17	То же	18,04	15,50	37,60
18	Дардамты, порфириты Р ₂	18,18	15,58	38,00
	Средние значения	18,129	15,514	37,712
	Среднее квадратичное отклонение	±0,042	±0,041	±0,168
19	Туюк, оруденение кремнистой зоны в известняках С ₁	18,37	15,56	38,06
20	Комурчи, эффузивы С ₁	18,33	15,59	37,72
21	Там же, баритовая жила	18,24	15,58	37,96
22	Коктас, андезитовые порфириты Р ₁	18,39	15,59	38,53
23	Карасай, то же	18,27	15,69	38,09
	Средние значения	18,302	15,600	38,072
	Среднее квадратичное отклонение	±0,051	±0,046	±0,295

Близость изотопного состава свинца объектов первой изотопной группы по всем изотопным отношениям, несмотря на различие в составе вмещающих пород и их возраста (известняки карбона и силура, порфириты верхней и нижней перми), может служить доказательством единства источника рудного вещества. Для второй изотопной группы мы предполагаем такой же источник. Подтверждением этого является наличие в месторождении Туюк галенита (обр. 19) с изотопным составом, присущим объектам второй изотопной группы. Этот образец принадлежит рудам кремнистой зоны месторождения, которые были сформированы в первую стадию рудообразования; его повышенная радиогенность объясняется заимствованием первыми порциями гидротермальных растворов рассеянного в породах, более радиогенного свинца. Поздние порции растворов, из которых отлагались руды баритовой зоны (обр. 1, 2, 3), имели свинец более однородного изотопного состава. Таким образом, и на месторождении Комурчи галениты, видимо,

Рис. 2. Зависимость изотопных отношений свинца галенитов

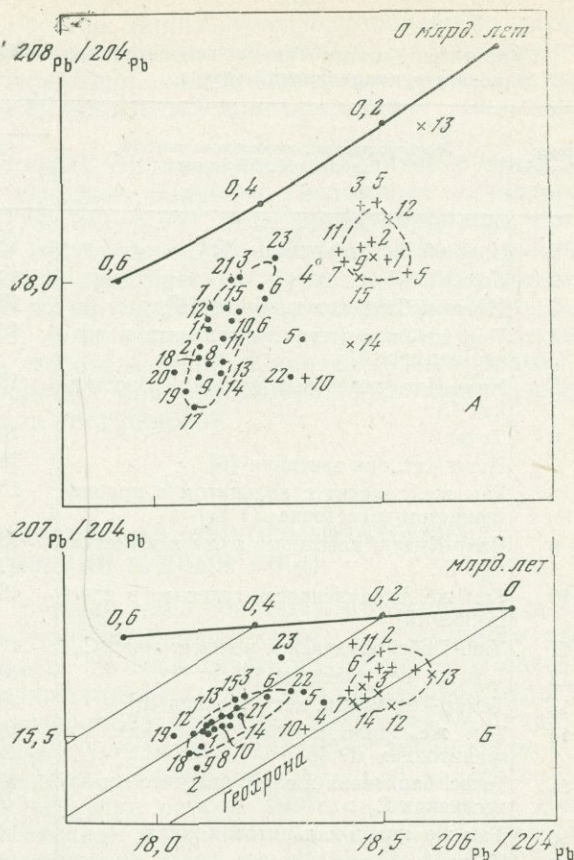
● — хребет Кетмень;

+ — Джергаланский район;

× — Текеская группа: — — — — —
кривые накопления изото-
пов свинца;

А — $Th/U=3,8$;

Б — $^{238}U/^{204}Pb=8,79$



отражают первую стадию формирования оруденения с заимствованием части свинца из вмещающих пород.

Результаты исследования изотопного состава свинца приведены на графике в системе координат $^{207}Pb/^{204}Pb - ^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 2), из которого видно, что значения группируются довольно тесно друг к другу и образуют единый изотопный контур. Характер распределения изотопных значений свинца для образцов рассмотренных проявлений Кетменского хребта говорит о близком времени образования и едином источнике рудного вещества. В рамках принятой нами модели эволюции изотопов свинца в земной коре по положению изотопного контура свинца галенитов месторождений Кетменского хребта в интервале изохрон 200 ± 30 млн. лет они могут быть отнесены к раннемезозойским образованиям. Этот вывод подтверждает предположение некоторых исследователей о раннемезозойском времени проявления полиметаллической минерализации Кетменя [1, 2].

В расположенном южнее хребта Кетмень, на территории Киргизии, Джергаланском рудном районе наблюдаются свинцовые и полиметаллические месторождения. Они образуют пластообразные залежи, локализованные среди известняков S_1 и S_2 (Икки-Чат, Чаар-Кудук, Таш-Тюбе и др.) и жильные образования, локализованные в гранитоидах каледонского возраста (Темир-Тор-Булак), эффузивах девона (Джергалан, Нижне-Тюпское). Первые объединяются в барит-карбонат-галенитовую формацию, вторые — в кварц-карбонат-галенитовую формацию.

Месторождения Джергаланского рудного района и Кетменского хребта обнаруживают сходство в вещественном составе руд, минеральных ассоциациях, последовательности рудообразования, комплексе

Таблица 2

Изотопный состав свинца галенитов месторождения Джергаланского рудного района и рудопроявлений Текеса

Номер образца	Месторождения, вмещающие породы, геологический возраст	Изотопный состав		
		$\frac{208}{204}\text{Pb}$	$\frac{207}{204}\text{Pb}$	$\frac{208}{204}\text{Pb}$
1	Нижний Тюп, эффузивы Д?	18,52	15,64	38,06
2	То же	18,48	15,69	38,15
3	Нижний Тюп, нет описания [6]	18,46	15,63	38,52
4	Там же, вкрапленность галенита в гранит-порфире [5]	18,19	15,57	39,29
5	Икки-Чат, пластовые руды в известняках С ₂	18,57	15,64	38,00
6	То же	18,49	15,65	38,33
7	Икки-Чат, нет описания [6]	18,42	15,59	38,08
8	Там же, галенит с кальцитом в крупнозернистом известняке Д? [5]	18,04	15,55	38,32
9	Чаар-Кудук, пластовые руды в известняках С ₁	18,46	15,58	38,12
10	Там же, вкрапленность галенита в известняке [5]	18,07	15,37	37,72
11	Таш-Тюбе, оруденение в известняках С ₂	18,47	15,62	38,10
12	Там же, нет описания [6]	18,32	15,51	37,54
13	Темир-Тор-Булак, нет описания [6]	18,42	15,71	38,10
14	Там же, жила калцита с галенитом в гранитоидах Д? [5]	18,07	15,67	38,37
15	Текес, баритовая жила с галенитом в известняках С ₁	18,52	15,55	38,26
16	Там же, кварц-кальцитовая жила	18,60	15,62	38,26
17	То же	18,44	15,57	37,70
18	Текес, зона баритизации в известняках С ₂	18,45	15,60	38,00
19	То же	18,48	15,59	38,10

элементов-примесей [3]. Имеются некоторые отличия в локализации оруденения этих районов: в Кетмене, как было сказано, приуроченность рудных тел к крутопадающим зонам дробления, а в Джергалане — к зонам межпластового дробления известняков, к интрузивным и эффузивным породам. В Джергаланском районе пластообразные месторождения, называемые часто стратифицированными, приурочены к фаунстически охарактеризованным отложениям башкирского яруса среднего карбона. Имеются различные мнения о происхождении таких объектов. Одни исследователи [4] считают их первично-осадочными, другие — гидротермальными [3].

Результаты изучения изотопного состава свинца галенитов месторождения Джергаланского рудного района приведены в табл. 2 вместе с данными других авторов, полученными ранее. Средние значения изотопных отношений и средние квадратичные отклонения следующие: $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,46\pm 0,05$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,63\pm 0,04$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,08\pm 0,16$.

Свинцы месторождений Икки-Чат, Чаар-Кудук, Таш-Тюбе, находящиеся в одном рудном поле, имеют идентичный изотопный состав, что говорит в пользу единого источника рудного вещества. Обращает на себя внимание то, что для жильных и пластовых месторождений изотопный состав свинца оказался очень близким. Этот факт имеет большое значение, так как позволяет более определенно говорить о единстве

источника и одновременности образования по крайней мере этих объектов. Сходство изотопного состава свинца стратифицированного оруденения на месторождениях Икки-Чат и свинца жильных месторождений, локализованных в магматических породах, подтверждает мнение исследователей о гидротермальном происхождении оруденения пластовых залежей района.

В табл. 2 приведен изотопный состав свинца галенитов рудопроявлений Текесской группы. Средние значения изотопных отношений ($18,498 \pm 0,017$; $15,586 \pm 0,01$; $38,142 \pm 0,35$) этих объектов близки средним изотопным отношениям месторождений Джергаланского района, что дает возможность полагать генетическую связь источника рудного вещества и одновременность их образования. Изотопные отношения нанесены на диаграмму рис. 2, из которого видно разделение изотопных контуров свинца галенитов месторождений Джергаланского района и Кетменского хребта, отражающее два различных рудогенерирующих источника изученных объектов этих районов.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА (АКТЮЗ-КАСТЕК-БООРДИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ)

Актюз-Кастек-Боординский рудный узел является крупнейшим в Северном Тянь-Шане. Обособление этой территории как рудного узла произошло на герцинском этапе ее геологического развития и связано с тектоно-магматической активизацией каледонской складчатой области, в результате чего здесь сформировалась система кольцевых и радиальных структур, контролирующая размещение как интрузии и палеовулканических центров, так и совмещенного с ними разнообразного оруденения [7]. В формировании структур района принимали участие допалеозойская, каледонская, варисская и альпийская эпохи складчатости. На современной дневной поверхности здесь преобладают выходы образований, представляющие догерцинские структурные этажи. Частая локализация в них оруденения различного типа воспринимается некоторыми исследователями как доказательство развития древнего догерцинского рудогенеза. Однако имеются данные, которые свидетельствуют, что минерализация промышленного масштаба связана с геологическими процессами, протекавшими не ранее верхнего палеозоя.

В пределах рудного узла наблюдаются многочисленные полиметаллические, редкометальные и другие рудные проявления. Среди них выделяются месторождения, залегающие в каледонских интрузиях (Кастек), в эффузивно-осадочных породах верхнего кембрия (Чинасылсай, Урмансай), в магматических породах палеозоя (Магзумсай, Актасты, Актюз).

В литературе имеются различные точки зрения на возраст полиметаллической минерализации месторождений Северного Тянь-Шаня. С. Д. Туровский и другие [8] разделяют по возрасту оруденения Кастекского района на силур-нижнедевонское, верхнедевон-нижнекаменноугольное и пермское. В. В. Овчинников [9] выделяет в данном районе бешекинский вулканоплутонический комплекс верхнепалеозойского возраста, представленный взаимосвязанными образованиями: субвулканическими интрузиями, эффузивами, малыми телами гранитоидов и основных пород. Этому комплексу придается важное значение в процессе рудообразования. В частности, с ним генетически связывается полиметаллическое оруденение Чинасылсан, Мироновского, Актюза и других месторождений Актюз-Кастек-Боординского рудного узла. Значения возраста образцов вмещающих пород месторождения Мироновское [9] показывают, что они не превышают возрастов таких образований Се-

Таблица 3

Изотопный состав свинца галенитов месторождений Актюз-Кастек-Боординского рудного узла

Месторождение	Изотопный состав		
	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
Кастекское рудное поле			
Чинасылсай (среднее из 13 образцов)	18,54	15,65	38,32
Там же *	18,54	15,60	38,40
Кастек (среднее из 4 образцов)	18,42	15,64	37,99
Там же, участок Южный	18,47	15,66	38,13
Там же [6].	18,52	15,60	38,84
Актасты	18,48	15,65	38,15
Там же *	18,50	15,62	38,13
Урманский	18,44	15,65	38,50
Магзумсай (среднее из 2 образцов)	18,30	15,56	38,02
Актюзское рудное поле			
Участок Калксай	17,70	15,38	37,76
Там же	18,22	15,55	37,74
Актюз [6]	18,17	15,64	37,90
Участок Кутесай	17,63	15,48	37,40
Там же	16,68	15,47	37,66
Карабулакское рудное поле			
Мироновское (среднее из 3 образцов)	18,13	15,50	37,63
Там же	18,20	15,54	37,78
Боординское рудное поле			
Куранджайля (среднее из 2 образцов)	18,12	15,54	38,15

* Неопубликованные данные А. И. Иванова, 1965.

верного Тянь-Шаня, как кастекский и кетменский гранитоидные верхнепалеозойские комплексы. Поэтому можно полагать, что нижней возрастной границей полиметаллической минерализации изученных объектов является нижний карбон — пермь.

Свинцы рассматриваемых объектов Актюз-Кастек-Боординского рудного узла (табл. 3) имеют весьма разнородный изотопный состав. Значения изотопных отношений образуют три вполне отличные друг от друга группы. К первой изотопной группе относятся свинцы месторождения Актюз (обр. 10, 13, 14). Они имеют самые низкие значения отношений изотопов. Средние из трех: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,66 \pm 0,05$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,44 \pm 0,06$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,61 \pm 0,15$. На графике в системе координат $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3) значения изотопного состава свинца расположены около изохроны 450 млн. лет. Ко второй изотопной группе относятся свинцы галенитов месторождений Мироновское, Куранджайля (обр. 15, 16, 17) и Актюз (обр. 11, 12). Средние значения для этой группы соответственно равны: $18,17 \pm 0,05$; $15,54 \pm 0,03$; $37,82 \pm 0,19$. К третьей изотопной группе относятся свинцы галенитов месторождений Кастек, Чинасылсай, рудопроявлений Урмансай, Магзумсай, Актасты. Средние значения изотопных отношений: $18,48 \pm 0,06$; $15,65 \pm 0,04$; $38,23 \pm 0,40$.

Как видно, в пределах каждого месторождения изотопный состав свинца довольно постоянен. Исключение составляет Актюз, где наблюдается свинец разного изотопного состава. Территория рудного поля месторож-

дения сложена метаморфическими породами протерозойского возраста и гнейсами архейского возраста. Значения возраста, полученные К—Аг методом, колеблются от 220 до 660 млн. лет [9, 10]. По цирконам, выделенным из вмещающих пород, нами (неопубликованные данные) получены значения возраста до 1,8 млрд. лет. В районе имели место проявления различных этапов магматической деятельности и метаморфизма, что подтверждает значения возраста и затрудняет установление нижней возрастной границы оруденения. Однако наличие на месторождении свинца с древним изотопным составом подтверждает геологические наблюдения [11] о проявлении минерализации силур-нижнедевонского возраста. Часть оруденения на месторождении связывают с интрузией гранофиоров пермского возраста. Изотопные данные подтверждают это наличием свинца более молодого изотопного состава, входящего во

вторую изотопную группу. Для образцов из других месторождений этой изотопной группы (Мионовское, Куранджайляо) по радиологическим и геологическим данным [9] устанавливается также нижнепермский — посленижнепермский возраст. По положению точек, соответствующих изотопным отношениям свинцов этой группы на диаграмме модельных возрастов (см. рис. 3) в интервале 200 ± 20 млн. лет, можно также говорить о мезозойском времени их образования.

Третью изотопную группу составляют свинцы месторождений Кастекского хребта. Состав и возраст пород на этих месторождениях различны: каледонские гранитоиды, плагиограниты и кварцевые диориты (Кастек, Магзумсай), песчаники, вулканиты и дайки верхнего кембрия (Чинасылсай, Урмансай), докембрийские метаморфические сланцы (Крджол, Исламбай). Месторождения контролируются разрывными нарушениями или трещинами, в которых возникли оруденелые жилы с ореолами окорудно измененных пород или зонами дробления, переработанными гидротермальными процессами, в которых располагается рассеянная прожилково-вкрапленная минерализация. Различие состава и возраста вмещающих пород затрудняет установление нижней возрастной границы оруденения. Однако в эту же изотопную группу попадает свинец рудопроявления Актасты, находящегося в непосредственной близости от перечисленных месторождений, которое по геологическим данным уверенно связывается с пермскими интрузивными образованиями [12]. Оруденение месторождения Магзумсай также предположительно проявлено в позднегерцинское время. Сходство изотопного состава свинца всех этих объектов свидетельствует о генетической связи источников рудного вещества и одновременности образования не ранее перми. По положению точек изотопного состава свинца на диаграмме модельных возрастов в пределах от современной изохроны до изохроны 100 млн. лет возможен и более молодой возраст оруденения этих месторождений. В связи с этим

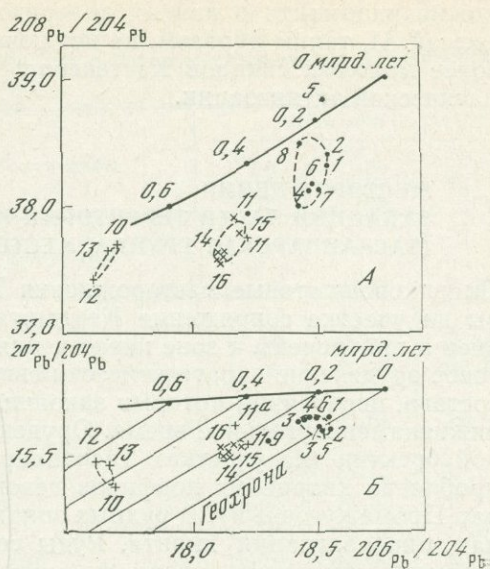


Рис. 3. Зависимость изотопных отношений свинца галенитов

● — Кастекского рудного поля;
 + — Актуза;
 × — Боординского и Карабуланского рудных полей; — — кривые накопления изотопов свинца: А — $\text{Th}/\text{U} = 3,8$; Б — $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} = 8,79$

можно напомнить о дайках долеритов в районе месторождения Чина-сыйсай. И, таким образом, не исключена возможность образования наиболее молодых свинцов Кастекского района в период альпийской магматической активизации.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА (ТАСКАЙНАРСКАЯ ГРУППА, МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕНДЫКТАСА)

Плавиковошпатовые месторождения Таскайнарской группы расположены на участке сопряжения Кендыктасского и Зайлийского антиклинориев и приурочены к зоне пересечения крупных разломов [18]. Флюоритовое оруденение парагенетически связано с гранитоидами субщелочного состава, внедрением которых закончилась магматическая активизация в нижнекаменноугольное время. Оруденение приурочено к межформационной брекчии (на участках Таскайнар Южный и Восточный) и к зоне дробления кварцевых порфиров девона и песчаников карбона (Таскайнар Промежуточный). В рудных зонах и вблизи них отмечается рассеянная минерализация пирита. Руды содержат галенит, сфалерит, пирит, жильные минералы — кварц, флюорит, кальцит.

Чтобы выяснить взаимоотношения руд с вмещающими породами и возраст оруденения, нами был измерен изотопный состав свинца рудных минералов и образцов пород.

Изотопный состав свинца различных минералов рудных зон (табл. 4, обр. 1—11) практически одинаков. Средние значения изотопных отношений: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,09 \pm 0,02$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,55 \pm 0,02$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,89 \pm 0,15$. Изотопный состав свинца минералов подрудной зоны несколько отличен от приведенного. При нанесении результатов измерений на диаграмму в системе координат $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ оказалась (рис. 4), что изохрона образцов вмещающих пород проходит вне изотопного контура рудных минералов. Этот факт свидетельствует об отсутствии генетической связи между оруденением и породами. Таким образом, следует полагать, что формирование оруденения на месторождениях Таскайнара связано с магматическими процессами. Изотопный контур свинца рудных минералов расположен в интервале изохрон $270 \pm \pm 30$ млн. лет, что позволяет считать возраст оруденения верхнепалеозойским. К этому времени произошло внедрение узунсу-карасуйского комплекса интрузий пестрого состава, имеющих K—Ag возраст $317 \pm \pm 12$ млн. лет.

На северо-западном склоне Кендыктасских гор расположено несколько месторождений, относящихся к кварц-кальцитовый рудной формации с медно-молибденовым оруденением. Наиболее крупным из них является месторождение Чатыркуль, более мелкие объекты — Жайсан, Унгурилю, Древний Курдай и др. Свинцово-изотопные исследования нами были проведены для руд и пород месторождения Чатыркуль. Участок рудного поля сложен изверженными породами, среди которых наибольшее распространение имеют породы курдайско-чатыркульского комплекса, представленные кварцевыми сиенит-диоритами, биотит-роговообманковыми и биотитовыми гранитами. Медно-молибденовое оруденение приурочено к контактам кварцевых сиенит-диоритов и биотитовых гранитов. Главные минералы встречаются в виде крупных скоплений магнетита, халькопирита, кальцита, кварца, серицита, хлорита; второстепенные: гематит, пирит, молибденит, галенит, цеолит, флюорит, рутил, барит.

До настоящего времени не было единой точки зрения на возраст медно-молибденового оруденения месторождения Чатыркуль и синхронность образования интрузива и минерализации. Определенный нами K—Ag возраст биотитов из кварцевых сиенит-диоритов равен $530 \pm$

Таблица 4

Изотопный состав свинца минералов руд и пород месторождений Таскайнарской группы

Номер образца	Месторождение	Состав пробы	Изотопный состав		
			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$
Рудная зона					
1	Таскайнар Южный	Галенит из кварц-флюоритовой руды	18,06	15,56	37,97
2	Там же	То же	18,10	15,57	38,09
3	Таскайнар II	Галенит из кварцевой жилы	18,06	15,55	38,00
4	Таскайнар Промежуточный	То же	18,10	15,54	38,10
5	Там же	То же	18,09	15,52	37,81
6	»	Кальцит	18,03	15,52	37,48
7	»	Пирит	18,08	15,52	37,86
8	Таскайнар Восточный	То же	18,11	15,54	37,78
9	Таскайнар Промежуточный	»	18,18	15,58	37,87
10	Таскайнар Восточный	»	17,93	15,46	37,21
11	Таскайнар II	Свинец газовой-жидких включений флюорита	18,08	15,55	37,90
12	Таскайнар Промежуточный	То же	18,30	15,54	37,93
Подрудная зона					
13	Таскайнар Восточный	Кальцит	17,93	15,49	37,31
14	Там же	То же	17,88	15,39	36,90
Вмещающие породы					
15	Таскайнар Восточный	Песчаник	19,16	15,82	39,66
16	Там же	Известняк	18,80	15,73	38,70
17	»	То же	18,06	16,60	37,74

± 10 млн. лет, биотитовые граниты показывают 443 ± 10 млн. лет и серициты из метасоматитов — 370 ± 12 млн. лет [14].

По образцам породообразующих минералов вмещающих пород были выполнены измерения изотопного состава свинца с целью выявления свинцово-изохронного возраста. Обработав данные методом наименьших квадратов, мы получили уравнение изохроны, угол наклона которой соответствует значению возраста 490 ± 30 млн. лет, что хорошо согласуется с K—Ag возрастом интрузива (рис. 5). По содержанию урана, тория, свинца и изотопному составу свинца двух образцов сфена были определены значения возраста по изотопным отношениям материнских продуктов и продуктов распада. Вычисления возрастов показали, что уран-торий-свинцовые значения гораздо ниже полученных K—Ag и свинцово-изохронными методами по минералам пород массива, но одинаковые для обоих образцов сфенов по $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и равные 240 ± 20 млн. лет. По Pb—Th отношениям получились расходящиеся значения, которые означают нарушение равновесия между изотопами вследствие метаморфизма пород, что отразилось в низких значениях возраста сфенов. Построив график конкордии и нанеся на него значения изотопных отношений сфенов, мы получили их возраст и время метаморфизма, равные соответственно около 500 и 150 млн. лет (рис. 6).

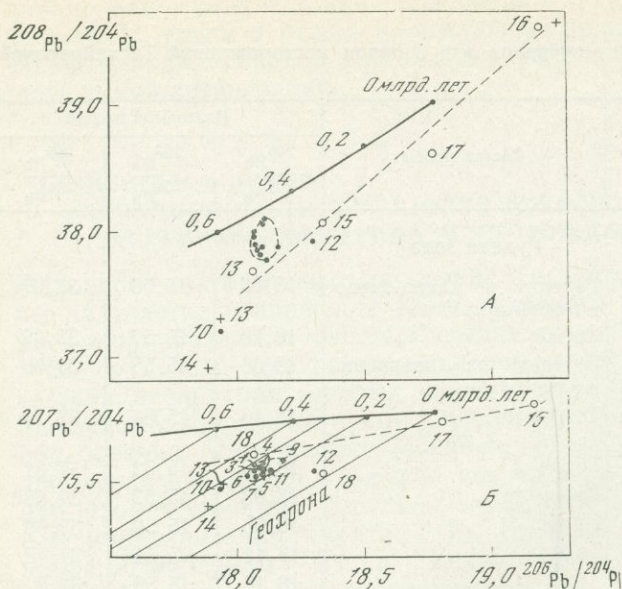


Рис. 4. Зависимость изотопных отношений свинца минералов месторождений Таскайнарской группы

● — рудные минералы;
 + — минералы подрудной зоны;
 ○ — вмещающие породы внерудных зон;
 ————— кривые накопления изотопов свинца;
 А — $\text{Th}/\text{U}=3,8$;
 Б — $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}=8,79$

Исследовав изотопный состав свинца 15 рудных минералов (галениты, халькопириты, магнетиты, пириты, серициты), мы вычислили изохрону, угол наклона которой соответствует значению возраста $300 \pm \pm 30$ млн. лет (см. рис. 5). Проанализирован также образец рудного магнетита в сростке с радиоактивным минералом. Возраст, рассчитанный по $\text{U}-\text{Th}-\text{Pb}$ отношениям, показал дискордантные значения, что свидетельствует об изменении минерала в процессе существования. В таких случаях считается наиболее достоверным значение по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, которое оказалось равным 290 ± 20 млн. лет, что соответствует изохронному возрасту рудных минералов.

Таким образом, на основании полученных результатов и вычислений рудная (медно-молибденовая) минерализация месторождения Чатыркуль отделена от образования Чатыркульского гранитного массива промежуток времени и их связь является только пространственной.

В результате исследования изотопного состава свинца рудных минералов различного типа месторождений Южного Казахстана сделаны следующие выводы.

1. Сходство изотопного состава свинца в большинстве исследованных месторождений и рудопроявлений хребта Кетмень позволяет предполагать единый источник их рудного вещества, связанный с тектономагматическими процессами раннего мезозоя.

2. Одинаковый изотопный состав свинца в исследованных образцах галенитов месторождений Джергаланского рудного района позволяет считать их близкими по возрасту и имеющими однотипные источники рудного вещества.

3. По изотопному составу свинца месторождения Актюз-Кастек-Боординского рудного узла разделены на три группы, соответствующие времени рудогенерирующих процессов, протекавших в каледонский, позднегерцинский и альпийский этапы магматизма и активизации.

4. Свинцово-изохронным датированием пород и руд Чатыркульского массива установлены возраст и отсутствие генетической связи руд с интрузией вмещающих пород.

5. На основании изотопных анализов свинца различных рудных минералов определен модельный возраст флюоритовой минерализации место-

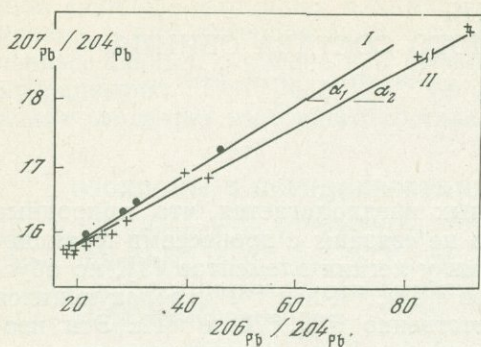


Рис. 5. Свинец-свинцовые изохроны пород (I) и руд (II) Чатыркульского массива
● — минералы пород; + — минералы руд

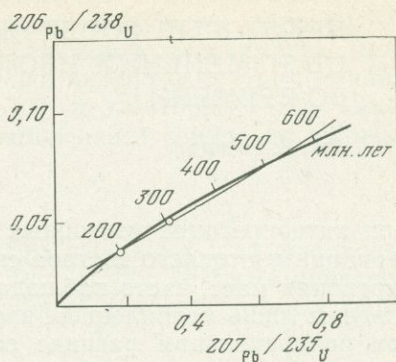


Рис. 6. Интерпретация дискордантных возрастов сфенов Чатыркульского массива

рождений Таскайнарской группы. Показано, что вмещающие породы не являются источником рудного вещества.

6. Все эти данные показывают, что основные промышленные месторождения Южного Казахстана образованы не ранее верхнего палеозоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. П. Русаков, И. В. Покровская. Полиметаллическое месторождение Туук в Кетменском хребте.— Сов. геол., 1959, № 4.
2. И. В. Покровская, К. А. Чекалов. Первичные ореолы рассеяния на месторождении Туук.— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Казахстана, т. 15. Алма-Ата, 1966.
3. З. Е. Бурыхина, Р. Д. Дженчураева и др. Минералого-геохимические особенности руд и вопросы генезиса низкотемпературных полиметаллических месторождений Тянь-Шаня.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», (1971).
4. Г. П. Богомазов и др. Отчет Иккичатской геологоразведочной партии Кирг. ГУ. Фонды. Фрунзе, 1958.
5. А. И. Тугаринов, С. И. Зыков. Об изотопном составе свинца рудных месторождений Кавказа и Средней Азии.— Бюлл. Комис. АН СССР по опред. абс. возр. геол. форм., 1961, вып. 4.
6. Л. Я. Арташенков, В. П. Арташенков, Г. В. Авдзейко, А. Я. Крылов, А. В. Ловцюс. Изотопный состав свинца Северного Тянь-Шаня.— Радиохимия, 1963, 15, № 2.
7. В. В. Овчинников. Соотношение магматизма, трубок взрыва и эндогенной минерализации на примере одного из рудных районов.— Труды СНИИГИМСа, вып. 74. Новосибирск, 1968.
8. С. Д. Туровский, И. Ф. Павлов, Д. И. Елютин. К металлогении полиметаллического оруденения в Северном Тянь-Шане.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1971.
9. А. Я. Крылов, Ю. И. Силин, А. В. Ловцюс. Возраст гранитоидов северной зоны Тянь-Шаня.— Труды VII сес. Комис. по опред. абс. возр. геол. форм. М., Изд-во АН СССР, 1960.
10. В. Г. Королев, И. В. Носырев, С. Д. Туровский.— В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 2. Фрунзе, Изд-во АН Кирг. ССР, 1962.
11. А. К. Грошев. О признаках разновозрастного совмещенного оруденения.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1971.
12. В. П. Коняев, В. П. Стеценко, Б. М. Найденов, Т. В. Семенова. О возрасте полиметаллического оруденения Кастекского хребта.— Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол., 1971, № 5.
13. К. И. Дворцова. Интрузивные комплексы гор Кендыктаса и западных отрогов Заилийского Алатау.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
14. Б. М. Найденов, Т. В. Семенова, Е. В. Пучков, В. А. Халилов. К вопросу о возрасте пород и руд Чатыркульского массива.— В кн.: Исследования в области химического и физического методов анализа минерального сырья, вып. 3. Алма-Ата, 1973.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ОБ ИЗМЕНЕНИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СВИНЦА ВО ВРЕМЕНИ¹

Дж. Р. Ричардс

При интерпретации изотопных данных предполагается, что природные вариации изотопного состава свинца не связаны с процессами фракционирования масс, часто наблюдаемыми у легких элементов [1], но обусловлены лишь накоплением изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb , образующихся при радиоактивном распаде соответственно ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th . Эти изотопы добавляются к общей массе свинца, уже присутствовавшего в рассматриваемой системе в начале периода образования радиогенных изотопов.

Таким образом, изотопный состав свинца в пробе руды или горной породы будет зависеть от величины отношений U/Pb и Th/Pb в материале источника и от времени, предшествовавшего эффективной геохимической изоляции свинца. Возникающие при этом довольно существенные вариации изотопного состава свинца обусловлены тремя факторами: 1) геохимическая подвижность всех трех элементов достаточно велика; особенно это справедливо для урана, однако и свинец в некоторых условиях обладает высокой подвижностью; 2) поскольку преобразование урана и тория в свинец протекает с возникновением ряда промежуточных продуктов, образующих цепи распада, включающие десять разных химических элементов, возможность различных нарушений исходных соотношений становится еще более вероятной, чем только при рассмотрении известных химических свойств трех названных элементов; 3) относительно короткие периоды полураспада — период полураспада ^{238}U примерно равен возрасту Земли, а ^{235}U примерно в 10 раз короче — обуславливают относительно высокую скорость образования радиогенных изотопов свинца. Одним из благоприятных для свинцово-изотопных исследований обстоятельств является геохимическая неизменность отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$; большая информация о породах может быть получена в результате одного лишь исследования изотопного состава свинца, без проведения более трудоемких определений концентраций элементов.

При использовании этих вариаций для решения проблем геологии возможны два резко отличающихся друг от друга подхода. Несколько вольно их можно определить как качественный и количественный подход.

При качественном подходе к использованию этих данных полученные сведения об изотопном составе свинца используются во многом аналогично тому, что происходит при установлении отцовства по группе крови: различие в изотопном составе между обычным свинцом, присутствующим в руде и породе, исключает всякую возможность генетической связи между ними; сходство изотопного состава является возможным (но не безусловным) доказательством этой связи при условии, что эти данные подтверждаются иной имеющейся информацией. Такой подход можно использовать при изучении отдельных месторождений [2—6] или в более широком плане при классификации общих типов источника рудного вещества [4, 7].

Со времени первой публикации Герлинга [8] всегда существовал интерес к количественному рассмотрению полученных данных, основанному на законе радиоактивного распада, впервые использованном в геохронологии Резерфордом [9]. Из целого ряда возможных моделей образования Земли, которые служили как исходные посылки при подобных исследованиях, наиболее простые были многократно описаны [1, 10,

¹ Статья печатается с сокращениями.

11] в различных модификациях. Количественный подход к использованию свинцово-изотопных данных был применен двояким образом: во-первых,— для интерпретации очевидной линейной зависимости полученных данных, особенно при использовании диаграммы, построенной в координатах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [12—17], и, во-вторых,— для объяснения эволюции изотопного состава обыкновенного свинца во времени.

ИЗОХРОНЫ И ПСЕВДОИЗОХРОНЫ

На x — y диаграмме ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) выделяют два различных типа линейной зависимости. Каждый из них основывается на предположении о геохимическом постоянстве отношения изотопов урана и может быть выражен уравнением

$$\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} = \frac{1}{137,88} \cdot \frac{e^{\lambda_8 t_1} - e^{\lambda_5 t_2}}{e^{\lambda_8 t_1} - e^{\lambda_8 t_2}}, \quad (1)$$

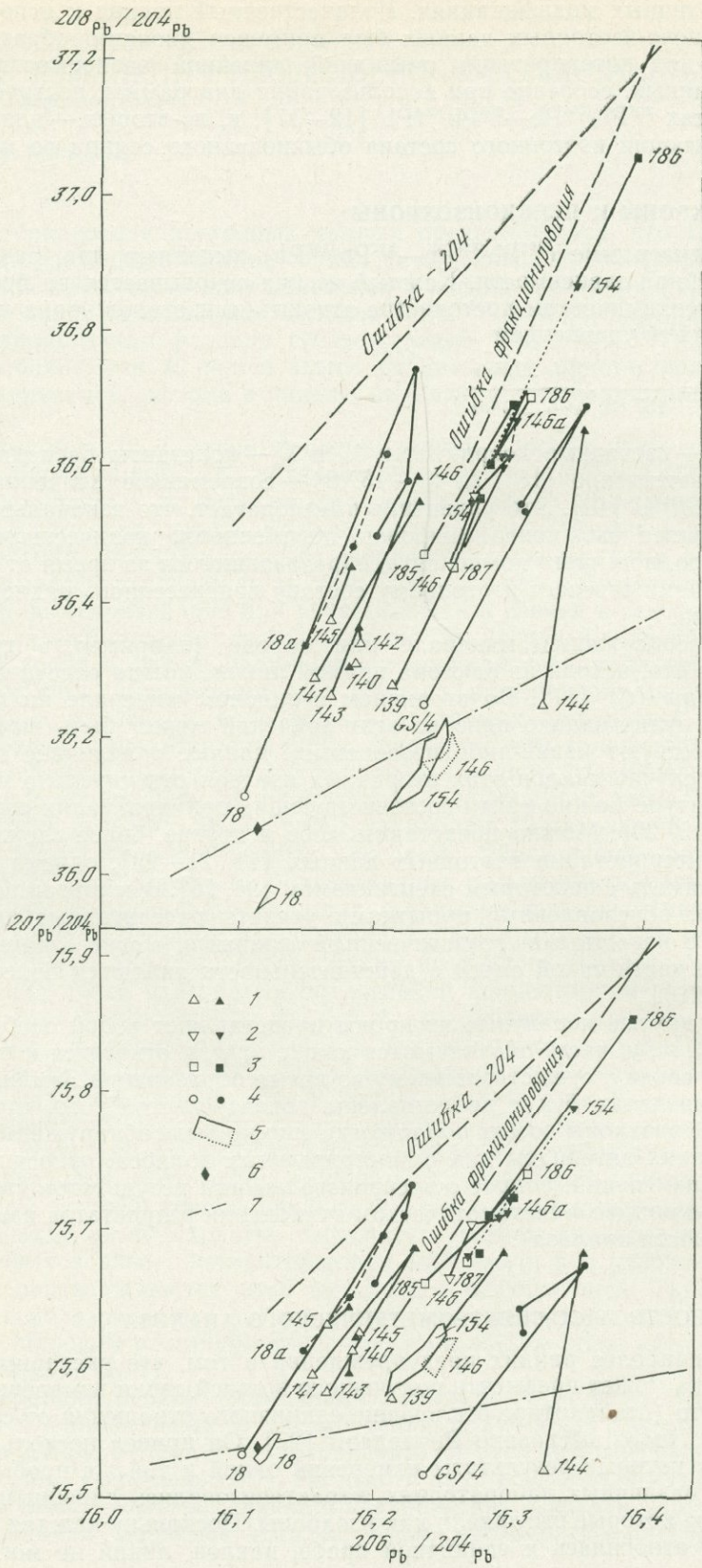
где x_i , y_i — изотопные координаты; λ_8 и λ_5 — константы распада ^{238}U и ^{235}U , соответственно [18]; t_1 , t_2 — 137,88 — современное значение отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ [19]. Это уравнение предполагает, что изначально однородный свинец был контаминирован переменными количествами уникального радиогенного компонента, образовавшегося за время от t_1 до t_2 . Наклон линии отвечает изотопному составу привнесенного радиогенного компонента.

В урансодержащем минерале или породе (например, в граните) $t_2=0$, так что, исходя из наклона прямой линии, можно рассчитать возраст породы (t_1) [11]. Во вторичном свинцовом минерале ни t_1 , ни t_2 не равны нулю, однако одно из этих значений может быть вычислено, если существуют какие-либо независимые данные о величине другого. В любом случае наклон этих вторичных изохрон относительно невелик, и в литературе можно найти соответствующие примеры таких соотношений [13, 15, 20]. Можно представить себе и другие, более сложные варианты интерпретации изотопных данных [11, 21—23], однако их следует принимать с некоторым скептицизмом [24, 25]. В некоторых случаях трудности, обусловленные попытками увязать рассчитанные значения возраста с известными геологическими данными, могут означать, что составные части такой смеси в действительности являются более сложными [5, 26].

Более крутые первичные изохроны представляют собой особый случай, где t_1 , x_1 , y_1 часто обозначаются как t_0 , a_0 , b_0 и относятся к первоначальному свинцу, существовавшему во время образования Земли. В следующих разделах будут представлены доказательства того, что такие первичные изохроны до сих пор никогда еще не были обнаружены. В этих рассуждениях затронуты два самостоятельных вопроса, относящихся к ошибкам измерений: вопрос о воспроизводимости результатов (точности анализа) и вопрос о систематическом отклонении результатов измерений (правильности анализа).

ТОЧНОСТЬ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Одно из наиболее ранних предупреждений о том, что экспериментальная ошибка может превысить полученную в одной серии измерений оценку точности (стандартное отклонение единичного отношения от среднего значения), было высказано Ричардсом [27]. Он привел несколько диаграмм, на которых результаты измерений одной и той же пробы, полученные в различных лабораториях, характеризовались линейными зависимостями, которые выглядели как изохроны. Поскольку каждая из этих диаграмм относилась к единичной пробе, наклон линий не мог иметь



никакого временного смысла. Уитлс [28] указывал, что, поскольку точность измерений улучшилась, кажущаяся линейная зависимость связанных между собой точек «фактически исчезла».

Это хорошо показано на рис. 1, где изображены результаты повторных анализов одной и той же пробы на двух отдельных приборах [29]. Один из них представлял собой масс-спектрометр с одноленточным источником, в котором происходила эмиссия положительно заряженных ионов из PbS , другой — прибор с газовым источником, в котором производилась ионизация $Pb(CH_3)_4$. В каждом из этих случаев распределение точек на диаграмме было приблизительно линейным, но характеризовалось очень разными амплитудами; в связи с этим наблюдаются значительные расхождения результатов, полученных по разным методикам. При работе по методике с газовым источником, которая все еще остается одной из наиболее точных (хотя и дающей некоторые отклонения) из имеющихся методик измерения [30], линейный разброс точек относительно невелик. Таким образом, все тренды, устанавливаемые для единичной пробы и изображенные на этом рисунке, представляют собой псевдоизохроны. Канасевич [15] предположил, что этот разброс был вызван влиянием случайных ошибок при измерении пиков ^{204}Pb с очень слабой интенсивностью.

Доу и другие [31] показали далее, что возможно существование двух различных законов распределения ошибок. В случае, упомянутом Канасевичем (ошибка — 204), приведенная ошибка определения величины, стоящей в общем знаменателе, обусловит появление линии с наклоном $Y/X...$ или Z/X для диаграммы, построенной в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{208}Pb/^{204}Pb$. Это соответствует данным, полученным для межлабораторного стандарта NBS 200 [27]. Доу и его коллеги считают, что полученные ими данные лучше отвечают закону возникновения ошибок в результате дискриминации масс. В таком случае наклон линии ошибок будет отвечать отношению координат точек изученных свинцов, умноженному на отношение соответствующих различий масс; например, для ураногенной диаграммы наклон будет равен $3Y/2X$, а для $^{81}Sr/^{87}Sr$ диаграммы наклон будет равен $4Z/2X$. Легко показать, проводя линии на опубликованных диаграммах (см. рис. 1), что многие из трендов, выявляющихся на них, могут быть объяснены таким образом: допускается, что распределение точек обусловлено и тем, и другим эффектом одновременно. Помимо этого примера, взятого из прежних публикаций автора [29], аналогичные результаты были получены при обработке данных, опубликованных в работах [12, 14], а также некоторых диаграмм, приведенных в работе [13]. Тот же самый тренд наблюдается также (рис. 2) и для данных, приведенных в работе [32], хотя следует ожидать, что в этом случае более новые данные подтвердят существование по крайней мере двух крайне различных типов свинца. Эти примеры показывают, что общий разброс значительно превышает упомянутые «полученные в одной серии измерений» оценки точности анализа [13, 29] (во второй из этих работ статистическая обработка данных является лишь приблизительно-

Рис. 1. Теоретические линии трендов, отвечающие «ошибке-204» и «ошибке фракционирования» (наклон линий равен Y/X и $3Y/2X$; Z/X и $4Z/2X$), наложенные на диаграмму состава свинцов месторождений Маунт-Айза и Дагалд-Ривер [29]

Образцы месторождений:

1 — Дагалд-Ривер;

2 — Маунт-Айза, свинцовое рудное тело;

3 — Маунт-Айза, медное рудное тело;

4 — Брокен-Хилл;

5 — изотопный состав свинца, измеренный на масс-спектрометре с газовым источником ионов и приведенный к стандарту Геологической службы США;

6 — изотопный состав пробы Pb-18, приведенный к стандарту Университета Британской Колумбии;

7 — приблизительное положение кривой накопления, по данным Университета Британской Колумбии

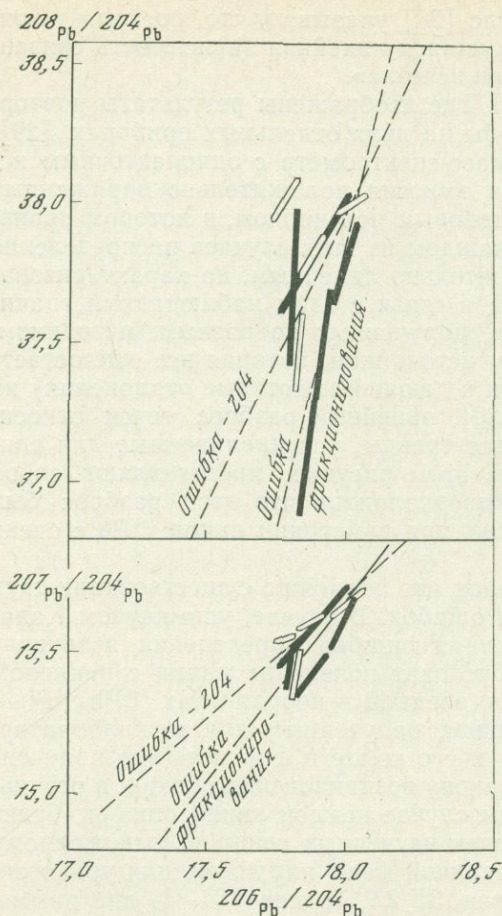


Рис. 2. Графическое изображение данных [34], иллюстрирующее тренды, вызванные ошибками измерений

Осевая длина каждой полоски, отвечающей тому или иному результату, соответствует \pm стандартному отклонению при измерении параметров X и Y ; ширина полосок определяется гораздо меньшей ошибкой измерения отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Пустые полоски — месторождения, отнесенные авторами к группе I (Зырянское, Путинцевское, Березовское, Новоберезовское и Белоусовское); заштрихованные полоски — месторождения группы III (жилые, метасоматические месторождения Зырянского района, месторождения Прииртышской группы, редкометалльные месторождения). Характер расположения полосок, отвечающих «жилым» и «редкометалльным» месторождениям (справа), вполне можно объяснить систематической ошибкой измерений; закономерность расположения полосок, отвечающих жилым месторождениям и месторождениям Прииртышской группы (слева), может быть значимой

ной, поскольку она игнорирует очевидную корреляцию ошибок). При сопоставлении результатов, полученных в разных лабораториях или с помощью различных способов образования ионов, необходимо помнить, что в некоторых случаях такой разброс данных отражает и систематическую ошибку измерений, и наложившуюся на нее случайную ошибку.

ОТБОР (КЛАССИФИКАЦИЯ) МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренная выше методика улучшения качества данных изотопного анализа свинца выдвигает на первый план проблемы отбора нужных проб для построения кривых эволюции. В таких исследованиях общепринято подразделять свинцы на обыкновенные и аномальные и исключать последние из рассмотрения. В тех случаях, когда имеющиеся данные характеризуются не столь высоким качеством, случайное включение слабо аномальных проб оказывает относительно небольшое влияние на полученные результаты [33]. Нелегко провести более тщательный отбор данных. Многие авторы [10, 11, 30, 34] установили, что единственными подходящими для решения данной проблемы критериями пригодности проб являются их изотопные характеристики. Поэтому существует большая опасность того, что мы можем оказаться перед замкнутым кругом, вынужденные утверждать, что обычные свинцы, через которые проходит кривая изотопной эволюции свинца, выбираются таким образом, что они попадают на кривую эволюции, проведенную через эти точки.

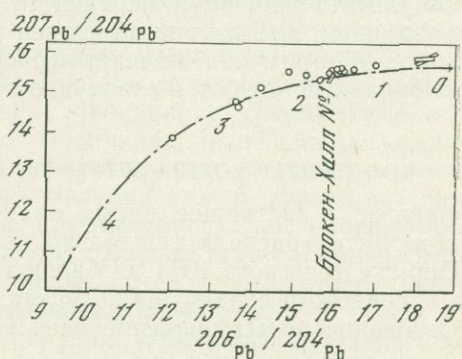
Такое положение создает неблагоприятную ситуацию. Выйти из нее обычно помогает то, что большинство месторождений, принимаемых в

качестве обыкновенных, легко распознается по геологическим критериям, выдвинутом Стэнтоном [35], т. е. эти месторождения должны представлять собой крупные стратиформные рудные залежи, образование которых связано до некоторой степени с вулканическими эксгальциациями. Некоторые затруднения возникают в связи с одним или двумя месторождениями, такими, как Манитоуэйдж, Канада, которые рядом исследователей относятся к месторождениям именно такого типа, хотя и обладающим иными изотопными характеристиками. Это противоречие сохраняется и до настоящего времени [7, 36—43]. Очевидно, это противоречие может быть разрешено только после создания новой геологической классификации месторождений, которая будет более удачно предсказывать их изотопные характеристики, поскольку существует также несколько месторождений жильного типа (например, Барбертон, Южная Африка), изотопные характеристики которых согласуются с предложенной моделью эволюции свинца [27, 44], где приведены примеры австралийских месторождений подобного типа.

В работе Дуу и Зартмана [7] рассматривается возможный путь к решению этой проблемы. На основании концепции тектоники плит эти авторы предполагают существование ряда различных сред, каждая из которых обладает своими изотопными характеристиками свинца. Три из

Рис. 3. Диаграмма предварительных результатов изучения проб из разновозрастных месторождений крайней западной части Западной Австралии.

Сравнение с данными, полученными при одновременном анализе стандарта Брокен-Хилла (7 серий измерений), несомненно, показывает, что большая часть измерений с модельными возрастaми менее 2,5 млрд. лет характеризуется сильно завышенными значениями отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Кривая эволюции отвечает модели III (линейно уменьшающаяся μ) [35]



таких сред, наиболее интересные для целей настоящей работы, выделяются по кривым эволюции, отвечающим различным отношениям $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (значениям коэффициента μ). Два крайних случая отвечают, соответственно, району с низким значением отношения U/Pb , который эти авторы отождествляют с астеносферой, и району с высоким значением отношения U/Pb — древней верхней части земной коры. С первым из этих районов не связаны богатые свинцом руды; второй обещает оказаться источником таких руд, о чем свидетельствуют предварительные данные, полученные автором настоящей работы при изучении разновозрастных месторождений крайней западной части Австралии (рис. 3). Третья, промежуточная, кривая отвечает обыкновенным свинцам пород и руд из орогенных зон, т. е. островных и континентальных дуг, где существовали условия, благоприятные для тщательного перемешивания континентального и мантийного вещества [24, 45—47]. Кривая, отвечающая орогенным зонам, определенная именно таким образом, как представляется, очень похожа на кривую эволюции рудного свинца, рассматривавшуюся многими авторами, начиная со Стэнтона и Рассела [61]. Различие заключается лишь в изменении фокуса кривой. Отобранные для данной модели руды рассматриваются ныне как образовавшиеся в особой тектонической обстановке, а не как относящиеся к особому типу осадочных образований. В настоящее время, например, нет причин исключать из рассмотрения все месторождения жильного типа, которые вполне могут рассматриваться как генетически связанные с рудами, отложившимися из тех же самых растворов, но не в трещинах, а на дне моря [3, 44].

Доу и Зартман приводят много примеров, некоторые из которых об- ладают трендами, рассматриваемыми этими авторами как указание на то, что эти руды представляют собой продукты смешения конечных членов, как они определены выше, и которые принимаются ими как от- личные от линий ошибок, рассмотренных в предыдущих разделах. Сле- дует, однако, заметить, что не все использованные ими данные были получены с помощью современных методик измерения, так что часть из обнаруживаемых трендов может оказаться ложной.

Таким образом, хотя следует признать, что изотопные критерии все еще сохраняют очень большое значение, ныне существует новая «текто- ническая» система рассуждений, в рамках которой можно рассматривать изучаемые пробы. В качестве примера можно указать на то, что свинец троилита метеорита Каньон Дьявола все еще используется как началь- ная точка кривой эволюции рудного свинца.

Камминг и Ричардс [36], основываясь на соответствии изотопных данных рассматриваемой модели, указывают на возможность использо- вания этого свинца для построения кривых эволюции. Однако только теперь можно отстаивать такую точку зрения исходя из положения, что, поскольку кривая, отвечающая орогенным зонам, — нечто среднее между кривыми, отвечающими земной коре и мантии, обе из которых возникли в результате эволюции первичного земного вещества, представляется оправданным рассматривать свинец метеорита Каньон Дьявола, который сам по себе примерно отвечает первоначальному свинцу Земли как почти полноправный член этой совокупности.

КОНСТАНТЫ И ПАРАМЕТРЫ УРАВНЕНИЯ

Принятые в настоящее время значения приведены в табл. 1. Вопрос о константах распада тщательно рассматривался на симпозиуме IUGS в Париже в августе 1974 г. Машинописный доклад Р. Стейджера (Цю- рих), содержал сводку Мак Дугала, в которой предполагалось, что ис- пользование новых значений всех констант ведет к искомой в течение

Таблица 1

Константы распада	Величина	Литературный источник
^{238}U	$0.155121 \cdot 10^{-9}$ лет $^{-1}$	[18]
^{235}U	$0.98485 \cdot 10^{-9}$ лет $^{-1}$	[18]
^{232}Th	$0.049475 \cdot 10^{-9}$ лет $^{-1}$	[67]
Отношения		
$^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$	137,77	[19]
$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ)	переменные в зависимости	
$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	от принятой модели; см.	
Метеорит Каньон Дьявола	текст	
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	9,307	[49]
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	10,294	
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	29,476	
«Возраст Земли»	см. текст	
Предполагаемый	По данным изучения метео- ритов	$4,55 \cdot 10^9$ лет [40, 68]
	Произвольно	$4,57 \cdot 10^9$ » [41, 58, 63]
	Из одностадийных моделей	$4,43 \cdot 10^9$ » [64]
		$4,58 \cdot 10^9$ » [38]
		$4,66 \cdot 10^9$ » [40]
Выведенный		$4,47 \cdot 10^9$ » [36]
	Из модели III (линейно из- меняющаяся μ)	$4,509 \cdot 10^9$ » [36]

долгого времени согласованности результатов возрастных измерений, полученных при использовании различных процессов распада.

Изотопный состав свинца метеорита Каньон Дьявола, определенный Тацумото и другими [49], принимается ныне как наименее затронутый процессами фракционирования изотопов и загрязнения реактивным свинцом. Современные значения отношений $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ зависят от принятой модели эволюции свинца и будут рассмотрены ниже, равно как и значения возраста Земли.

ОДНОСТАДИЙНЫЕ МОДЕЛИ

Наиболее простые из возможных уравнений, описывающих изменение обыкновенных свинцов во времени, имеют вид

$$x = a_0 + \mu (e^{\lambda_s t_0} - e^{\lambda_s t}),$$

где x , a_0 , λ_s , t_0 и t соответствуют приведенным в (1), а μ — современное эквивалентное значение отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ в районе источника свинца. Аналогичные уравнения описывают увеличение содержания ^{207}Pb и ^{208}Pb соответственно за счет распада ^{235}U и ^{232}Th .

Эти уравнения называются уравнениями одностадийной эволюции, поскольку принимается, что отношения U/Pb и Th/Pb в системе остаются постоянными; т. е. имеется лишь одна стадия накопления радиогенного свинца, описываемая вторым членом, стоящим в правой части уравнения. Многостадийная эволюция свинца, приводящая к появлению вторичных или более сложных изохрон в тех случаях, когда каждая стадия эволюции не сопровождается процессами гомогенизации, уже упоминалась в предыдущих разделах; другие уточнения модели эволюции свинца будут рассмотрены в дальнейшем. Предпосылки к построению простой модели эволюции в ее разнообразных формах были обобщены многими авторами [1, 4, 10—12, 15—17, 44, 48, 50—53]. Существует почти столь же много вариантов выбора различных параметров.

a_0 , b_0 , c_0 . Принято считать, что значения, выбранные для этих первичных отношений, характеризующих Землю, всегда были наиболее примитивными из всех измеренных отношений. Герлинг [8] и другие авторы использовали для этих целей значения изотопных отношений в свинце месторождения Ивигтут (Гренландия). Поскольку представляется, что свинец месторождения Ивигтут не относится к обыкновенным рудным свинцам [54], в дальнейшем удалось обнаружить еще более низкие значения изотопных отношений в свинце троилитовой фазы железного метеорита Каньон Дьявола. При этом предполагается, что метеориты и земные орогенные системы могут сопоставляться друг с другом с этих позиций. Подтверждение правильности подобных рассуждений рассмотрено выше.

t^0 . Многие авторы выбирают значение этого параметра (см. табл. 1) которое, как они полагают, отвечает метеоритной системе. Однако можно показать [36, 49], что разброс имеющихся данных по метеоритам вокруг геохроны является экспериментально значимым, т. е. метеориты характеризуются целым рядом значений возраста, равно как и степени метаморфизма, и не существует единого значения возраста, которое может с уверенностью быть отнесено к значениям изотопных отношений, установленных для метеорита Каньон Дьявола, даже если этот метеорит и часть Земли действительно имели один и тот же изотопный состав в одно и то же время. Это время было названо возрастом Земли, однако нет единого мнения относительно природы того события в истории Земли, которое было датировано таким образом.

t . В конечном счете соответствие действительного возраста и рассчитанного модельного возраста является критерием пригодности

данной модели. В прежнее время соответствие этих значений возраста было главным аргументом в пользу одностадийной модели изотопной эволюции свинца [1]. Однако давно признано, что это соответствие не столь совершенно [15] и различие между этими значениями возраста даже изменяется систематически с течением времени [20, 55—57]. Уловки, к которым приходится прибегать для приведения значений возраста в лучшее соответствие друг с другом, сами по себе вызывают новые осложнения; некоторые из них будут рассмотрены в следующем разделе.

ОБЩАЯ КРИТИКА ОДНОСТАДИЙНЫХ МОДЕЛЕЙ

Перечисленные ниже соображения, вероятно, имеют отношение к рассматриваемой проблеме [36]. Многие авторы преувеличивают достоверность известных значений возраста, установленных по величине наблюдаемых изотопных отношений рудного свинца. С одной стороны, стратиграфический возраст руд бывает недостаточно точно определен даже для некоторых из наиболее известных месторождений; с другой стороны, в опубликованных табличных данных четко выявляется сильная дихотомия: даже для стратиформных месторождений все упоминаемые докембрийские значения возраста относятся ко времени метаморфизма, и только для некоторых из фанерозойских месторождений мы действительно находим оценку возраста отложения руд. Очень мало известно о влиянии процессов метаморфизма на изотопный состав вмещающей породы или руды (если считать, что метаморфизм происходил позже, чем рудоотложение). Следует ожидать появления некоторых следов выравнивания изотопных составов, особенно в тех случаях, когда вмещающие породы содержат много воды; это будет приводить к изменению изотопных отношений в окружающих породах, возможно и в самой руде, масштаб которого остается неизвестным.

Таким образом, значения возраста минерализации, как и возраст Земли, являются скорее недостоверными величинами, исходя из которых невозможно производить точные расчеты, по сравнению с полученными в последнее время результатами измерения изотопного состава свинца.

Рассел и Рейнолдс [33] показали, как можно провести кривую только через точки изотопного состава свинца, не принимая во внимание какие-либо значения их возраста. Это использовалось [38] для того, чтобы провести нормализацию старых данных, полученных на приборах с газовым источником ионов, а позже [36] — для того, чтобы исследовать заявления о том [58], что новые значения констант распада приводят к большим и неприемлемым изменениям модельных значений возраста. В тех случаях, когда не было принято каких-либо произвольных допущений о возрасте тех или иных процессов (либо t , либо t_0), сами по себе эти преобразования оказались неспособными ни улучшить, ни ухудшить соответствие имеющихся данных одностадийной модели.

Точки некоторых земных свинцов (орогенного типа) [7, 24] довольно точно ложатся на одну кривую эволюции, хотя совершенно очевидно постоянное смещение этих точек вдоль оси $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [54]. Эта кривая проходит точно через точки, отвечающие метеоритным значениям отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (a_0 , b_0), но не через точку, отвечающую отношению $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в свинце метеоритов (c_0) [38, 34]. Она действительно проходит вблизи точек, отвечающих жильным месторождениям горной страны Барбертон, Южная Африка (рис. 4), но далеко от точек, отвечающих месторождениям Манитоуэйдж и Флин-Флон, Канада, а также месторождению Ивигтут (Гренландия) [36, 38].

При более детальном рассмотрении соответствие этих избранных точек изотопного состава свинца кривой эволюции не столь совершенно [71]. Допускалось, что тенденция к увеличению степени занижения модельных значений возраста по мере их возрастания сопровождается

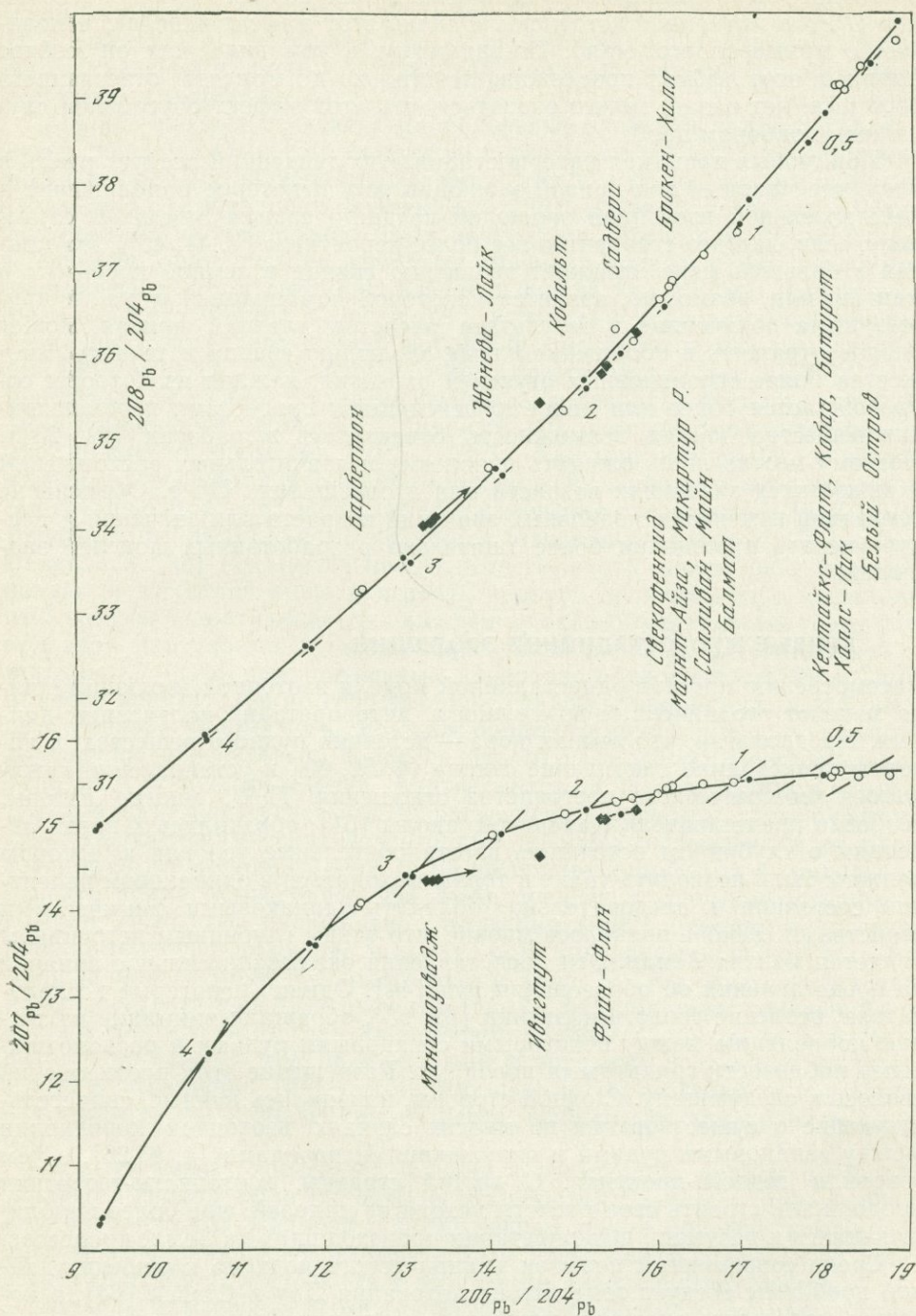


Рис. 4. Кривые эволюции изотопного состава свинца, отвечающие модели III [35]

Точками обозначены значения возраста в млрд. лет; прямые линии дают значения возраста, рассчитанные по одностадийной кривой;

○ — избранные орогенные месторождения, изотопный состав свинца которых совпадает с этой кривой; ■ — три месторождения, свинец которых не попадает на эту кривую

постоянным и закономерным уменьшением кажущегося значения отношения U/Pb в материале источника. Однако этот эффект невелик, и количество примеров его мало. По-видимому, в том виде, как он сейчас выявлен, этот эффект прослеживается только до момента, отвечающего 1500 млн. лет назад; может оказаться, что этот эффект обусловлен случайным подбором проб.

При любых попытках интерпретации этих тенденций следует иметь в виду, что плавный ход кривой эволюции есть некоторое приближение к действительной изотопной эволюции среднего свинца Земли. В самом деле, если, как это становится все более вероятным [7, 44, 45], эта кривая в большей мере отражает эволюцию свинца в земной коре, чем в мантии, или, возможно, является некоторой комбинацией и той, и другой, тогда полученная в результате расчетов плавная кривая может вполне отражать в обобщенном виде эволюцию свинца в течение множества более ограниченных ступеней развития, каждая из которых сопровождается более или менее эффективными процессами перемешивания вещества (такая возможность отвергалась в работах [21, 23]). Поэтому можно лишь ожидать появления незначительных расхождений в кажущихся значениях возраста или в отношениях U/Pb . Объяснение тенденций изменения модельных значений возраста или значений μ следует искать в создании более тщательно разработанных моделей эволюции.

КРИВЫЕ МНОГОСТАДИЙНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

Рассмотрению простой одностадийной модели изотопной эволюции свинца мешают ограниченные возможности интерпретации полученных данных. Предполагая, что земная кора — источник рудного вещества, в котором происходило накопление свинца [8, 52, 60] и установление кажущегося геохимического постоянства отношения Th/U , многие авторы, особенно предшественники Канадской школы [61], обратились к представлениям о глубинном источнике, восстановительные условия в котором должны были позволить урану и тории находиться в одинаковом валентном состоянии и, следовательно, обладать одинаковыми химическими свойствами. Вскоре появилось мнение, что таким глубинным источником является мантия Земли. Эти представления оказывали сильное влияние на представления об образовании руд [44]. Однако некоторые исследователи, особенно геологи-практики [62, 63], обращали внимание на тесную корреляцию между некоторыми свинцовыми рудами и расположенными поблизости гранитными породами. Разрешение этих противоречий свелось к следующему. С одной стороны, накопились данные, свидетельствующие о существовании во многих случаях изотопной корреляции между свинцовыми рудами и окружающими породами [4, 6, 26], о чем говорили геологи-практики. С другой стороны, изотописты-теоретики продолжали строить свои расчеты исходя из моделей, еще более приближающихся к разумной интерпретации происходящих на Земле процессов.

Среди современных попыток эмпирического подхода к решению данной проблемы следует отметить исследования Доу и Стейси [64], в которых модельные значения возраста были приведены в соответствие друг с другом в результате произвольного выбора величины t_0 и использования различных ее значений для построения простых одностадийных кривых $X-Y$ и $X-Z$. Другие ученые признали необходимость изменения уравнений, описывающих эволюцию изотопного состава свинца. Синха, Тилтон [40] и другие приняли дополнительное требование линейного изменения отношения U/Pb , но отрицали изменение отношения Th/U . К их построениям можно сделать следующие основные замечания: а) излишнее усложнение линейной зависимости; б) по-видимому, при выводе уравнения эволюции изотопного состава свинца допущена ошибка;

в) выбор не самых точных результатов определения изотопного состава свинца из района Барбертон [65]. Как Синха и Тилтон [40], так и Стейси и Крамерс [41] выбирали наилучшие значения параметров уравнений путем сведения к минимуму различий между истинными и модельными значениями возраста.

Однако следует отметить, что модельные значения возраста, оцененные Стейси и Крамерсом, находятся в разумном согласии как с вероятными истинными значениями возраста, так и с оценками, основанными на модели III Камминга и Ричардса [36], которые исходили в своих построениях из совершенно иных постулатов. Помимо того что Стейси и Крамерс опирались на принятые значения возраста, они во многом исходили из того, что история развития Земли, как об этом раньше упоминали Синха, Тилтон и другие [21], началась с периода существования первично гомогенного свинца и однообразного распределения отношений U/Pb и Th/U ; затем, в архее (они датируют это событие $3,7 \cdot 10^9$ лет), произошло внезапное выделение региона, в пределах которого произошла дальнейшая эволюция свинцовых руд в среде с постоянными, но уже иными отношениями U/Pb и Th/U . Камминг и Ричардс, с другой стороны, утверждали, что не было никакого внезапного изменения, и рассмотрели возможность непрерывного изменения отношений U/Pb и Th/Pb . Введение ими линейно изменяющегося значения μ в алгоритм Рассела — Рейнолдса [33] исключает необходимость знать какие-либо значения возраста, требуется лишь построить кривую, проходящую с минимальным среднеквадратичным отклонением от экспериментальных точек (т. е. при этом допускается существование серии свинцов, отделившихся от источника с очень незначительным колебанием отношений U/Pb и Th/Pb в любое время). Сам по себе этот критерий не приводит к реальной оценке изменения параметра μ , поэтому пришлось прибегнуть к еще одному допущению относительно возраста одного из молодых месторождений. Речь идет о месторождении Кэптэнс-Флэт в Новом Южном Уэльсе (Австралия); существует все возрастающее количество стратиграфических, палеонтологических и изотопных данных, указывающих на образование этого месторождения (а не на его метаморфизм) в среднесилурийское время. Выведенное при этом среднее увеличение отношений U/Pb и Th/Pb (но уменьшение отношения Ph/U) принято в качестве дополнительного аргумента в пользу доминирующей роли корового материала в источнике руд этого класса (рис. 5). Хорошее соответствие между результатами трех расчетов [36, 41, 64] модельных значений возраста и изотопного состава современного свинца, несмотря на различные недостатки каждой модели и различие в исходных постулатах, подтверждает утверждения [36] о том, что параметры моделей относительно нечувствительны к значениям возраста, выбранным для древних свинцов.

Все три самых последних подхода к построению модели изотопной эволюции свинца были вызваны современными идеями о связи глубинных океанических желобов с погружением одной коровой плиты под другую и появляющейся в связи с этим возможностью смещения корового и мантийного материала в результате плавления на глубине.

Модель Армстронга и Хейна [24, 25] приводит к построению кривой эволюции, весьма похожей на простую одностадийную кривую, хотя она и допускает а) негомогенность первоначального свинца Земли; б) отсутствие начального периода эволюции в условиях закрытой системы; в) смешение во время любого из четко ограниченных в пространстве событий не более чем только части мантийного вещества с частью корового материала; г) отсутствие во все времена необходимости существования одинакового отношения U/Pb или Th/U в коре или в мантии — смешения в пределах орогенного этапа достаточно для того, чтобы наблюдалось кажущееся постоянство параметра μ . В их модели [25] под-

черкивается, что вторичные изохроны, удовлетворяющие простому уравнению (1), приведенному выше, представляют собой особый случай. В общем случае наклон линии, проходящей через точки свинцов, не определяется просто их возрастом. Действительно, можно ожидать, что линии регрессии, такие, как были установлены многими авторами начиная с Гаста и других [66] для молодых океанических вулканических пород, по мере увеличения возраста вулканических пород будут пересекать кривую эволюции всегда при более высоких значениях t_1 . Тот факт, что эти авторы использовали старые значения констант распада, не влияет на достоверность любого из их выводов [30, 36, 66]. Они постоянно отмечают, что их решение не является единственным и что простое усложнение модели сможет объяснить наблюдаемые для молодых месторождений расхождения.

Вторая модель [46, 47] основана в большей степени на наблюдениях Ванкуверской группы исследователей, согласно которым тренд, устанавливаемый для молодых вулканических пород, не только качественно отличается от тренда, характерного для главных рудных месторождений, но, вероятно, характеризуется четким сдвигом отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Эти модели, предусматривающие обмен U, Th и Pb между двумя различными геохимическими системами большого возраста, вполне успешно объясняют имеющиеся результаты наблюдений, однако увековечивают представления о начальной стадии истории развития Земли, во время которой эволюция изотопного состава свинца происходила вдоль единой эволюционной кривой (т. е. гомогенный первоначальный свинец, постоянные отношения U/Pb и Th/U) до того, как началось обособление двух систем. Они разделяют эти представления с Денверской группой (Ду, Стейси, Зартман и др.), хотя и существуют различия во взглядах между этими двумя группами относительно времени окончания периода развития в гомогенной среде. Представляется (см. рис. 3), что если в действительности и произошло такое драматическое событие, то оно вполне могло протекать в различное время в разных частях Земли.

Таким образом, ни одна из этих современных моделей не может являться единственной и правильной интерпретацией закономерностей изменения изотопного состава свинца во времени. Каждая из них должна считаться полезной, поскольку она представляет собой попытку заглянуть в глубь проблемы, сделать некоторые предсказания, которые в дальнейшем могут быть проверены. Однако автор убежден в том, что общее утверждение Рассела и Фаркуара [1] о том, что маловероятно, чтобы можно было построить единую модель на основании только изотопных анализов рудных свинцов, остается в силе. Тем не менее исследования, такие, как это, представляют собой одно из ограничений, которым должна удовлетворять любая удачная модель процессов, протекающих в Земле.

ЛИТЕРАТУРА

1. Р. Ф. Расселл, Р. М. Фаркуар. Изотопы свинца в геологии. М., ИЛ, 1962.
2. А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов. Geochronological Scale of the Precambrian.— In: XXXIII International Geological Congress, 1968, 6 (in English language version).
3. Дж. Р. Ричардс. Представление о непосредственном источнике свинца в рудообразующих растворах на основании свинцово-изотопных данных. В кн.: Докл. I Междунар. геохим. конгресса. Москва, 1971, 2. М., «Наука», 1973.
4. B. R. Doe. Lead Isotopes. New York. Publ. Springer-Verlag., 1970. ●
5. J. R. Richards, R. W. Page, L. P. Black. Age and isotopic studies in economic geology. In: «Economic Geology of Australia and Papua New Guinea», Metals. Monograph. No. 5, Aus. I. M. M. Melbourne., 1975.
6. А. И. Тугаринов, В. И. Коваленко, Е. В. Знамеский, В. А. Легаидо, Е. В. Собатович, С. В. Брандт, В. Д. Тсыханьки. Distribution of Pb— isotopes, Sn, Nb, Ta, Zr and Hf in granitoids of Nigeria. In: «Origin and Distribution of the Elements». Ed. L. H. Ahrens, Publ. Pergamon Press, 1968.

7. B. R. Doe, R. E. Zartman. Plumbotectonics I, the Phanerozoic.—Chapter 2 of a new edition of book «Geochemistry of Ore Deposits» received in preprint, August 1975.
8. Э. К. Герлинг. Возраст Земли по изотопам свинца.—ДАН СССР, 1942, 34, № 9.
9. E. Rutherford. Les problèmes actuels de la radioactivité.—«Archives des Sciences physiques et naturelles», 1905, 19, 31—59. See Sir J. Chadwick (Editor), «The Collected Papers of Lord Rutherford of Nelson», 1, Publ. George Allen and Unwin Ltd. London.
10. Э. В. Соболевич. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М., Атомиздат, 1970.
11. Ю. А. Шуколюков, И. М. Горохов, О. А. Левченков. Графические методы изотопной геологии. М., «Недра», 1974.
12. А. П. Виноградов, Л. С. Тарасов, С. И. Зыков. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.—Геохимия, 1959, № 7.
13. К. К. Жиров. Особенности изменения изотопного состава свинца месторождений некоторых регионов.—ДАН СССР, 1964, 158, № 1.
14. Л. С. Тарасов, С. И. Зыков. Эволюционная модель формирования изотопного состава рудных свинцов.—Геохимия, 1967, № 9.
15. E. R. Kanasewich. The interpretation of lead isotopes and their geological significance. In: «Radiometric dating for Geologists». Eds. E. I. Hamilton, R. M. Farquhar, Interscience Publishers. London, 1968.
16. J. R. Richards. Lead isotopes and geochronology in Western Tasmania.—The Australian J. Sci., 1968, 31, N 4.
17. W. F. Slawson, R. D. Russell. Common lead isotope abundances. In: «Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits». Ed. Barnes T. L. Publ. «Holt Rinehart & Winston Inc., N. Y., 1967.
18. A. H. Jaffey, K. F. Flynn, L. E. Glendenin, W. C. Bentley, A. M. Essling. Precision measurement of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U .—Phys. Rev., 1971, C4, 1889.
19. W. R. Shields. In: «Handbook of Chemistry and Physics» Eds. R. C. Weast, S. M. Selby. Chemical Rubber Company. Cleveland, 1974.
20. C. M. Gray, V. M. Oversby. The behaviour of lead isotopes during granulite facies metamorphism.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, 36, 939.
21. J. A. Cooper, J. R. Richards. Lead isotopes and volcanic magmas.—Earth Plan. Sci. Letters, 1966, N 1, 259.
22. N. H. Gale, A. E. Mussett. Episodic uranium-lead models and the interpretation of variations in the isotopic composition of lead in rocks.—Rev. Geophys. Space Phys., 1973, 11, No. 1.
23. R. D. Russell, E. R. Kanasewich, J. M. Ozard. Isotopic abundances of lead from a «irradiantly-mixed» source.—Earth Plan. Sci. Letters, 1966, N 1, 85.
24. R. L. Armstrong, S. M. Hein. Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution of the Earth's crust and upper mantle.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, 1.
25. J. R. Richards, A. K. Yonk, C. W. Keighin. A re-assessment of the Upper Mississippi Valley lead isotope data.—Mineral. Deposita (Berl.), 1972, 7, 285.
26. P. H. Reynolds. A U—Th—Pb lead isotope study of rocks and ores from Broken Hill, Australia.—Earth Plan. Sci. Letters, 1971, 12, 215.
27. J. R. Richards. Isotopic composition of Australian leads. 2. Experimental procedures and interlaboratory comparisons.—J. Geophys. Res., 1962, 67, No. 2.
28. A. B. L. Whittles. The elusive isochron. (Abstr.).—Trans. Amer. Geophys. Union, 1962, 43, 449.
29. J. R. Richards. Lead isotopes at Dugald River and Mount Isa, Australia.—Geochim. Cosmochim. Acta, 1967, 31, 51.
30. J. R. Richards. Lead isotope data on three North Australian galena localities.—Mineral. Deposita (Berl.), 1975, 10, No. 6.
31. B. R. Doe, C. E. Hedge, D. E. White. Preliminary investigation of the source of lead and strontium in deep geothermal brines underlying the Salton Sea geothermal area.—Econ. Geol., 1966, 61, 462.
- 32—35. К. К. Жиров, В. С. Урусов. Оценка результатов анализов близких по изотопному составу свинцов.—ДАН СССР, 1962, 143, № 6.
36. G. L. Cumming, J. R. Richards. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth.—Earth Plan. Sci. Letters, 1975, in press.
37. J. S. Stacey, M. H. Delevaux, T. J. Ulrych. Some triple-filament lead isotope ratio measurements and an absolute growth curve for single-stage leads.—Earth Plan. Sci. Letters, 1969, 6, 15.
38. J. A. Cooper, P. H. Reynolds, J. R. Richards. Double-spike calibration of the Broken Hill standard lead.—Earth Plan. Sci. Letters, 1969, 6, 467.
39. R. G. Ostic, R. D. Russell, R. L. Stanton. Additional measurements of the isotopic composition of lead from stratiform deposits.—Can. J. Earth Sci., 1967, 4, 245.
40. A. K. Sinha, G. R. Tilton. Isotopic evolution of common lead.—Geochim. Cosmochim. Acta., 1973, 37, 1823.
41. J. S. Stacey, J. D. Kramers. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model.—Earth Plan. Sci. Letters, 1975, 26, 207.
42. G. R. Tilton, R. H. Steiger. Mineral ages and isotopic composition of primary lead at Manitouwadge, Ontario.—J. Geophys. Res., 1969, 74, No. 87.

43. *T. J. Ulych*. Oceanic basalt leads: A new interpretation and an independent age for the Earth. *Science*, 1967, **158**, No. 3798.
44. *J. R. Richards*. Major lead orebodies.—Mantle origin?—*Econ. Geol.* 1971, **66**, 425.
45. *R. L. Armstrong*. A model for the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth.—*Rev. Geophys.* 1968, **6**, No. 2.
46. *R. D. Russell*. Evolutionary model for lead isotopes in conformable ores and in ocean volcanics.—*Rev. Geophys. Space Physics*, 1972, **10**, No. 2.
47. *R. D. Russell, D. J. Birnie*. A bi-directional mixing model for lead isotope evolution.—*Phys. Earth Plan. Interiors*, 1974, **8**, 158.
48. *R. L. Stanton, R. D. Russell*. Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores.—*Econ. Geol.*, 1959, **54**, 588.
49. *M. Tatsumoto, R. J. Kright, C. J. Allegre*. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206.—*Science*, 1973, **180**, 1279.
50. *P. E. Damon*. Lead isotopic ratios and geologic time.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1953, **34**, No. 6.
51. *P. W. Gast*. Isotope geochemistry of volcanic rocks. In: *Basalts, the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. Eds. H. H. Hess, A. Poldervaart. Interscience Publishers. N. Y., 1967.
52. *J. Geiss*. Isotopenanalysen an «gewöhnlichem Blei».—*Zeitschr. f. Naturforsch.*, 1954, **9a**, No. 3.
53. *G. R. Tilton, R. H. Steiger*. Lead isotopes and the age of the Earth.—*Science*, 1965, **150**, No. 3705.
54. *E. R. Kanasewich, W. F. Slawson*. Precision intercomparisons of lead isotope ratios: Ivigtut, Greenland.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964, **28**, 541.
55. *W. F. Slawson, R. D. Russell*. Concerning the occasional presence of a contaminant in tetramethyl Lead.—*Mikrochim. Acta*, 1963, No. 1.
56. *R. L. Armstrong, J. A. Cooper*. Lead isotopes in island arcs.—*Bull. Volcan.*, 1971, **35**, 27.
57. *A. K. Sinha*. Model lead and radiometric ages from the Churchill Province, Canadian Shield.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1970, **34**, 1089.
58. *V. M. Oversby*. New look at the lead isotope growth curve.—*Nature*, 1974, **248**, 132.
59. *J. R. Richards*. «Primary» leads.—*Nature*, 1968, **219**, No. 5151.
60. *R. D. Russell, R. M. Farquhar, G. L. Cumming, J. T. Wilson*. Dating galenas by means of their isotopic constitutions.—*Trans. Amer. Geophys. Union*, 1954, **35**, No. 2.
61. *J. T. Wilson, R. D. Russell, R. M. Farquhar*. Radioactivity and the age of minerals.—*Handbuch der Physik*, 1956, **47**, 288.
62. *J. S. Brown*. Ore leads and isotopes.—*Econ. Geol.*, 1962, **57**, No. 5.
63. *H. D. Holland*. Discussion of paper by R. D. Russell in *Nuclear processes in geologic settings: Nuclear Science Series Report 19, US Natl. Acad. Sciences*.—NRC Publication 400, 1956.
64. *B. R. Doe, J. S. Stacey*. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review.—*Econ. Geol.*, 1974, **69**, 757.
65. *T. J. Ulych, A. Burger, L. O. Nicolaysen*. Least radiogenic terrestrial lead.—*Earth Plan. Sci. Letters*, 1967, **2**, 179.
66. *P. W. Gast, G. R. Tilton, C. E. Hedge*. Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough Islands.—*Science*, 1964, **145**, No. 3637.
67. *L. J. Le Roux, L. E. Glendenin*. Half-life of ²³²Th.—In: «*Proc. Natl. Conf. on Nucl. Energy*. Pretoria, South Africa», 1963.
68. *C. Patterson*. Age of meteorites and the earth.—*Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1956, **10**, 230.

РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННОМ ЦИКЛЕ

КРИТЕРИИ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ СПОРНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В. В. Щербина

Выяснение генезиса — первоочередная задача при поисках, оценке и разведке месторождения; от правильного решения ее зависит весь дальнейший успех работы.

Генезис угольных пластов, залегающих в осадочных породах, или касситерит-вольфрамитовых кварцевых жил в грейзенах не вызывает сомнения. Могут быть названы очень многие месторождения, трактуемые и как осадочные, и как гидротермальные, несмотря на то, что условия образования тех и других резко различны.

Остановимся на рассмотрении отдельных конкретных примеров.

На северо-востоке Франции в пластах одного из угольных месторождений наблюдаются маломощные секущие прожилки, содержащие такие сульфиды, как халькопирит и борнит. Перед французскими геологами встал вопрос, каков их генезис. По мнению одних исследователей, эти прожилки образовались за счет отложения из метаморфогенных растворов, выщелачивших медь из вмещающих пород в восстановительной обстановке, когда сульфаты могут восстанавливаться в сульфиды и осаждаются тяжелые металлы, в частности медь (в виде сравнительно крупных выделений халькопирита и борнита). Другие считают, что это выделения из гидротермальных растворов, для рудоотложения из которых пласт каменного угля оказался наиболее благоприятной вмещающей породой по пути их следования из глубинного источника. В защиту этой концепции приводился полиметаллический состав сульфидной минерализации вместо одного пирита, так часто встречающегося в пластах каменного угля.

Вторым примером может служить хорошо известное медное месторождение Джеккаган в Казахстане. Оно залегает в терригенных красноцветных песчаниках карбонового возраста общей мощностью 650 м и содержит 27 рудных пологозалегающих пласта, несколько вытянутых в северо-восточном направлении. В пределах одного пласта наблюдается превращение красноцветных песчаников в сероцветные. Минералогический состав характеризуется халькопиритом, борнитом, халькозином, блеклой рудой, пиритом, марказитом, сфалеритом, галенитом, арсенопиритом, альгодонитом (Cu_6As), смальтином ($(\text{Co}, \text{Ni})\text{As}_{3-x}$), сафлоритом ($(\text{Co}, \text{Fe})\text{As}_2$), молибденитом, бетехтинитом $\text{Cu}_{30}\text{FePb}_3\text{S}_{17}$, джеккаганитом $\text{Pb}_4\text{Re}_3\text{Mo}_3\text{S}_{16}$. Из нерудных спутников присутствуют кварц, кальцит, барит, арагонит, сидерит, целестин.

Месторождение приурочено к зоне разлома. Отдельные рудные пласты иногда соединяются секущими жилами с более крупнозернистыми выделениями медных минералов. Последние два факта, а также химический состав таких минералов, как блеклые руды, арсениды (арсенопирит, арсениды кобальта и меди), которые хорошо известны в гидротермальных месторождениях, послужили аргументами для сторонников концепции

эндогенного источника оруденения. Противники этой концепции приводили следующие возражения: пластовый тип руд, разделенных между собой более водонепроницаемыми осадочными породами, и обилие пластов, возникших, по-видимому, в результате ритмичной седиментации. Отсутствие в районе куполов интрузивных пород, но обнаружение соляных куполов. Присутствие в песчаниках органического вещества, превратившего красноцветные песчаники в сероцветные и послужившего одним из факторов отложения сульфидов. Преобладание сульфидов меди над сульфидами железа, присутствие бетехтинита, разлагающегося при температуре ниже 100°C (как показали исследования геологов Казахстана), присутствие самостоятельного ренийевого минерала джезказганита $\text{Pb}_4\text{Re}_3\text{Mo}_3\text{S}_{16}$ вместо изоморфной примеси рения в молибдените, как это всегда наблюдается в месторождениях эндогенного происхождения. Халькозины Джезказгана не сереброносны при наличии в рудах серебра, тогда как гидротермальные халькозины обычно сереброносны, особенно при наличии серебра в месторождении.

Ф. В. Чухровым и В. И. Виноградовым были проведены определения изотопного состава серы сульфидов Джезказгана, подтвердившие осадочный генезис. Крупные выделения сульфидов меди в секущих жилах объясняются переотложением в более поздних трещинах из первоначально поверхностных водных растворов, нагретых на глубине и, возможно, содержавших растворенные хлориды, способствовавшие повышению растворимости первично-осадочных сульфидов меди. Поднимаясь, эти растворы переотложили первично осадочные сульфиды.

Вопросы генезиса маломощных вытянутых линз анкерита и настурана, согласно залегающим в карбоновых песчаниках с карбонатным цементом и окруженным светло-зелеными хлоритизированными оторочками, также дискуссионны. Некоторые исследователи объясняют их образование проникновением гидротермальных растворов по трещинам в песчанике, вызвавшим хлоритизацию и вместе с анкеритом отложившим настуран гидротермального облика. Другие считают, что это — сингенетичное с песчаником отложение окислов урана в местах скопления органического вещества с дальнейшим переотложением в стадию позднего диагенеза за счет метаморфогенных растворов.

Суммирование многих фактов приводило к противоречивым данным и могло лишь свидетельствовать о необходимости выработки достаточно убедительных геохимических критериев. Совершенно очевидно, что базироваться при этом приходится не на отдельных фактах, а на их совокупности, на всестороннем рассмотрении поставленной задачи. Рассмотрим некоторые вопросы, решение которых поможет в выяснении спорного генезиса месторождений.

1. Состав осадочных сульфидных месторождений (без явно наложенных эпигенетических процессов) более монотонный, и изменения более закономерные и постепенные, чем в гидротермальных месторождениях.

Это положение основывается на том, что в случае гидротермальных растворов существует значительно больше контрастов: в температуре раствора и вмещающей породы, которые отсутствуют в осадочном рудоотложении; в концентрациях рудного вещества, резко изменяющихся при гидротермальном отложении и значительно более плавном изменении при отложении из большого водного бассейна с постепенно изменяющимися в пределах бассейна температурой и давлением, а самое главное — в случае осадочного рудоотложения происходит значительно более плавный процесс осадочной дифференциации, чем при кристаллизации из гидротермального раствора, содержащего в себе часто высокие концентрации элементов, редких для осадочного процесса.

2. В осадочных месторождениях отсутствуют запрещенные минеральные ассоциации (например, халькозин-антимонит), которые часто встречаются в гидротермальных, особенно если они образовались путем пуль-

сационного привноса рудного вещества. Отсутствие запрещенных ассоциаций в осадочных месторождениях обуславливается процессами конвекции и диффузии, которые управляют в водоеме выравниванием концентраций; запрещенные ассоциации могут возникать в солеродных бассейнах в результате эволюции солевого состава, когда соли поздних стадий кристаллизации вступают в химическую реакцию с ранее выделившимися солями (подобие реакционного принципа Боуэна для магматических кристаллизаций). Более редкий случай — вторжение в бассейн седиментации вод резко отличного состава, поступивших в результате ливневых потоков и т. д.

Таким образом, принимая невозможность образования в осадочных месторождениях запрещенных парагенетических ассоциаций или резко различных по составу минералов, способных друг с другом реагировать, можно сделать некоторые выводы.

Спорно происхождение (осадочное или гидротермальное?) Филизчайского сульфидного месторождения в Азербайджане, залегающего в юрских глинисто-песчаных породах. Плиткообразная форма рудного тела (по данным А. Г. Злотник-Ходкевич, 1970) служит поводом для предположений о его осадочном происхождении, несмотря на присутствие запрещенных ассоциаций, таких, как эмплектит CuBiS_2 и вольфсбергит CuSbS_3 с галенитом PbS , которые при реакции должны были бы образовывать айкинит CuPbBiS_3 и реально наблюдаемый в рудах бурнонит CuPbSbS_3 . Описанные Н. Ш. Юсифовым, изучавшим эти парагенезисы, замещения галенита буланжеритом $5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$, джемсонитом $4\text{PbS} \cdot \text{FeS} \cdot 3\text{Sb}_2\text{S}_3$ и менегинитом $4\text{Pb} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ свидетельствуют о существовании запрещенных минеральных ассоциаций. В числе описанных минералов парагенезис семсейита $9\text{PbS} \cdot 4\text{Sb}_2\text{S}_3$, буланжерита $5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$ и менегинита $4\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3$ является запрещенным уже по одному тому, что из двух компонентов (PbS и Sb_2S_3) устойчивой может быть ассоциация только из двух минералов, а в данном случае их три. Нетрудно видеть, что в результате реакций семсейита с менегинитом образуется буланжерит $6(9\text{PbS} \cdot 4\text{Sb}_2\text{S}_3) \cdot 4(4\text{PbS} \cdot \text{Sb}_2\text{S}_3) \rightarrow 14(5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3)$.

В данном случае можно говорить о последовательно стадийном присоединении PbS и привносимого компонента — Sb_2S_3 , т. е. семсейит и буланжерит являются промежуточными продуктами взаимодействия Sb_2S_3 с PbS . Присутствие в месторождении теллуридов (петцит, нагиагит, вольфскит и др.), изученных А. Ш. Юсифовым, также может служить признаком гидротермального происхождения, что подтверждается и данными декрепитации, полученными А. Г. Злотник-Ходкевич.

3. Минералы, которые по своему химическому составу могут образовываться только из гидротермальных растворов.

В отличие от теллуридов некоторые селениды (ферроселит FeSe_2 , клаусталит PbSe , шиллеит ZnSe , кадмоселит CdSe , умангит Cu_3Se_2 , берцелианит Cu_2Se и эйкайрит AgCuSe , по данным Е. З. Бурьяновой) встречаются в осадочных породах. Может быть назван целый ряд минералов сульфоселей, которые известны только в гидротермальных месторождениях, в то время как бетехтинит в гидротермальных условиях разлагается.

4. Зональность отложения минералов, связанная с последовательностью их выделения, служит критерием для отличия осадочных залежей от эндогенных.

В месторождениях эндогенного происхождения на основании огромного числа фактов устанавливается для колчеданно-полиметаллических руд такая последовательность выделения: пирит — халькопирит — сфалерит — галенит. С понижением температуры от глубины к близкоповерхностным условиям многие существенные пиритовые месторождения на глубине в верхних горизонтах представлены свинцовыми или свинцово-цинковыми рудами, которые глубже сменяются медно-цинковыми и еще

глубже — халькопирит-пиритовыми с уменьшением халькопирита с глубиной. На морском дне с проявлениями сероводородного заражения ближе всего к берегу располагаются сульфиды меди, далее отлагается свинец и на самом большом удалении от берега — цинк.

Таким образом, зональность медь — свинец — цинк, проявляемая в ряде стратиформных месторождений, отличается от гидротермальной: медь — цинк — свинец.

5. Существование специфических парагенезисов элементов (и соответственно минералов) как для эндогенных, так и для осадочных образований.

На этот вопрос можно ответить положительно. Так, если фосфор образует мощные месторождения апатита в нефелиновых сиенитах, то хлор-apatит характерен для габбро-пегматитов и для апатит-магнетитовых руд Кирунавара (Шведская Лапландия), где содержание апатита в магнетитовой руде составляет 12—15% фторapatита. В том случае, если в альбит-сподуменовых пегматитах (V тип по А. Е. Ферсману) встречается литиево-алюминиевый фтор-фосфат-амблигонит и целый ряд литиево-марганцевых фосфатов, для гидротермального сульфидного процесса фосфор и его минералы нехарактерны, а гидротермальный апатит редок. Фосфор нехарактерен и для стратиформных сульфидных месторождений. Кроме мощных залежей фосфоритов осадочного происхождения, которые (речь идет о хемогенных) в ходе осадочной дифференциации располагаются позже окисных железо-марганцевых руд, но до осаждения карбонатов, в месторождениях бурых железняков отмечены фосфатные минералы (вивианит $\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и продукты его изменения — керчиниты), в месторождениях боксита встречаются вавеллит $\text{Al}_3(\text{OH})_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, гойяцит $\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_3\text{H}_2\text{O}$ и другие, причем гойяцит ассоциирует с пиритом в доломитах некоторых месторождений Швейцарии. Титан в эндогенных месторождениях, по Г. Хевеши, в основном находится в виде ильменита, в меньшей степени — в виде сфена и еще реже — рутила. В осадочных образованиях, в бокситах титан присутствует в виде брукита и анатаза — метастабильных модификаций TiO_2 .

Для осадочных месторождений ассоциация элементов, таких, как уран и ванадий, совершенно нехарактерна для эндогенных месторождений урана — в них эти два металла относятся к совершенно разным генетическим формациям.

6. Пределы изоморфной смесимости (качественный состав микропримесей, их концентрация, количественные соотношения между отдельными компонентами) как критерий генезиса.

Различие физико-химических условий гидротермального и осадочного рудообразований не может не влиять на энергетику изоморфного вхождения микроэлементов в кристаллическую решетку минерала-хозяина. Так, изоморфная смесимость Cu_2S и Ag_2S значительно шире в гидротермальных, чем в осадочных образованиях, где эти два соединения могут в ряде случаев сосуществовать, не образуя ни изоморфных смесей, ни соединений, известных в гидротермальных месторождениях типа штрмейерита.

То же самое отличает блеклые руды гидротермального генезиса, являющиеся главным носителем серебра в колчеданно-полиметаллических рудах, от блеклых руд, редко встречающихся в месторождениях осадочного генезиса и не содержащих серебра.

Наряду с существованием седиментогенных селенидов в сульфидах осадочных месторождений селен почти всегда отсутствует. В еще большей степени это относится к теллуру, который в гипергенном цикле в виде теллуридов фиксируется в железной шляпе сульфидных месторождений.

В качестве изоморфной примеси, служащей индикатором эндогенного происхождения, может быть назван V^{3+} , который в зоне гипергенеза пе-

переходит в четырех- и пятивалентные соединения (последние образуют труднорастворимые ванадаты Fe^{3+} , Al^{3+} , Ca^{2+} , UO_2^{2+} и тяжелых металлов). V^{3+} в виде минерала монтрозеита является редкостью. Одной из проблем, требующих тщательного изучения, является сравнительный состав микропримесей халькопирита эндогенного и экзогенного происхождения. Если для первого Б. Цамбелом в 1974 г. дано среднее содержание микропримесей по 175 тщательно отобраным образцам из разных месторождений, то для второго подобной работы еще не сделано и не исключена возможность, что не только присутствие самих микропримесей, пределы их концентраций, но и количественные соотношения между отдельными элементами смогут играть роль геохимического индикатора, указывающего на гидротермальное или осадочное происхождение.

7. Степень использования величин рН и еН для отличия осадочных образований от гидротермальных.

В бассейнах осадконакопления существуют два регулятора, удерживающих величину рН чаще всего в пределах 5—9, в редких случаях — до 4 (торфяные болота) в кислой области и до 10 — в содовых озерах. Регулятором рН, препятствующим развитию очень кислых сред, служат карбонат (или бикарбонат кальция, растворенный в водах морей, рек и т. д.), щелочи и основания выветривающихся силикатных горных пород, тогда как буфером (нейтрализатором) щелочных растворов служат углекислота атмосферы и органические кислоты, образующиеся при разложении отмерших растений.

Пределы колебаний рН в гидротермальных растворах могут быть значительно шире: для щелочных растворов, переносящих кремнекислоту, — не менее 9—10, а для растворов, вызывающих алунитизацию вмещающих пород, — значительно менее 4. В отношении еН основное различие состоит в том, что практически все эндогенные процессы протекают при недостатке кислорода, а сульфидное минералообразование — при избытке H_2S , тогда как экзогенные процессы протекают в присутствии кислорода атмосферы, за исключением тех многочисленных случаев, когда разлагающееся органическое вещество создает резко-восстановительную среду (угле- и нефтеобразование, возникновение сероводородного заражения, например, в глубинах Черного моря и т. д.).

8. Морфогенетические особенности — критерий гидротермального или осадочного генезиса.

В бассейнах осадконакопления никогда не наблюдается такой степени пересыщения, как в гидротермальных растворах, где отмечаются значительные перепады температур и давлений, реакции с вмещающими породами приводят к резким изменениям концентраций растворимостей, вызывающим сближенную кристаллизацию веществ с разной растворимостью, специфические текстуры руд, образование скелетных кристаллов, вызванное большой степенью пересыщения и скоростью кристаллизации. Для гидротермальных растворов эволюция состава носит более контрастный характер: новые поступления (пульсации) гидротермальных растворов могут отличаться по составу, процессы коррозии и замещений развиты значительно сильнее, чем в кристаллах осадочных образований (например, в жеоде барита под влиянием щелочно-карбонатных диагенетических растворов замещение его витеритом BaCO_3).

Наконец, форма кристаллов служит индикатором условий образования. В частности, применительно к сульфидам наиболее благоприятным минералом является пирит, широко распространенный как в эндогенных, так и в осадочных образованиях. И хотя в гидротермальных жилах и осадочных породах пирит встречается в виде кубов и пентагон-додекаэдров, штриховка на гранях кристаллов может быть признаком его отложения из растворов при повышенной температуре. Измерение термоэлектродвижущих сил в пирите позволяет с известной степенью точности установить температуру его образования.

Все сказанное выше показывает, как многогранны те сведения, которые позволяют судить об эндогенном или экзогенном характере месторождений спорного генезиса.

ГЛАВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Н. П. Ермолаев

Оригинальные положения, выдвинутые А. И. Тугариновым о зарождении урановорудных провинций, основаны на результатах изотопного анализа свинецсодержащих минералов [1]. Его гипотеза о развитии ураноносных осадочных формаций, опережающих рудный процесс, выдержала испытание временем [2, 3] и получила развитие, в частности, в представлениях о метаморфическом перераспределении радиоэлементов в пределах континентальной земной коры.

Принципиальные выводы о поведении урана и тория на прогрессивной линии локального и регионального метаморфизма вплоть до ультраметаморфизма неоднократно обсуждались [3, 4, 5, 6]. Основные минеральные реакции прогрессивного метаморфизма создают благоприятную среду для миграции урана и сопровождаются отторжением последнего в условиях всех метаморфических фаций. Анализ механизмов выхода рассеянного урана горных пород в геохимическую миграцию, проведенный на базе известных положений теории химического осаждения и физики твердого тела [7], показал закономерность такого процесса. С ростом внешних параметров метаморфизма происходит последовательная смена главного механизма отторжения микропримеси урана: от десорбции в отделяющуюся (или фильтрующуюся) водно-углекислую фазу к самоочистке кристаллического субстрата от радиоактивности в процессах бластеза и, наконец, к растворению минерала-носителя. Этим процессам способствуют изменение (с ростом температуры) функции распределения микропримеси в системе пленочный раствор — кристаллическое вещество, а также перекристаллизация последнего с образованием новых структурных группировок, несходных со структурой радиоактивной примеси.

В ходе нарастания температуры и давления метаморфическая система отделяет не только уран, но и торий. Однако отторжение последнего запаздывает по сравнению с ураном, что отражается в закономерном снижении торий-уранового отношения от фации к фации [6]. Торий, не имея в природных образованиях окисленной формы, в общем не участвует в процессах десорбции, определяющих перераспределение урана в условиях зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и контактово-роговиковой фаций. И лишь при широком развитии процессов бластеза, на средних и высоких (по напряженности параметров) ступенях метаморфизма, торий, подобно урану, отторгается по механизму оствальдовской перекристаллизации, т. е. по законам повышенной растворимости частиц микропримеси, по отношению к которым пленочный раствор всегда не насыщен по сравнению с макрочастицами вещества породы, равновесными с окружающим раствором.

Рассмотренные процессы протекают в огромных объемах гранито-гнейсовой оболочки земной коры, что предопределяет перемещение колоссальных количеств рассеянных радиоэлементов. В качестве примера

можно привести подсчеты, выполненные для кристаллических осадков докембрия и палеозоя [8]. Так, при переходе из условий амфиболитовой в условия гранулитовой фации каждый кубический километр метаморфитов отторгает около 1500 т урана. На начальных этапах ультраметаморфизма (при формировании самых ранних плаггиогнейсов), когда еще ощутимы тенденции прогрессивного метаморфизма, от каждого кубического километра породы освобождается 1900—2500 т урана. Наконец, в экзоконтакте гранитоидных интрузий при формировании роговиков песчано-сланцевые образования палеозоя освобождают из каждого кубического километра породы 2000—3500 т урана. Это количество значительно увеличивается, если вовлеченная в прогрессивный метаморфизм порода характеризуется повышенными содержаниями радиоэлементов или, что еще более важно, содержит их микропримесь в минералах-концентраторах, легко преобразуемых при метаморфизме. Так, контактовый метаморфизм древнепалеозойских углеродисто-кремнистых сланцев сопровождается снижением среднефоновых концентраций урана с 5,5 до 2,0 г/т [7]. Возрастание плотности пород при ороговикании сланцев незначительно: с 2,6 до 2,7. Таким образом, эти породы в рассматриваемом процессе, локализованном в зоне контактового воздействия интрузии, отторгают до 9000 т урана от каждого кубического километра.

Столь значительный эффект объясняется некоторыми второстепенными в масштабах земной коры факторами, но приобретающими большое значение в осадках, богатых органическим материалом. Полиморфные превращения урансодержащих битумов, а также их метаморфизм до графита сопровождается перестройкой углеродистого материала до пространственной решетки гексагонального типа, исключаяющей изоморфное вхождение, например, уранатов, характеризуемых ромбической сингонией элементарной постройки. С другой стороны, выгорание органического материала в зоне самого ближнего экзоконтакта интрузии предопределяет освобождение рассеянной в нем микропримеси урана, а образующаяся углекислота способствует его выносу в карбонатной форме.

Качественный результат перераспределения радиоактивности во всех случаях прогрессивного метаморфизма (регионального, локального динамотермального, контактового) одинаков: снижение среднего и уменьшение дисперсии концентраций в направлении возрастания температуры и давления (или одного из этих параметров). Прогрессивный метаморфизм не только способствует выносу урана и тория из горных пород, но и нивелирует различия в частных значениях концентраций, упрощая минеральный состав породы и структуру порообразующих минералов. В настоящее время можно утверждать, что осадочные и вулканогенно-осадочные породы, претерпевшие глубокий прогрессивный метаморфизм (включая начальный этап ультраметаморфизма), отличаются в ряду метаморфитов самыми низкими концентрациями радиоэлементов. Эта тенденция сохраняется до начала гранитизации и плавления горных пород при их ультраметаморфизме. Уран и торий вместе с отторгающимися минерализаторами мигрируют в верхние части литосферы в ходе эволюции земной коры. Этот феномен предопределяет, в частности, систематические неувязки в определении абсолютного возраста пород докембрия U—Pb методом [9, 10]. Потери урана в древних образованиях приводят к удревнению их возраста по $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, но практически не отражаются на свинцовых отношениях $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Однако важны не столько соображения о возможности миграции радиоэлементов в верхние слои литосферы (в условиях, неблагоприятных для транспортировки сколько-нибудь значительного переноса урана, может не быть и тория), сколько сам факт освобождения радиоактивной микропримеси из объема минерального зерна, ее переход в интерстиции, поровое пространство пород. Прогрессивный метаморфизм «вскрывает»

горную породу в отношении рассеянных в ней радиоэлементов: переводит их в форму, способную к миграции. Это — главный результат преобразования пород на прогрессивной линии процесса. В зависимости от исходных концентраций радиоэлементов, обусловленных особенностями осадконакопления, и характера связи радиоактивной микропримеси с породообразующими минералами массы урана и тория, подготовленные прогрессивным метаморфизмом к участию в рудообразовании в последующие эпохи, будут различны.

Роль процессов регрессивного метаморфизма в отношении радиоэлементов весьма многообразна. Так, при ультраметаморфизме основные тенденции прогрессивной линии — отторжение радиоэлементов и уменьшение дисперсии их концентраций — меняются на противоположные. Происходит мобилизация рассеянных урана и тория и формирование расплавов или гранитизированных комплексов повышенной радиоактивности. Такого рода повышенные концентрации радиоэлементов характерны для микроклиновых гранитов главной эпохи гранитизации или завершающего этапа ультраметаморфизма, определяющего возникновение наиболее кислых гранитоидов — аляскитов [11, 12]. Образующиеся при этом кристаллические породы играют определяющую роль в становлении высокорadioактивного гранито-гнейсового слоя земной коры.

Резкая перемена в поведении радиоэлементов от рассеяния к накоплению отражает нарушение изохимичности региональных процессов при ультраметаморфизме. При мигматизации и гранитизации система становится обычно открытой, когда в толщу метаморфитов вместе с магматическими растворами поступают щелочи, кремнезем, летучие компоненты [13, 14] или происходит изменение активности подвижных и летучих компонентов вследствие изменения внешних параметров (в первую очередь давления). С углублением ультраметаморфизма имеет место возрастание размаха вариаций концентраций радиоэлементов (возрастание дисперсии), что обусловлено активной метасоматической деятельностью гранитизирующих растворов. При этом как повышение концентраций урана и тория (или одного из них), так и возрастание дисперсии эволюционируют в направлении локальных процессов. Так, максимальные содержания радиоэлементов отмечаются для малых интрузий, прорывающих поля гранито-гнейсов или палингенных гранитоидов. Эти же интрузии характеризуются (по сравнению с окружающими гранито-гнейсами) и более широким размахом значений концентраций урана и тория. Еще более определенны различия между частными значениями концентраций в гранитизированных образованиях локальных зон динамотермального метаморфизма [15, 16].

Аналогичная тенденция поведения радиоэлементов (возрастание средних величин и увеличение дисперсии концентраций) отмечается для регрессивного этапа регионального и контактового метаморфизма. Начиная с раннего диафтореза и вплоть до начальных стадий гидротермального метаморфизма в локальных зонах тектонических нарушений, уран и торий в процессах перераспределения чутко реагируют на изменение температуры, давления, концентрации тех или иных компонентов. В том случае, если ранняя (региональная) стадия регрессивного метаморфизма сопровождается незначительным перераспределением радиоэлементов (возрастанием или, реже, убыванием средних концентраций в пределах одного порядка величин), то поздняя (локальная) стадия сопровождается интенсивным привнесом радиоактивных элементов в процессах щелочного метасоматоза и гидротермальной деятельности. Как средние концентрации, так и их дисперсии возрастают на порядки.

Анализ форм фиксации урана в продуктах регрессивного этапа позволяет констатировать смену минералов-концентраторов по мере углубления процесса. На ранней регрессивной стадии уран концентрируется в акцессорных новообразованиях, а также в адсорбированной форме в

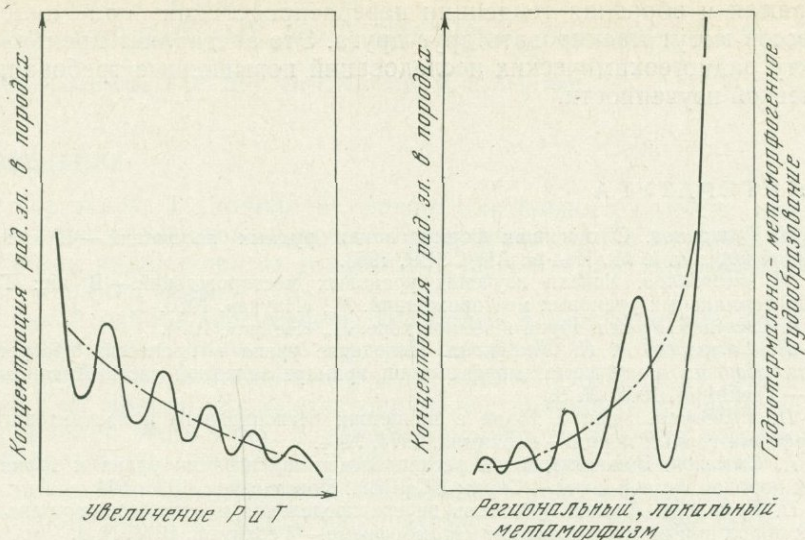


Рис. 1. Общая тенденция изменения распределения концентраций радиоактивных элементов в осадочных породах при нарастании прогрессивного метаморфизма

Рис. 2. Общая тенденция изменения распределения концентраций радиоактивных элементов в осадочных породах при эволюции регрессивного метаморфизма от регионального к локальному.

слюдах, гидрослюдах, гидроокислах железа, фосфатном и углеродистом веществах. На заключительной стадии (при щелочном метасоматозе и гидротермальной деятельности в системах нарушений) образуются уранинит, настуран, уранотитанаты [17]. Таким образом, регрессивный этап регионального и контактового метаморфизма в аспекте геохимии радиоэлементов представляет переходное звено от процессов метаморфических к гидротермально-метаморфическим, в частности рудообразовательным.

Снижение температуры — определяющий фактор разделения «геохимической судьбы» урана и тория при регрессивном метаморфизме. При прочих неизменных условиях для тория характерно снижение дисперсии его концентраций со снижением температуры вплоть до прекращения миграции. Для урана имеет место увеличение дисперсии его концентрации в породах, возрастающее от процессов региональных к локальным (в том числе рудообразовательным), в широком интервале температур.

Поздняя (локальная) стадия регрессивного метаморфизма вносит значительные искажения в результаты изотопных определений по породам и рудам. Воздействие растворов на ранее сформировавшиеся метаморфогенные образования приводит не только к перераспределению радиоактивных элементов с возникновением генераций перетолженных урановых и ториевых минералов, но и к перемещению радиогенного свинца. Последний накапливается в сульфидах и селенидах рудных тел, а также формирует ореолы рассеянного радиогенного свинца вокруг зон локального регрессивного метаморфизма.

Таким образом, можно наметить две противоположные линии поведения радиоактивных элементов при метаморфизме осадочных горных пород: 1) закономерное снижение средних концентраций урана и тория и дисперсий концентраций на прогрессивной линии процессов регионального, локального (рис. 1); 2) возрастание средних концентраций урана и тория и увеличение дисперсий на регрессивной линии процесса при эволюции последнего от регионального к локальному (рис. 2).

Прямая и обратная тенденции перераспределения при наложении процессов могут маскировать друг друга. Это заставляет предъявлять к объекту радиогеохимических исследований повышенные требования геологической изученности.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Тугаринов. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
2. Д. И. Щербаков. Успехи изучения урановых месторождений.— В кн.: Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
3. А. А. Смыслов. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974.
4. Н. П. Ермолаев, А. П. Жидикова. Поведение урана в процессах прогрессивного метаморфизма и ультраметаморфизма на примере западной части Алданского щита.— Геохимия, 1966, № 8.
5. Н. П. Ермолаев. Уран и торий в процессах регионального и контактового метаморфизма горных пород.— Геохимия, 1973, № 4.
6. А. А. Смыслов. Закономерности распределения и миграции урана и тория в горных породах земной коры.— Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1968, 164.
7. Н. П. Ермолаев. Анализ процессов перераспределения и отторжения урана от горных пород при их прогрессивном метаморфизме.— Геохимия, 1971, № 8.
8. Ermolaev N. P. Progressive Metamorphism and Ultrametamorphism of Rocks as Probable Sources of Substance in Epigenetic Processes.— In: Problems of Hydrothermal Ore Deposition. Stuttgart, Internat. Union Geol. Sci., 1970.
9. Marshall R. R. Isotopic composition of common leads and continuous differentiation of the crust of the earth from the mantle.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1957, 12.
10. А. И. Тугаринов. Геологу — о методах определения абсолютного возраста горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.
11. Г. В. Жуков, А. М. Жукова. Распределение урана в связи с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма в докембрии (на примере приазовской части Украинского щита).— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. I. Новосибирск, 1972.
12. Т. В. Билибина, В. К. Титов. Уран и торий в гранитоидных породах ультраметаморфического происхождения.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. I. Новосибирск, 1972.
13. Mehnert K. R. Composition and abundance of common metamorphic rocks types.— In: «Handbook of geochemistry», 1. Berlin — Heidelberg. N. Y., Springer-Verlag, 1969.
14. Д. С. Коржинский. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.— Труды IV Всес. петрограф. совещания. М., «Наука», 1972.
15. Д. К. Осипов, Р. С. Журавлев. Поведение урана и тория в зоне метаморфических пород Кузнецк-Алатаусского глубинного разлома.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. II. Новосибирск, 1972.
16. С. В. Головня, Б. Ф. Зеленко, В. В. Викторов, С. Г. Цейтлин. К вопросу о поведении урана в процессе локального динамотермального метаморфизма.— Вестн. МГУ, 1969, № 1.
17. Е. В. Копченова, И. Г. Минеева, Р. В. Голева, Э. В. Тесленко. К вопросу о формах нахождения урана в натровых метасоматитах и вмещающих их метаморфических породах кристаллического фундамента.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах, ч. I. Новосибирск, 1972.

ПЛЮМБОТЕКТОНИКА ПА. ДОКЕМБРИЙСКИЕ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ¹

Дж. С. Стейси, Б. Р. Доу, Л. Т. Силвер, Р. Е. Зартман

ВВЕДЕНИЕ

Профессор А. И. Тугаринов в течение длительного времени придавал большое значение исследованию обыкновенного свинца в горных породах и рудах как индикатора их возраста [1, 2] для правильного понимания эволюции земной коры.

В данной работе рассмотрены изотопные характеристики свинца докембрийских колчеданных месторождений всех типов. Подход к использованию последних в настоящей работе аналогичен подходу Доу и Зартмана [3] в их модели плюмботектоники, построенной для фанерозойских месторождений этого типа. В качестве основного объекта исследования были выбраны руды подводных вулканогенно-экспаляционных месторождений, поскольку они являются типичными представителями согласных или стратиформных свинцов, используемых при построении модели изотопной эволюции. Авторы полагают, что всякие отклонения от истинно среднего изотопного состава свинца для месторождений данного возраста часто могут быть объяснены различиями в тектонических условиях образования руд. Данная работа представляет собой попытку обсуждения этого положения, основанную на современном уровне знаний.

МОДЕЛЬ ПЛЮМБОТЕКТОНИКИ

Модель плюмботектоники [3] предусматривает тот факт, что отдельные части мантии, нижней и верхней земной коры смешивались в орогенной зоне через равные промежутки времени (400 млн. лет) начиная с момента появления перманентной земной коры 4 млрд. лет назад. Сразу же после каждого процесса смешения строго определенные доли нового вещества образовывали новую верхнюю и нижнюю земную кору, а остаток

Таблица 1

Константы распада, использованные в данной работе

Нуклид	Константа распада, лет ⁻¹	Нуклид	Константа распада, лет ⁻¹
⁸⁷ Rb*[5]	$1,41 \times 10^{-11}$	²³⁵ U[5]	$0,98485 \times 10^{-9}$
²³⁸ U[5]	$0,455125 \times 10^{-9}$	²³² Th[6]	$0,049475 \times 10^{-9}$

* Значение согласуется с константами распада, принятыми для урана.
Примечание. Современное значение отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137,88$.

возвращался в мантию. В каждом процессе орогении свинец, торий и особенно уран накапливались в результате перераспределения во вновь образованной верхней земной коре — при этом нижняя земная кора оставалась сильно обедненной этими элементами. В результате возвращения части материала из орогенной зоны в мантию происходило лишь небольшое увеличение отношения U/Pb в последней. Эволюция континентов смоделирована путем уравнивания влияния процессов разрушения старой земной коры и образования новой в ходе каждой орогении.

¹ Статья печатается с сокращениями.

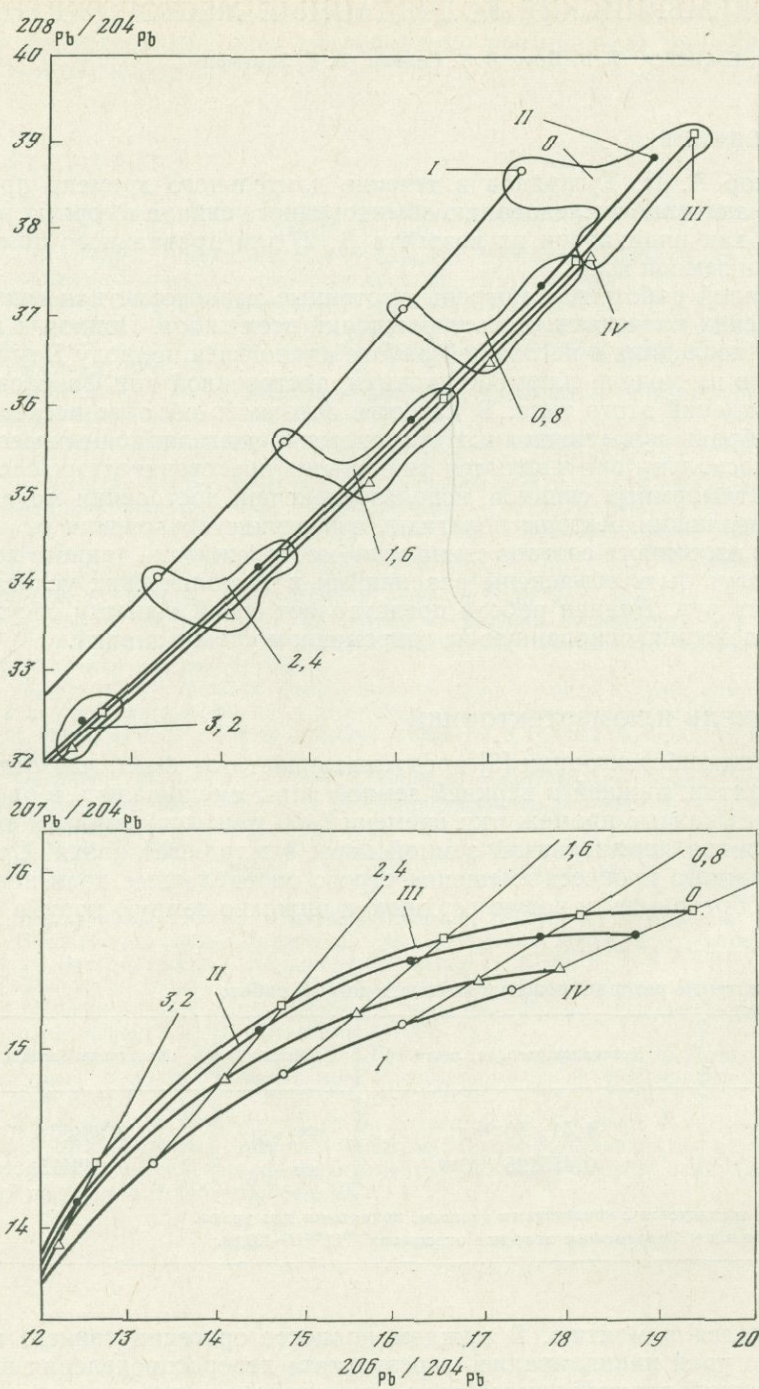


Рис. 1. Кривые изотопного состава свинца в мантии, нижней земной коре, верхней земной коре и орогенной зоне, построенные в соответствии с моделью плюмботектоники [5]

I — нижняя земная кора; II — ороген; III — верхняя земная кора; IV — мантия; арабские цифры — возраст, млрд. лет

Таблица 2

Изотопный состав свинца месторождений предположительно подводного вулканогенно-экспляционного происхождения разных возрастных групп

Место взятия пробы	$\frac{206\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{207\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	$\frac{208\text{Pb}}{204\text{Pb}}$	Возраст вмещающих пород, млн. лет	Модельный возраст, млн. лет	Литературный источник
Онтарио, Канада			1			
Уилрой	13,211	14,401	33,069	2690	2700	[7, 8]
Норада	13,27	14,40	32,89	2720	2615	[9, 10]
Квемонт	13,91	14,60	33,69			[11]
Там же	21,304	16,188	44,634			[11]
Маниту	13,23	14,41	33,0		2690	[12]
Барвю	13,27	14,43	33,05		2680	[12]
Дженива-Лейк	14,002	14,870	33,716	<2700	2590	[8]
Аризона, США			2			
Юнайтед-Верде	15,725	15,270	35,344	1730—1755	1645	[13]
Олд-Дик	15,805	15,318	35,422	1730—1755	1660	[13]
Брус	15,81	15,33	35,42	1730—1755	1670	[14, 15]
Нью-Мексико, США						
Пекос	15,606	15,260	35,236	1650—1800	1710	Новые данные
Джонс	15,705	15,304	35,328	1650—1800	1720	
Манитоба, Канада						
Флин-Флон	15,315	15,106	34,846	1750	1720	[16, 17]
Чизел-Лейк	15,387	15,116	34,940	1750	1720	[16, 17]
Снейк-Лейк	15,709	15,256	35,176	1750	1720	[16, 17]
Флин-Флон	15,745	15,228	35,297	1750	1720	[16, 17]
Висконсин, США						
Фламбо (руда)	15,323	15,167	35,016	1800—1900	1820	[18]
Пеликан (руда)	15,668	15,359	35,202	1800—1900	1835	[18]
Финляндия						
Пихасалми	15,111	15,147	34,835	2000	1970	[19—21]
Новый Южный Уэльс, Австралия			3			
Брокен-Хилл	16,007	15,397	35,675	1650—1860	1625	[8]
Маунт-Айза	16,111	15,460	35,847	1650—1850	1640	[8, 22]
Онтарио, Канада						
Эррингтон (руда)	15,49	15,31	35,36	?	1880	[23]
Там же	15,90	15,39	35,60	?		[23]
Там же (пирит)	16,17	15,43	35,66	?		[23]
Колорадо, США						
Гринвиль	15,673	15,234	35,134	1750—1850	1630	[24, 25]
Лоуэр-Славониа	15,686	15,247	35,176	1750—1850	1640	[24, 25]
Финляндия			4			
Оутокумпу	14,731	15,016	34,476	1840—2470	2100	[19—21]
Ритовуори	15,577	15,287	35,164	1700—1800	1800	[19—21]
Вайоминг, США						
Бродвей	15,809	15,286	35,251	1730—1850	1600	[22]
Нью-Йорк, США			5			
Балмат-Эдвардс	16,935	15,505	36,423	~1200	1090	[8, 26—28]
Стерлинг	16,924	15,445	36,297	>1100	990	[29]
Британская Колумбия, Канада						
Сулливан	16,507	15,460	36,153	~1400	1340	Новые данные
Там же	16,530	15,477	36,176	~1400	1350	То же

Т а б л и ц а 2 (окончание)

Место взятия пробы	$\frac{206\text{Рb}}{204\text{Рb}}$	$\frac{207\text{Рb}}{204\text{Рb}}$	$\frac{208\text{Рb}}{204\text{Рb}}$	Возраст вмещающих пород, млн. лет	Модельный возраст, млн. лет	Литературный источник
Калифорния, США			6			
Шаста	17,893	15,454	37,453		250	[3]
Там же	17,897	15,462	37,493		265	[3]
Тасмания						
Розбери	18,250	15,599	38,050	550	280	[30]
Новый Южный Уэльс, Австралия						
Кептэн-Флэт	18,050	15,619	38,145	420	470	[30]
Кобар	18,082	15,624	38,125	410	455	[30]
Холс-Пик	18,350	15,607	38,347	240	200	[30]
Нью-Бронсуик, Канада						
Батерст	18,204	15,655	38,122	460	425	[8]
Япония						
Тойа	18,455	15,582	38,552	~25	90	[3]
Косака	18,463	15,589	38,623	~25	95	[3]
Йошино	18,475	15,607	38,633	~25	125	[3]
Таро	18,712	15,621	38,669	~60	25	[3]

1 — вулканогенно-экспаляционные месторождения, возраст более 2500 млн. лет;

2 — месторождения того же генезиса, возраст 1500—2500 млн. лет;

3 — месторождения неопределенного генезиса, возраст 1500—2000 млн. лет;

4 — месторождения, ассоциирующие с основными породами, возраст 1500—2000 млн. лет;

5 — месторождения неопределенного генезиса, возраст 500—1500 млн. лет;

6 — вулканогенно-экспаляционные месторождения, возраст 0—500 млн. лет.

Таким образом, свинец эволюционировал в орогене, в мантии, в нижней и в верхней земной коре в условиях, характеризующихся совершенно различными концентрациями урана, тория и свинца. Хотя во всех этих резервуарах наблюдается значительная гетерогенность, для каждой из зон можно построить отдельную среднюю кривую изотопной эволюции свинца (рис. 1).

Поскольку процессы орогении протекают в очень разных тектонических условиях, относительные доли мантийного и корового веществ, вовлеченные в него, могут значительно варьировать. Рудные месторождения могут возникать в зонах субдукции или в центрах рифтообразования при различном соотношении количества континентального и мантийного веществ. С другой стороны, некоторые месторождения образовались вблизи центров расширения дна океанов, где главную роль играло мантийное вещество. На диаграмме, построенной в координатах $^{207}\text{Рb}/^{204}\text{Рb}$ — $^{206}\text{Рb}/^{204}\text{Рb}$, показано, что свинец месторождений, образовавшихся вблизи древних континентальных плит, располагается выше свинца месторождений, образованных в то же самое время за счет океанического вещества. В районах, где компоненты, участвующие в образовании орогена, слабо перемешаны, могут наблюдаться крутые линии регрессии на графиках изотопного состава свинца. Свинец месторождений Куроко в Японии [4] характеризуется именно такой линией, наклон которой не имеет непосредственно отношения ни к возрасту месторождений, ни к возрасту материала их источника. Исходя из этого, можно усомниться также в значении некоторых менее крутых линий регрессии, наблюдающихся на некоторых графиках изотопного состава свинца.

В работе все значения возраста, заимствованные из литературы, были пересчитаны с учетом величин констант распада Rb, U и Th, приве-

денных в табл. 1. В тех случаях, когда это было возможно, все данные по изотопному составу свинца были приведены к абсолютным значениям.

Мы отобрали из литературных источников данные по месторождениям, по-видимому, имеющим подводное вулканогенно-эксгальционное происхождение, и добавили к ним собственные новые данные, полученные для месторождений США (штаты Нью-Джерси, Висконсин, Аризона, Нью-Мексико, Вайоминг) и Финляндии. Модельные значения возраста, приведенные в табл. 2, были рассчитаны по модели Стейси и Крамерса, с которой примерно совпадает кривая эволюции свинца в орогенной зоне, построенная по модели плюмботектоники.

ВУЛКАНОГЕННО-ЭКСКАЛЬЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ (?) ДРЕВНЕЕ 2500 МЛН. ЛЕТ

Все приведенные месторождения, относящиеся к этой возрастной группе, находятся в провинции Онтарио (Канада), и данные об изотопном составе свинца этих месторождений показаны на рис. 2. Одной из причин столь малого количества анализов, выполненных для архейских образований, является то, что в месторождениях такого возраста галенит встречается очень редко. Изохронный возраст свинца с таким изотопным составом (по модели Стейси — Крамерса) отвечает 2700 млн. лет. Эти точки лежат примерно на кривой эволюции мантийного свинца намного ниже орогенной кривой, в связи с чем для этих месторождений был предположен мантийный источник. Данные месторождения располагаются в пределах зеленокаменного пояса Абитибид (Канада). Возраст цирконов из вулканических пород в районе Норанда соответствует 2720 млн. лет, из альгомских гранитов района Манитоуэйдж-Лейк — 2690 млн. лет [7], что позволяет предположить их одинаковый возраст. В зеленокаменном поясе Абитибид широко распространены основные вулканические породы, руды ассоциируют с кислыми вулканическими породами, приуроченными к верхним частям разреза [31]. Районы, в которых обнаружены руды, по-видимому, резко обособлены от зон распространения значительно более древних пород. Поэтому представляется, что эти руды располагаются в пределах зоны первичного орогена и должны на самом деле обладать изотопными характеристиками, присущими веществу мантии.

Модельный свинцово-изотопный возраст месторождения Дженива-Лейк равен 2590 млн. лет, а относительно более высокое значение отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ позволяет предполагать, что источник рудного вещества здесь обладал значительно более ярко выраженными чертами сходства с континентальной земной корой по сравнению с рассмотренными выше примерами.

ВУЛКАНОГЕННО-ЭКСКАЛЬЦИОННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОЗРАСТ 1500—2500 МЛН. ЛЕТ

К этой группе отнесены месторождения Канады, Финляндии и США (см. табл. 2); изотопный состав свинца показан на диаграмме рис. 3.

В каждом из рассмотренных районов (см. табл. 2) выявлена ассоциация перемежающихся прослоев базальтовых и андезитовых пород с более кислыми фельзитами. На руднике Юнайтед-Верде в Аризоне обнаружено [35], что колчеданные руды образуют согласные стратифицированные линзы среди массивных кварсодержащих коровых туфов, накапливавшихся, вероятно, в виде подводных пирокластических отложений. Минерализация является, по-видимому, сингенетической. На рудниках Олд-Дик и Брус рудные тела располагаются в толще, представленной главным образом базальтами и андезитами, тесно ассоциирующими с пропластками туфов и интрузивных риолитов. Существует целый ряд данных, позволяющих предположить сингенетическое образование руд.

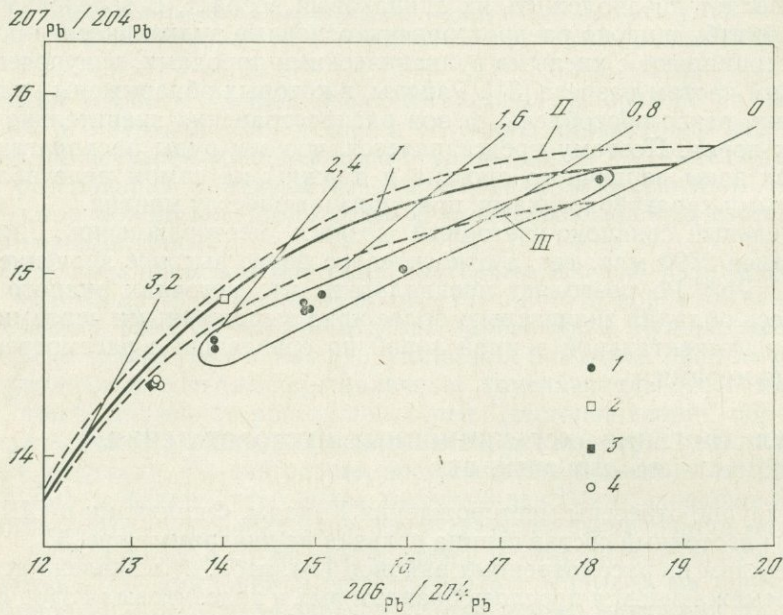
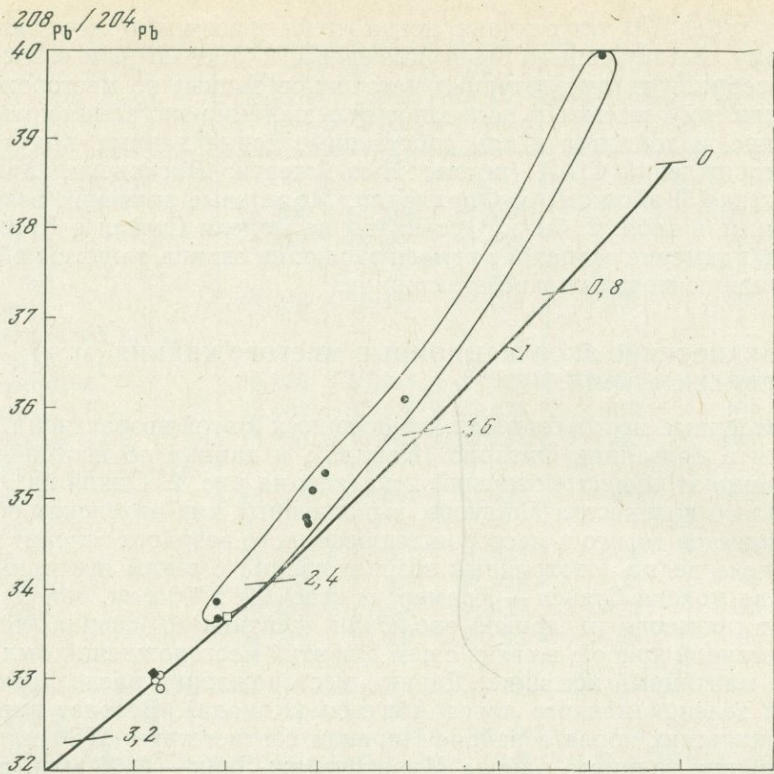


Рис. 2. Изотопный состав свинца архейских месторождений и результаты дополнительных анализов свинца месторождения Квемонт [29]

- | | | |
|---------------------------|------------------|---------------------------|
| I — ороген; | 1 — Квемонт; | 4 — Норанда; |
| II — верхняя земная кора; | 2 — Дженива-Лейк | арабские цифры — возраст, |
| III — мантия; | 3 — Манитоуэйдж, | млрд. лет |

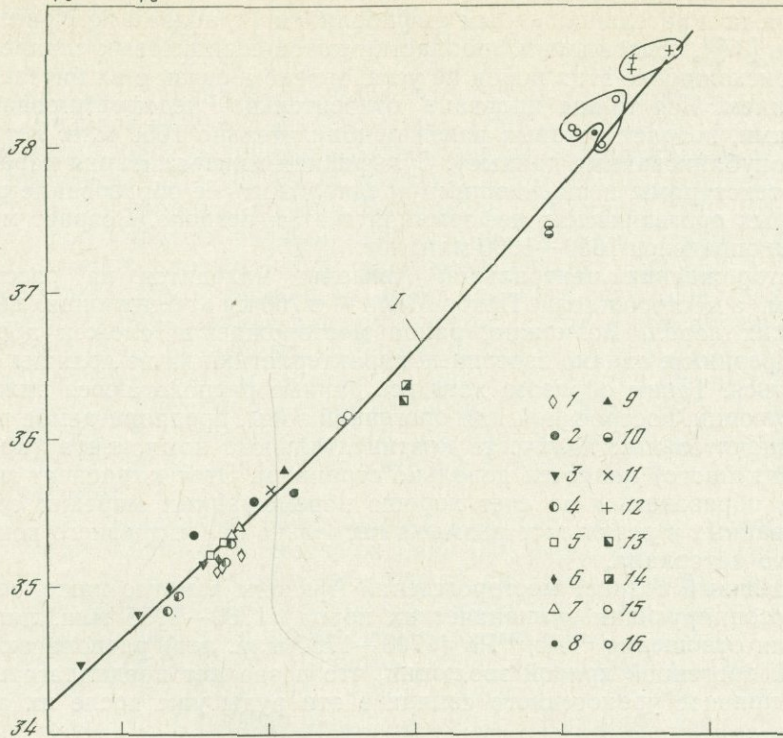
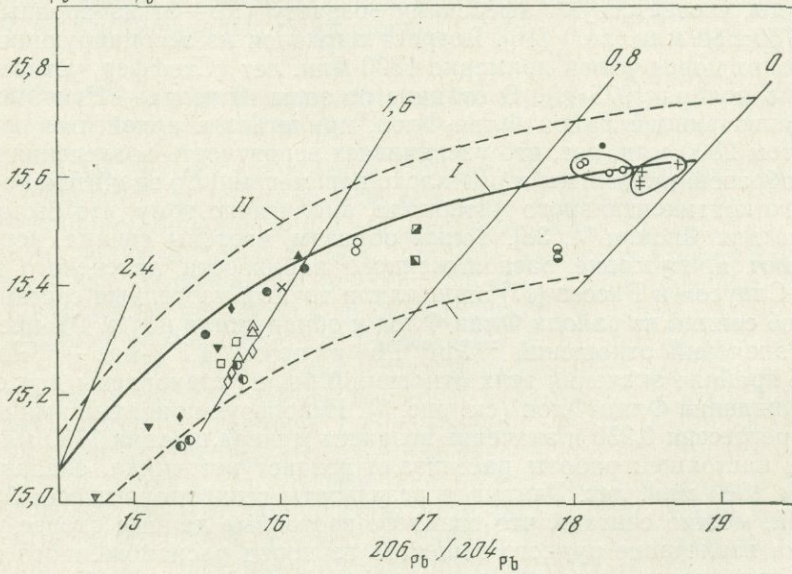
$^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$

 $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$


Рис. 3. Изотопный состав свинца месторождений моложе 2500 млн. лет (табл. 2)

- | | | |
|---------------------------|-------------------|---------------------------------|
| I — ороген; | 5 — Нью-Мексико; | 12 — Куроко; |
| II — верхняя земная кора; | 6 — Вискония; | 13 — Стерлинг; |
| III — мантия; | 7 — Аризона; | 14 — Балмат; |
| 1 — Колорадо-Вайоминг; | 8 — Батерст; | 15 — Сулливан; |
| 2 — Эррингтон; | 9 — Маунт-Айза; | 16 — Австралия; |
| 3 — Финляндия; | 10 — Шаста; | Арабские цифры — возраст, млрд. |
| 4 — Флин-Флон; | 11 — Брокен-Хилл; | лет |

Рудная минерализация на руднике Пекос (штат Нью-Мексико, США) приурочена к рассланцованным амфиболитам (диабазам по Кригеру [36] и Хенли [37]), содержащим пропластки кварц-серицитовых сланцев. Точное происхождение этих пород не установлено в связи с их интенсивным изменением. Вся толща прорвана относительно недеформированными гранитами, возраст которых равен приблизительно 1650 млн. лет (Силвер, неопубликованные данные). Сульфидная минерализация характеризуется текстурами, позволяющими предположить ее образование раньше некоторых орогенических деформаций в этом регионе. Возраст минерализации определен 1650—1800 млн. лет.

Месторождения центральной Аризоны находятся на расстоянии 1000 км, а месторождение Пекос-Майн — в 700 км от ближайших выходов архейских пород. Возможно, район месторождения сложен породами более древними, однако изотопные характеристики их не должны сильно отличаться. Таким образом, хотя все данные располагаются ниже кривой эволюции, построенной для орогенной зоны, предполагаемое присутствие значительных количеств континентального компонента (корового или мантийного) является довольно странным. Этот компонент мог, вероятно, образоваться за счет хорошо перемешанных морских осадков, образованных в результате размыва несколько более древнего континентального материала.

Модельный возраст месторождений Аризоны заметно ниже, чем возраст ассоциирующих вулканических пород (1730—1755 млн. лет). Все значения отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (1700—1780 млн. лет) располагаются на средней орогенной кривой эволюции, что позволяет предполагать некоторый привнос ураногенного свинца в эти руды уже после их образования.

Месторождения, расположенные в пределах провинции Черчилль (Канада), были повторно изучены [33]. Сделан вывод, что породы, вмещающие руды, соответствуют афебскому возрасту (Rb-Sr изохронный возраст 1750 ± 80 млн. лет) [16]. Возраст цирконов из ассоциирующих вулканических пород равен примерно 1800 млн. лет (Стоффер, устное сообщение, 8 ноября 1975 г.). В отличие от зоны Аризона — Нью-Мексико, пояс, включающий район Флин-Флон, прилегает к архейским породам возрастом 2800 млн. лет, что увеличивает вероятность вовлечения в процесс образования магмы и руд плохо перемешанного значительно более древнего континентального материала, аналогично тому, что было установлено для Японии [4, 38]. Таким образом, изотопы свинца, вероятно, отражают присутствие расположенного поблизости архейского континента. Слаусон и Рассел [17] определили точный изотопный состав четырех проб свинца из района Флин-Флон и обнаружили почти 4%-ное колебание значений отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и почти 1,3%-ное — $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Самые крайние значения этих отношений были установлены для самого месторождения Флин-Флон (см. рис. 3). Используя принятый ими наклон линии регрессии 0,330 и значение возраста минерализации 1750 млн. лет, авторы настоящей работы рассчитали возраст источника, оказавшийся равным 2880 млн. лет. Учитывая результаты геохронологических исследований, можно считать, что свинцово-изотопные данные скорее указывают на извлечение рудного вещества из пород расположенного поблизости континента, чем на метаморфизм месторождений возрастом 2800 млн. лет, происшедший 1800 млн. лет назад. Наименее радиогенные свинцы могут представлять собой мантийный компонент, и подтверждением такой точки зрения могут служить результаты свинцово-изотопного исследования базальтов, залегающих в данном разрезе.

Недавно были получены данные для месторождений штата Висконсин, США, располагающихся в пределах зеленокаменного пояса, ранее не описанного и не изученного в геохронологическом отношении. Они, несомненно, принадлежат к категории вулканогенно-экспаляционных

месторождений [34]. Полученные авторами результаты определения изотопного состава свинца для месторождений районов Ледисмит и Райнеландер характеризуются примерно теми же особенностями, что и на месторождениях района Флин-Флон, что указывает на их аналогичный возраст. Возраст зеленокаменного пояса (1800—1900 млн. лет) определен для пород, распространенных к востоку от рассматриваемого региона, на расстоянии 50—100 км от контакта с архейскими породами, проходящего близ границы штатов Висконсин и Мичиган [18]. Принимая возраст минерализации равным 1900 млн. лет, а наклон линии, соединяющей две точки, равным 0,555, рассчитан возраст источника свинца (3780 млн. лет). Он, возможно, не имеет никакого геологического значения, поскольку образование руд могло происходить в результате смешения материала из различных источников; однако в северном Мичигане были обнаружены породы, возраст которых датируется около 3500 млн. лет (П. Симс, З. Петерман, устное сообщение, 8 ноября 1975 г.), поэтому нельзя исключить возможность того, что породы такого возраста могут быть распространены в непосредственной близости от пояса Райнеландер — Ледисмит.

В районе Пихасалми (Финляндия) известно крупное колчеданное цинково-медно-пиритовое месторождение [39], расположенное в пределах слабо смятой в складки моноклиальной сланцевой толщи, состоящей из свекокарельских кислых и основных метавулканитов, а также кордиерит-антофиллитовых и серицитовых пород, входящее в состав Главного сульфидного рудного пояса. Принятое значение возраста минерализации (2050 млн. лет), к сожалению, сильно зависит от модельных свинцовых значений возраста. Согласно модели Стейси — Крамера, возраст месторождения равен 1970 млн. лет. Точки свинцов этого месторождения лежат вблизи средней орогенной кривой, из чего следует, что свинцово-изотопные данные указывают на присутствие в свинце руд значительного количества континентального компонента.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ГЕНЕЗИСА, ВОЗРАСТ 1500—2000 МЛН. ЛЕТ

Два австралийских месторождения этой группы были изучены наиболее полно — Брокен-Хилл и Маунт-Айза (см. табл. 2, рис. 3).

Колчеданное цинково-свинцовое месторождение Брокен-Хилл залегает среди силлиманитовых гнейсов, которые рассматриваются как метаморфизованные пелагические осадки; однако силлиманитовые гнейсы имеют постепенные контакты с гнейсами Постоки риодацитового состава [40]. Изотопный состав свинца руд этого месторождения не противоречит представлениям об их подводном вулканогенно-эксталяционном происхождении, но позволяет отнести их скорее к категории зрелых, чем примитивных, орогенных свинцов. Геологические данные о строении этого месторождения подтверждают такой генезис.

Глинистые сланцы Уркуар, вмещающие руды месторождения Маунт-Айза, содержат мало вулканического материала. Туфогенный материал встречается в безрудной формации Нейтив-Ви, подстилающей породы формации Уркуар. Изотопный состав свинца руд Маунт-Айза характеризуется высокими значениями отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ по сравнению с отношением $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Из рис. 3, а видно, что свинцы Маунт-Айза располагаются выше орогенной кривой, в связи с чем месторождение должно быть отнесено к образовавшимся в условиях интракратонного бассейна, или для этих руд следует предположить извлечение свинца из пород, слагающих расположенный, по-видимому, на значительном расстоянии от этого района архейский континент.

На месторождении Эррингтон, расположенном в пределах бассейна Садбери (Канада), руды залегают среди пород формации Вермильон,

представленных переслаивающимися аргиллитами, известняками, кремнисто-карбонатными породами, а также брекчиями роговиков [41]. Возможно, что в пределах всего бассейна руды отлагались непосредственно в тех участках разреза, где присутствовали туфы формации Онапинг. В связи с противоречивыми представлениями о происхождении самого бассейна Садбери (образовался ли он в результате вулканической деятельности или при падении метеорита) генезис рассматриваемых месторождений является столь же противоречивым. На рис. 3, а точки изотопного состава свинца месторождения Эррингтон располагаются вдоль орогенной кривой, что привносит еще большую неопределенность в представления о происхождении этого месторождения. Данные об изотопном составе свинца месторождения, полученные при изучении пиритов, несомненно, указывают на присутствие значительных количеств континентального компонента в них. Наименее радиогенная проба имеет модельный возраст 1800 млн. лет. Для оценки значения приведенных данных следует провести значительно более широкое исследование этого очень сложного района.

Месторождения Гренвиль и Лоуэр-Славония (США) представляют собой небольшие цинково-медно-свинцовые рудные залежи среди сильно метаморфизованных пород, рассматриваемые Дж. Снайдером (письменное сообщение, 28 октября 1975 г.) как образовавшиеся при неполном замещении известково-силикатных пород. В районе Гренвиль Дж. Снайдер описал пластовую рудную залежь, залегающую между пелитовыми сланцами и толщей переслаивающихся фельзитовых гнейсов и амфиболитов. В районе Лоуэр-Славония он обнаружил зону минерализации, встречающуюся в виде пропластков в толще фельзитовых гнейсов, амфиболитов и пелитовых сланцев. Хотя в районе развиты как докембрийские плутоны и пегматиты, так и третичные штоки и дайки, в непосредственном контакте с зонами минерализации не было установлено ни одного из этих тел; на месторождении Лоуэр-Славония не обнаружено интрузивных пород ближе 1 км от рудных залежей.

Вмещающие породы на месторождениях Гренвиль и Лоуэр-Славония с севера ограничены крупной тектонической зоной интенсивно рассланцованных пород северо-восточного простирания; процессы метаморфизма в пределах зоны датируются 1730 млн. лет ([24], Хедж, устное сообщение, 11 ноября 1975 г.). Рассмотрение начальных значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, как и результаты анализа, позволяет предположить, что возраст отложения этих пород не превышает возраст их метаморфизма более чем на 100 млн. лет. К северу от этого района распространены более древние породы, однако зона регионального нарушения скрывает всякие следы взаимоотношений пород данного региона с ближайшим более древним континентом. Свинцово-изотопные данные позволяют говорить о близконтинентальном характере этих месторождений, аналогичном тому, что было установлено для района Флин-Флон. Модельные свинцовые значения возраста равны соответственно 1630 и 1640 млн. лет, т. е. примерно на 200 млн. лет ниже, чем вероятный возраст рудоотложения. Тем не менее $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ модельный возраст обоих месторождений равен 1830 млн. лет. Таким образом, нельзя полностью исключить возможность того, что при метаморфизме, имевшем место 1750 млн. лет назад, происходил привнос части ураногенного свинца в эти месторождения, содержащие сравнительно мало свинца. Расположенное поблизости месторождение Бродвей (штат Вайоминг), возможно, испытало аналогичное влияние процессов метаморфизма.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, АССОЦИИРУЮЩИЕ С ОСНОВНЫМИ ПОРОДАМИ, ВОЗРАСТ 1500—2500 МЛН. ЛЕТ

Хотя докембрийские эквиваленты подводных вулканогенно-эксталяционных месторождений редко встречаются в зонах, протягивающихся вдоль известных центров расширения дна океана, примером таких образований является месторождение Оутокумлу, залегающее среди свекокарелид Финляндии. Это месторождение залегает в кварцитах, не содержащих тяжелых минералов, но обладающих видимой полосчатостью, обусловленной сортировкой присутствующих в них минералов или воздействием подводных течений. Такие кварциты всегда встречаются в непосредственной близости от крупных массивов серпентинитов, и их мощность и протяженность зависят от размеров такого серпентинитового массива [42]. Серпентинит-кварцитовые тела подстилаются и перекрываются черными сланцами, слагающими основную массу грауваккового флиша. Несмотря на то что такая ассоциация, по-видимому, не может быть сопоставлена с породами, развитыми в районе современных океанических хребтов, во многих отношениях она аналогична подводным образованиям, связанным с рифтовыми зонами, таким, как на Кипре и, возможно, в Красном море. На основании изучения изотопов серы и рассмотрения особенностей геологического строения данного месторождения [43] сделан вывод, что оно относится к подводно-эксталяционному типу. Первичный возраст месторождения моложе 2740 млн. лет, что отвечает возрасту циркона из до-свекокарельских гнейсов [21], и старше 1840 млн. лет (это значение возраста было установлено для секущих пегматитов [19, 20] Rb—Sr методом по отдельным минералам). Низкое значение отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ заставляет точку свинца месторождения Оутокумпу располагаться почти на мантийной кривой эволюции (см. рис. 3), а несколько более высокое отношение $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, установленное для месторождения Пихасалми, указывает на его более континентальный характер. Близость обоих месторождений к областям развития архейских пород позволяет предполагать аналогичные континентальные условия образования для них.

Месторождение Ритовуори в Финляндии и месторождение Бродвей в США, не имеющие экономического значения, тесно ассоциируют с метаморфическими породами основного состава. Месторождение Ритовуори залегают среди брекчированных основных кристаллических сланцев, характеризующихся турмалиновой минерализацией, развитых на контакте с кварц-полевошпатовыми сланцами [44]. Основные сланцы — амфиболиты, плагиоклаз-уралитовые порфириды и кристаллические сланцы, содержащие метакристаллы роговой обманки; кварц-полевошпатовые сланцы — фельзитовые или средние, главными компонентами которых являются кварц, плагиоклаз, К-полевой шпат, биотит и редкие зерна мусковита. Возраст этого месторождения еще не определен.

Минерализация месторождения Бродвей концентрируется главным образом в пироксенитах, состоящих из массивного диопсида, отделенных от розовых гранитов зоной дробления. В зоне дробления встречаются блоки минерализованных амфиболитов и пироксенитов, а также многочисленные пустоты, заполненные крупными кристаллами роговой обманки. Сфалерит и галенит концентрируются в массивных выделениях спессартита. Возраст минерализации должен быть близок возрасту месторождений Передового хребта, так как она расположена южнее зоны развития архейских пород. Хотя месторождения Бродвей и Фитипудас залегают среди основных метаморфизованных пород, находящихся на значительном удалении друг от друга, они обладают близким изотопным составом свинца, аналогичным свинцам месторождений Аризоны (возраст определен 1700—1800 млн. лет).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕОПРЕДЕЛЕННОГО ГЕНЕЗИСА, ВОЗРАСТ 500—1500 МЛН. ЛЕТ

Приведенные в табл. 2 данные, относящиеся к месторождениям США и Канады такого типа, показаны на диаграмме рис. 3. Для месторождений такого возраста подводного вулканогенно-эксгаляционного происхождения не существует изотопных свинцовых данных. Тем не менее авторы включают в эту группу месторождений неопределенного генезиса три различных района. Первый из них — цинкородный район Балмат-Эдвардс (штат Нью-Йорк, США). Колчеданные сфалерит-пирит-галенитовые руды представляют собой пластовые тела, залегающие среди известково-силикатных пород, относимых к формации гренвилльских мраморов. Другим примером является район Франклин-Фёрнес — Стерлинг-Хилл (штат Нью-Джерси, США). Руды сложены франклинитом и виллемитом, находящимися в известково-силикатных породах, относящихся к мраморам формации Франклин. Взаимоотношения руд с гнейсами или туфами неясны. Месторождение Балмат рассматривалось как пример одностадийных свинцов [8], исходя из его сходства с месторождением Брокен-Хилл. Некоторые исследователи [45] предполагают, что месторождения района Франклин-Фёрнес — Стерлинг-Хилл имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Тем не менее происхождение обоих месторождений остается неопределенным. Проанализированные пробы характеризуются изохронными модельными значениями возраста 1090 млн. лет (месторождение Балмат) и 990 млн. лет (месторождение Стерлинг-Хилл). Силвер [27] определил возраст анортозитового комплекса гор Адирондак (штат Нью-Йорк), оказавшийся равным 1120 млн. лет. Ранее [29] К—Аг методом был определен возраст мраморов месторождения Франклин-Хилл, равный 800—900 млн. лет, что следует считать минимальным возрастом месторождения Стерлинг-Хилл. Действительно, анализы монацита указывают на возраст более 1100 млн. лет.

Месторождение Сулливан в Канаде, возраст которого равен примерно 1400 млн. лет, залегают в бескарбонатных глинистых сланцах. Оно было классифицировано [46] как скрытое эксгаляционное на основании обнаружения ореола турмалиновой минерализации под рудным телом. Месторождения этой категории, как представляется, аналогичны осадочно-эксгаляционным по классификации других исследователей. Изотопный состав свинца, установленный для месторождения Сулливан, указывает на континентальный характер источника и на модельный возраст месторождения 1350 млн. лет.

* * *

Главная цель настоящей работы заключалась в том, чтобы проверить, насколько успешно принципы плюмботектоники, разработанные для фанерозойских колчеданных месторождений Доу и Зартманом [5], могут быть распространены на докембрий. Для фанерозойского времени по изотопному составу свинца можно различать его эволюцию в условиях мантии и в условиях земной коры. Для докембрия, однако, различия в изотопном составе свинца были намного меньше, а последующие процессы метаморфизма скорее всего уничтожили следы первичного геологического строения тех или иных регионов и, возможно, изменили изотопный состав свинца руд и вмещающих пород.

Для докембрийских и фанерозойских руд точки изотопного состава свинца располагаются в полосе между кривыми мантийной и коровой эволюции свинца. Кроме того, наиболее обнадеживающим является то, что существует возможность выявить свинец, эволюция которого протекала в мантии, по результатам изучения руд. Представляется, что руды района Шаста (фанерозой), месторождения Оутокумпу и Флин-Флон (протерозой), как и месторождения районов Норанда, Валь-д'Ор и Мэ-

нитоуэйдж (архей), являются примерами мантийного свинца. Этот вывод основан на результатах изучения геологического строения этих месторождений и на данных об изотопном составе находящегося в них свинца. Из всех месторождений, рассмотренных в данной работе, наибольшее содержание континентального компонента характерно для свинца месторождения Маунт-Айза (Австралия), что, по-видимому, вполне согласуется с геологическими условиями его образования.

На основании свинцово-изотопных данных мы не можем выявить различия между месторождениями действительно подводного вулканогенно-эксгальционного происхождения и месторождениями, принадлежность которых к этой группе вызывает сомнения. Такими исключениями являются месторождения Маунт-Айза и Эррингтон. Насколько можно судить в настоящее время, свинцово-изотопные модели одинаково применимы как к осадочным эксгальционными месторождениям, так и к подводным вулканогенно-эксгальционными месторождениям.

Наконец, рассмотренные данные показывают, что они сопоставимы с представлениями о существовании различных средних кривых эволюции свинца и мантии в орогенной зоне и в земной коре на протяжении геологической истории, как это предусмотрено в модели плюмботектоники, построенной для всего земного шара. Подобные наблюдения согласуются с выводами А. И. Тугаринова и других [1] о том, что нет существенной разницы между изотопным составом свинца пород различных древних континентальных ядер (3200—2800 млн. лет назад) и что последующая история докембрийских щитов характеризуется все возрастающей дифференциацией вещества земной коры, приводящей, в частности, к неодинаковому распределению урана, тория и свинца главным образом в результате процессов выветривания и осадконакопления. Эпохи магматизма прерывали эти процессы, обуславливая локальное перемешивание или усреднение материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Тугаринов, Л. К. Гаврилова, В. П. Бедринов. Эволюция изотопного состава свинца гранитоидов в докембрии.— В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии, вып. 1. М., Атомиздат, 1963.
2. E. J. Catanzaro, P. W. Gast. Isotopic composition of lead in pegmatitic feldspars.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1960, **19**, 113.
3. B. R. Doe, R. E. Zartman. Plumbotectonics I, The Phanerozoic.— In: «Geochemistry of Ore Deposits» (H. Barnes, ed.): 1976.
4. K. Sato. Unilateral isotopic variation of Miocene ore leads from Japan.— *Econ. Geol.*, 1975, **70**, 800.
5. Jaffrey et al. *Phys. Rev. S.*, 1971, **4**, 1889.
6. LeRoux et al. Proc. Nat'l. Conf. on Nuclear Energy, Pretoria, South Africa, 1963.
7. G. R. Tilton, R. H. Steiger. Mineral ages and isotopic composition of primary lead at Manitouwadge, Ontario.— *J. Geophys. Res.*, 1969, **74**, 2118.
8. J. S. Stacey, M. H. Delevaux, T. J. Ulrych. Some triple-filament lead isotope ratio measurements and an absolute growth curve for singlestage leads.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, **6**, 16.
9. T. E. Krogh, G. L. Davis. Zircon ages of Archean metavolcanic rocks in the Canadian Shield.— *Ann. Rep. Director Geophys. Lab.*, 1971, 241.
10. R. D. Russell, R. M. Farquhar. Lead isotopes in geology. New York, «Interscience Publ.», 1960.
11. G. L. Cumming, P. J. Gudjurgis. Alteration of trace lead isotope ratios by post ore metamorphic and hydrothermal activity.— *Can. J. Earth Sci.*, 1973, **10**, 1782.
12. E. R. Kanasiwich, R. M. Farquhar. Lead isotope ratios from the Cobalt-Noranda areas, Canada.— *Can. J. Earth. Sci.*, 1965, **2**, 361.
13. C. A. Anderson, P. M. Blacet, L. T. Silver, T. W. Stern. Revision of Precambrian stratigraphy in the Prescott-Jerome areas, Yavapai County, Arizona.— *U. S. Geol. Survey Bull.*, 1971, 1234-C, C16.
14. R. L. Clayton, A. Baker. Pb—Pb ages of a galena sample from the Bruce mine, Yavapai County, Arizona.— *Isochron/West*, 1973, N 6.
15. L. T. Silver. U—Pb isotope relations and their historical implications in Precambrian

- zircons from Bagdad, Arizona.—*Geol. Soc. Am. Abstracts for 1966, Spec. Paper 101.*
16. A. C. Mukherjee, M. R. Stauffer, H. Baadsgaard. The Hudsonian orogeny near Flin Flon, Manitoba: a tentative interpretation of Rb/Sr and K/Ar ages.—*Can. J. Earth Sci.*, 1971, 8, 939.
 17. W. F. Slawson, R. D. Russell. A multistage history for Flin Flon lead.—*Can. J. Earth Sci.*, 1973, 10, 582.
 18. W. R. Van Schmus, E. M. Thurman, Z. E. Peterman. Geology and Rb—Sr chronology of Middle Precambrian rocks in Eastern and Central Wisconsin, 1975, 86, 1255.
 19. O. Kouvo. Radioactive age of some Finnish Precambrian minerals.—*Finlande Cimme. Geol. Bull.*, 1958, 182, 70.
 20. O. Kouvo, G. R. Tilton. Mineral ages from the Finnish Precambrian.—*J. Geol.*, 1966, 74, 421.
 21. G. W. Wetherill, O. Kouvo, G. R. Tilton, P. W. Gast. Age measurements on rocks from the Finnish Precambrian.—*J. Geol.*, 1962, 70, 71.
 22. P. H. Reynolds. A U—Th—Pb lead isotope study of rocks and ores from Broken Hill, Australia.—*Earth and Plan. Sci. Letter*, 1971, 12, N 2.
 23. T. J. Ulrych, R. D. Russell. Gas source mass spectrometry of trace leads from Sudbury, Ontario.—*Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964, 28, 455.
 24. C. E. Hedge, Z. E. Peterman, W. A. Braddock. Age of the major Precambrian regional metamorphism in the Northern Front Range, Colorado.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, 1967, 78, 551.
 25. J. C. Antweiler, B. R. Doe, M. H. Delevaux. Lead isotope and other evidence on the bedrock source of placer gold at Hahn's Peak, Colorado.—*Econ. Geol.*, 1972, 62, 302.
 26. B. R. Doe. Distribution and composition of sulfide minerals at Balmat, New York.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, 1962, 73, 833.
 27. L. T. Silver. A geochronologic investigation of the anorthosite complex, Adirondak Mountains, New York.—In: «Origin of Anorthosite and Related Rocks». New York State Mus. and Sci. Service Mem., 18, 1969.
 28. L. T. Silver. U—Pb isotopic data in zircons of the Grenville series of the Adirondak Mountains, New York.—In: «Trans. Am. Geophys. Union», A6, 1965.
 29. L. E. Long, J. L. Kulp. Metamorphic history of the New York City region.—*Geol. Soc. Am. Bull.*, 1962, 73, 969.
 30. R. G. Ostic, R. D. Russell, R. L. Stanton. Additional measurements of the isotopic composition of lead from stratiform ore deposits.—*Can. J. Earth Sci.*, 1967, 4, 245.
 31. A. H. Lang, A. M. Goodwin, R. Mulligan, D. R. E. Whitmore, G. A. Gross, R. W. Boyle, A. G. Johnston, J. A. Chamberlain, E. R. Rose, Ch. V. Economic minerals of the Canadian Shield.—In: «Geology and Economic Minerals of Canada» (R. J. W. Douglas, ed.). Dept. of Energy, Mines, and Resources, Canada.—*Econ. Geol. Rpt.*, 1970, N 1.
 32. D. L. Giles. Massive sulphide deposits in Precambrian rocks, Northern New Mexico.—In: «Base metal and fluorspar districts of New Mexico». A Symposium (abstract), 1974.
 33. D. F. Sangster. Isotopic studies of ore-leads in the Hanson Lake-Flin-Flon-Snow Lake mineral belt.—*Can. J. Earth Sci.*, 1972, 9, 500.
 34. P. K. Sims. Precambrian tectonics and mineral deposits, Lake Superior region.—*Econ. Geol.*, 1976.
 35. C. A. Anderson, Y. T. Nach. Geology of the massive sulfide deposits at Jerome, Arizona—a reinterpretation.—*Econ. Geol.*, 1972, 67, N 7.
 36. P. Krieger. Geology of the zinc-lead deposits at Pecos, New Mexico.—*Econ. Geol.*, 1932, 37, pt. 1, 344, pt. 2, 450.
 37. G. T. Harley. The geology and ore deposits of northeastern New Mexico, Bureau Mines Bull., 1940, 15, 102.
 38. M. Tatsumoto. Lead isotopes in volcanic rocks and possible ocean-floor thrusting beneath island arcs.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1969, 6, 369.
 39. A. Kahma. The main metallogenic features of Finland.—*Geol. Soc. of Finland Bull.*, 1973, 265.
 40. R. L. Stanton. A preliminary account of chemical relationships between sulphide lode and «banded iron formation» at Broken Hill, New South Wales.—*Econ. Geol.*, 1972, 67, 1128.
 41. J. E. Thomson. Geology of the Sudbury Basin.—In: 65th Ann. Rep., Ontario Dept. Mines», 1956, 65, 1.
 42. A. Huhma, M. Huhma. Contribution to the geology and geochemistry of the Outokumpu region.—*Bull. Geol. Soc. Finland*, 1970, 42, 57.
 43. M. Makela. A study of sulfur isotopes in the Outokumpu ore deposits, Finland.—*Geol. Survey of Finland Bull.*, 1974, 267, 45.
 44. L. Aho. Ore mineralization at Ritovuori Pihtipudas, central Finland.—*Geol. Survey of Finland Bull.*, 1975, 275, 20.
 45. C. Frondel, J. L. Baum. Structure and mineralogy of the Franklin zinc-iron-manganese deposit, New Jersey.—*Econ. Geol.*, 1974, 69.
 46. D. F. Sangster. Precambrian volcanogenic massive sulfide deposits in Canada.—A review: *Geol. Survey Can.*, 1972.

ЭКЗОГЕННО-МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ЦИКЛЫ, ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СУДЬБА CO_2 И РУДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ДОКЕМБРИИ

В. А. Теняков

Развитие в последние годы наших знаний в области осадочной геологии докембрия привело к настоящему времени к рождению по существу принципиально нового учения о ведущей и определяющей роли в формировании земной коры экзогенных, биогенных и метаморфических процессов [1].

Становление этого нового подхода к пониманию геологической истории Земли, существенно нового взгляда на главные процессы, приводящие к образованию преобладающей массы горных пород, во всяком случае верхней, сиалической, части земной коры, постепенно, но неизбежно начало оказывать влияние на переосмысливание причинно-следственных и временных связей между этими главными процессами, создававшими и трансформировавшими поверхностную оболочку нашей планеты, и многими другими важными процессами и явлениями в земной коре и, в частности, выделениями из земных недр некоторых газов.

В 1970 г., на основе доказанной весьма широкой распространенности в докембрии углеродсодержащих первично-осадочных пород и постоянного нахождения в них многих газообразных углеводородов, в том числе нефтяного ряда, было сформулировано [2] понятие об «углеводородном дыхании» древнейших первично-осадочных метаморфических толщ и сделан вывод о влиянии этого источника углеводородов на происхождение и баланс углеводородных скоплений в осадочных чехлах континентов.

Одновременно с этим исследования по метаморфизму смешанных глинисто-карбонатных пород докембрия привели нас [3] к выводу об освобождении из метаморфизирующихся пород данного класса углекислоты, что способствовало рождению понятия об углекислом дыхании осадочно-метаморфических пород и позволило высказать идею о влиянии этого процесса на эволюцию режима CO_2 в докембрийской атмосфере и гидросфере и на некоторые рудогенные процессы, связанные с метаморфической трансформацией первично-осадочных пород.

Синтез этих новых идей, а также принципиальный учет отторгавшихся в процессе метаморфизма огромных масс воды, других газов атмосферного [4], биогенного [5] и иного происхождения [6] и мобилизуемых этими агентами рудных элементов дали возможность обосновать научное понятие о «жидко-газово-рудном дыхании» метаморфизирующихся осадочных пород докембрия и о влиянии этого процесса не только на состав и эволюцию атмосферы и гидросферы Земли, но и на металлогению докембрия [7].

Становилось все более очевидным, насколько был прав В. И. Вернадский и насколько он далеко предвидел, считая, что осадочно-метаморфические процессы — это процессы мощного и исключительного по масштабам инверсионного механизма, через который определенная часть многих важнейших элементов (компонентов) наружных оболочек Земли циклично обращается в процессе развития земной коры.

Дальнейший анализ и развитие этой идеи применительно к некоторым газам [8] позволили по существу впервые в глобальном масштабе связать развитие осадочно-метаморфических процессов и выделения из земных недр целого ряда элементов — газов и газообразных соединений. Как удалось показать, это действительно своего рода «дыхание» земной коры, когда в зоне развития экзогенных процессов из атмосферы, гидросферы и биосферы извлекаются и связываются в новообразованиях

многие главнейшие компоненты этих систем, а в процессе метаморфизации возникших первично-осадочных образований создаются условия для их высвобождения и возвращения (эманирования) в поверхностную зону. Именно с этими процессами отторжения в процессах метаморфизма H_2O , CO_2 , N_2 , углеводородов и некоторых других газов (H_2) и флюидов, вероятно, связаны процессы мобилизации многих рудных и нерудных компонентов, их перераспределения и, возможно, выделения (накопления) в так называемых процессах метаморфогенного рудообразования и в рудогенных процессах, связанных с ультраметаморфизмом и ультраметаморфическим магмаобразованием.

В настоящей работе мы хотим еще раз коснуться возможной геохимической и рудогенной роли CO_2 , освобождающейся при метаморфизме смешанных глинисто-карбонатных пород, причем как непосредственно в зоне развития метаморфизирующихся пород (или вблизи этой зоны), так и в поверхностной, экзогенной, зоне, куда, как мы допускаем, вполне может попасть заметное количество этой «расконсервированной» из осадочных толщ углекислоты.

В свое время в работе об «углекислом дыхании» метаморфизирующихся осадочных толщ [3] мы кратко обратили внимание на исключительно важные суммирующие данные А. И. Тугаринова и В. Б. Наумова [9] по газово-жидким включениям в метаморфических минералах и в минералах гидротермальных месторождений. Оказалось, что углекислота является чрезвычайно характерным и наиболее распространенным компонентом гидротермальных растворов. Наблюдения при низких температурах очень часто выявляют во включениях наличие жидкой фазы углекислоты; это указывает на содержание CO_2 более 80—100 г/л. К настоящему времени [9] известны сотни наблюдений, подтверждающих широкое распространение CO_2 в минералах гидротермальных месторождений. Все это позволило авторам сделать исключительно важный вывод о том, что гидротермальные растворы нередко представляют собой весьма насыщенные CO_2 природные воды и что такие растворы способны к переносу рудных компонентов в виде сложенных карбонатных комплексов [9].

Таким образом, выявляется исключительное значение декарбонатизации погребенных смешанных глинисто-карбонатных отложений докембрия в возникновении и характере развития метаморфогенного флюида и связанных с ним гидротермальных растворов, а также соответственно в мобилизации и концентрации рудных элементов. Вне всяких сомнений, что эта идея связи гидротермального рудообразования с процессами регионального метаморфизма через механизм реконсервации CO_2 весьма перспективна для дальнейших разработок, а учитывая, что водно-углекислый состав гидротермальных растворов характеризует, судя по включениям, и гидротермальные растворы, весьма удаленные от метаморфических толщ, принципиально важна и для понимания происхождения, и источника рудной нагрузки целого класса немагматогенных гидротерм вообще.

Ранее [3] мы уже останавливались более или менее подробно на некоторых аспектах влияния «углекислого дыхания» метаморфизирующихся осадочных толщ докембрия на состав и эволюцию в этой связи атмосферы нашей планеты. Напомним, что сделанная нами сугубо приближительная количественная оценка этого явления показала, что в отдельные эпохи метаморфизма (если исходить из того, что их было не менее десятка) в атмосферу могло поступать около $0,14 \times 10^{17}$ т CO_2 . Но даже в этом случае концентрация углекислоты в атмосфере и океане, вероятно, повышалась более чем в 100 раз.

Естественно было допустить, что столь заметные периодические колебания в составе атмосферы влияли на интенсивность выветривания, состав и особенности докембрийских осадков. Однако необходимо было

оценить, какое же конкретно влияние могло оказывать периодически увеличивавшееся парциальное давление CO_2 в докембрийской атмосфере. Но ответ на последний вопрос важен не только в связи с развиваемой нами концепцией «углекислого дыхания» земной коры. Как известно, согласно широко распространенному представлению, докембрийская атмосфера отличалась от более поздней, постдокембрийской, некоторыми существенными чертами, и прежде всего отсутствием или незначительностью содержания свободного кислорода и повышенным количеством углекислоты. Сугубо качественный учет этих предполагаемых особенностей докембрийской атмосферы приводил целый ряд исследователей к представлениям (подчеркнем: тоже гипотетическим) о специфичности возникавших в те эпохи кор выветривания и соответственно осадочных пород. В частности, нередко именно с предполагаемым более высоким парциальным давлением CO_2 в докембрийской атмосфере связывалось представление о кислых или даже очень кислых дождевых водах и о низком значении рН (2,5—1,5 и ниже) поверхностных вод арены древнейшего экзогенеза вообще. Как следствие этого допускалось (а отдельными исследователями даже аксиомизировалось) существенно отличное по сравнению с известным нам по фанерозою течение процессов выветривания и осадкообразования, развитие глобальных гипергенных хомогенных процессов рудообразования и т. п.

По мере познания геологии, литологии, геохимии реальных и конкретных продуктов докембрийского выветривания [10] и древнейших осадочных пород Земли [11, 12] становилось ясно, что даже в самом глубоком докембрии не возникало ни сколько-нибудь экзотических, ни даже просто существенно отличных от более поздних продуктов выветривания или осадков, а общий ход экзогенеза и литогенеза, в частности, в принципе не отличался от основных черт развития поверхностных процессов в более поздние эпохи [1, 13].

Таким образом, с одной стороны, есть определенные основания считать, что докембрийская атмосфера, во всяком случае по содержанию CO_2 , действительно отличалась (вероятно, в отдельные периоды) от постдокембрийской, а с другой — мы не видим существенной или сколько-нибудь закономерной специфики тех продуктов, которые формировались в столь необычных условиях и которые, казалось бы, должны были отразить эту особенность газового состава древней атмосферы. Говоря конкретнее, мы просто не улавливаем «подкисляющего» влияния метеорных вод или сильно кислого характера поверхностных вод вообще на течение гипергенных процессов и тем более на изменение направленности основных реакций в поверхностных процессах.

Проведенный нами в этой связи анализ зависимости между возможными (допускаемыми) концентрациями CO_2 в древней атмосфере и рН соответствующих им атмосферных (метеорных) вод [14] показал (табл. 1), что достаточно кислые атмосферные (воды до рН 3,4) будут иметь место за счет углекислого газа атмосферы лишь при очень высоких и маловероятных давлениях CO_2 (превышающих современный уровень в 1000 и более раз) и, таким образом, ранее существовавшие гипотетические представления о сверхкислых дождях и сверхкислых поверхностных водах, обусловленных CO_2 атмосферы, должны быть оставлены¹.

Исходя из многих данных, в том числе из экспериментальных работ Педро [15], следует считать [7], что, вероятно, периодическое и значительное увеличение парциального давления CO_2 в докембрийской атмосфере выражалось лишь в интенсификации процессов выветривания, в повышении мощности и степени зрелости формировавшихся продуктов выветривания (в том числе и продуктов латеритного характера), но не при-

¹ В указанной работе мы не обсуждали возможное воздействие на рН поверхностных вод кислых вулканических газов — HCl , HF , SO_2 и других, так как это совершенно самостоятельная проблема и требует отдельного рассмотрения.

водило к каким-либо принципиальным изменениям в направленности известных нам процессов гипергенного преобразования алюмосиликатных горных пород. Не следует также забывать, что в среднем земные алюмосиликатные породы — это исключительно мощный щелочной буфер, который должен постоянно и достаточно эффективно сдерживать увеличение в поверхностных водах концентрации водородных ионов, не давая возможности развиваться в контакте с ними глобально проявляемым сильнокислым средам. Таким образом, даже если допустить, что рН атмосферных осадков в докембрии опускался в среднем до 4,5—4,0¹ (за счет увеличения P_{CO_2}), то и в этом случае рН поверхностных вод никак не мог бы удерживаться в этих пределах, а был бы неминуемо выше (тоже в среднем) за счет постоянно идущей мобилизации из алюмосиликатных пород суши K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Это соображение хорошо подтверждается и наблюдаемыми в настоящее время величинами рН метеорных вод

Таблица 1

Значение рН атмосферных вод, создаваемых углекислым газом атмосферы

P_{CO_2} , атм	T, °C					P_{CO_2} , атм	T, °C				
	5	25	50	75	90		5	25	50	75	90
10 ^{-3,5}	5,595	5,66	5,75	5,85	5,905	10 ⁻¹	4,345	4,41	4,5	4,6	4,655
10 ⁻³	5,345	5,41	5,5	5,6	5,655	1	3,845	3,91	4,0	4,1	4,155
10 ⁻²	4,845	4,91	5,0	5,1	5,155	10	3,345	3,41	3,5	3,6	3,655

(в среднем 5,7) [16] и вод суши (реки, озера, грунтовые воды, воды почв, ~6,8). Как известно [17], континенты при выветривании «вдыхают» существенные количества CO_2 из атмосферы, понижая тем самым своего рода ее кислотный резерв.

Своеобразным индикатором, подтверждающим нормальное течение процессов выветривания в докембрии, является факт периодического развития процессов латерито- и бокситообразования в пределах практически всей обозримой геологической истории Земли начиная с 3200 млн. лет назад [7, 18]. Геохимическая природа бокситов и ряд других данных [19] не оставляют сомнений в том, что латеритный процесс был основным и, по-видимому, единственным процессом, создававшим бокситовое вещество в геологической истории Земли, а его физико-химическая суть [20, 21] не позволяет развиваться этому процессу при рН 4,0. Следовательно, если наиболее яркий и контрастный акт гумидного литогенеза протекал в докембрии в рамках закономерностей, проявлявшихся в более поздние эпохи, то и условия его реализации в докембрии, в том числе и по щелочно-кислотному параметру, не зависят от допускаемого более высокого содержания CO_2 в древнейшей атмосфере.

В связи с установленным должны быть скорректированы и отдельные теоретические выводы и некоторые гипотезы о характере докембрийских гипергенных процессов, в частности о существовании на ранних этапах геохимической истории Земли глобальных гипергенных хемогенных эпох рудообразования и т. п., обусловленных допускаемым повышенным содержанием CO_2 в атмосфере.

Таким образом, метаморфизм грандиозных масс первично-осадочных толщ докембрия приводит к мобилизации и отторжению от метаморфизирующихся пород исключительно больших масс не только воды, но и углекислоты, различных углеводов, других газов и многих рудных и нерудных компонентов. Недооценивать роль и значение этого «дыхания» метаморфических толщ докембрия уже нельзя. Учитывая массу докем-

¹ При теоретически относительно приемлемых P_{CO_2} атм T° C.

брийских толщ и те расчеты, которые мы сделали при оценке возможных масштабов выделения углекислоты из метаморфизирующихся глинисто-карбонатных пород, углеводородов, могущих эманировать из докембрия в породы вышележащего рыхлого комплекса, можно сделать вывод о том, что «дыхание» метаморфизирующихся толщ должно сказываться и на составе и эволюции в геологическом времени атмосферы и гидросферы Земли. Безусловно влияние периодического массового выделения в атмосферу CO_2 на биологическую активность и соответственно биологическую продуктивность живого вещества, что в дальнейшем находило выражение в более интенсивном скоплении углеродсодержащих образований в первично-осадочных породах докембрия и в конечном счете в трансформации их в углеводородные породы, эманлирующие в вышележащие осадочные породы рыхлого комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. В. Сидоренко. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геол., 1975, № 2.
2. А. В. Сидоренко, С. А. Сидоренко. Об «углеводородном дыхании» докембрийских графитосодержащих толщ.— ДАН СССР, 1970, 192, № 1.
3. А. В. Сидоренко, О. М. Розен, В. А. Теняков, Г. Б. Гиммельфарб. Метаморфизм осадочных толщ и «углекислое дыхание» земной коры.— Сов. геол., 1973, № 5.
4. В. М. Синицын. Спаль. Л., «Недра», 1972.
5. В. Ф. Вольнец. Крутоворот азота и процессы преобразования органического вещества.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 4, кн. 2. М., «Недра», 1975.
6. В. А. Соколов. Геохимия природных газов. М., «Недра», 1971.
7. В. А. Теняков. Бокситообразование в геологической истории Земли и проблема бокситов докембрия.— В кн.: Докембрийские коры выветривания. М., ВИМС, 1975.
8. А. В. Сидоренко, В. А. Теняков, С. А. Сидоренко. Осадочно-метаморфические процессы и «газовое дыхание» земной коры.— ДАН СССР, 1976.
9. А. И. Тугаринов, В. Б. Наумов. Физико-химические параметры гидротермального минералообразования. I Междунар. геохим. конгресс, М., «Наука», 1973.
10. Докембрийские коры выветривания. М., ВИМС, 1975.
11. Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1975.
12. Корреляция докембрия. Тезисы докладов международного симпозиума. М., 1975.
13. В. А. Теняков. О некоторых дискуссионных проблемах экзогенно-метаморфогенной геологии докембрия.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., «Недра», 1975.
14. В. А. Теняков, В. А. Копейкин. Могли ли быть очень кислыми атмосферные и поверхностные воды в докембрии в связи с предполагаемым высоким парциальным давлением CO_2 в докембрийской атмосфере.— ДАН СССР, 1976.
15. Ж. Педро. Экспериментальные исследования геохимического выветривания кристаллических пород. М., «Мир», 1971.
16. Л. Г. М. Басс Беккинг, И. Р. Каплан, Д. Мур. Пределы колебаний рН и окислительно-восстановительных потенциалов природных сред.— В кн.: Геохимия литогенеза. М., ИЛ, 1963.
17. Р. Гаррелс, Ф. Маккензи. Эволюция осадочных пород. М., «Мир», 1974.
18. А. В. Сидоренко, В. А. Теняков. Бокситообразование в геологической истории Земли и «принцип сходства» экзогенных процессов в докембрии и фанерозое.— ДАН СССР, 1976, 226, № 5.
19. В. А. Теняков. Проблема источника и способа формирования веществ бокситов.— В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1972.
20. V. A. Tenjakov. Geochemistry and mechanism of principal act laterite process, I. C. SoB. A., 3-e Congres International, Nice, 1973.
21. В. А. Бронева, В. А. Теняков. Основные физико-химические параметры латеритного процесса (применительно к гиббситовым бокситам).— ДАН СССР, 1976.

СИДЕРИТООБРАЗОВАНИЕ В ФАНЕРОЗОЕ И ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

З. В. Тимофеева

Процессы сидеритообразования, начиная с протерозоя и на протяжении всего фанерозоя, играли важную роль в формировании различных железистых пород и руд. В генетическом отношении сидериты разнообразны. Сидеритообразование происходило в разных фациально-геохимических обстановках и на разных стадиях литогенеза: в условиях диагенетического преобразования осадков, в условиях гипергенеза, в частности в процессе миграции сформировавшихся в диагенезе иловых растворов в подстилающий субстрат, а также под влиянием вулканических эксгалакций. Широко распространен процесс возникновения карбонатов железа в ходе наложенного метасоматического преобразования карбонатных пород (сопряженный с свинцово-цинковой, серебряно-свинцовой, баритовой минерализацией). В течение фанерозоя сидеритообразование происходило в средах, изолированных от кислорода воздуха, и повсеместно представляло собой постседиментационные процессы преобразования осадков и пород.

Осадочное сидеритообразование в фанерозое было связано исключительно с терригенными комплексами и являлось диагенетическим процессом. Напротив, для докембрия, в частности для раннего протерозоя, предполагается седиментационная природа карбоната железа [1]. Для позднего протерозоя, например, в отношении бакальских сидеритов Южного Урала до последнего времени рядом исследователей также допускается возможность седиментационной (или седиментационно-диагенетической) природы карбонатов железа в парагенезисе с карбонатными отложениями. Однако другими исследователями сидеритообразование бакальского типа считается метасоматическим процессом. В настоящей статье кратко охарактеризованы фациально-геохимические и генетические особенности фанерозойского сидеритообразования и сделана попытка сравнительного рассмотрения сидеритообразования в фанерозое и позднем докембрии.

Сидеритообразование осадочно-диагенетического типа особенно широко проявилось в фанерозойской истории Земли. Максимумы его с возникновением рудных концентраций сидеритов падают на эпохи, характеризующиеся влажным, теплым климатом и широким развитием наземной растительности (карбон, юра). Можно выделить два основных типа сидеритов осадочно-диагенетического происхождения — конкреционно-цементационные сидериты, связанные с гематит-шамозит-сидеритовыми оолитовыми железными рудами, и сидериты, приуроченные к терригенным песчано-алевритоглинистым толщам. Первые возникали в условиях усиленного поступления железа с континента в относительно удаленной от последнего области накопления железистых осадков на стадии, следующей за раннедиагенетической стадией образования силикатов железа [2]. Накопление терригенных сидеритоносных толщ второго типа происходило в широком диапазоне фациальных обстановок (морских, параличских и лимнических) и геотектонических регионов (на платформах, в миогеосинклинальных и краевых прогибах и межгорных впадинах). Сидериты формировались в неизвестковистых алевритоглинистых осадках в ходе диагенетической генерации и перераспределения карбонатов железа, приводящего к образованию сидеритовых конкреций, конкреционных прослоев и линз.

Примечательно, что даже интенсивное сидеритообразование в этом случае могло иметь место на фоне обычных кларковых (или близких к кларковым) содержаний железа [3—5]. Но обязательным условием фор-

мирования сидеритоносных отложений являлось повышенное содержание реакционноспособного органического вещества в потенциально сидеритоносных осадках (в 2—2,5 раза большее по сравнению с таковым в несидеритоносных отложениях [6]). Преобразующееся в процессе диагенеза органическое вещество, контролируя физико-химическую среду осадка, не только выступает в роли редуцента Fe^{3+} , но и является главным источником углерода сидерита. Как показали изотопные исследования, при образовании сидерита определяющая роль принадлежит биохимической углекислоте, образующейся при деструкции органического вещества.

Одной из важных геохимических предпосылок диагенетического сидеритообразования, особенно в тех случаях, когда оно протекает при ограниченных резервах реакционноспособного железа в осадках, является подавление других железопотребляющих реакций, таких, как образование силикатов и сульфидов железа. Образование силикатов железа активно протекает на стадии раннего диагенеза в относительно щелочных илах, несколько обогащенных реакционноспособными Al_2O_3 и SiO_2 . Невысокие содержания последних и относительно низкие значения pH в илах сидеритоносных отложений ограничивают активное течение реакций, ведущих к образованию железистых силикатов. Одним из главных диагенетических процессов, конкурирующих с сидеритообразованием в морских осадках, является формирование сульфидов железа [7, 8, 9].

Как показало изучение парагенезов железистых минералов в конкрециях, во времени образование сульфидов железа протекает раньше сидеритообразования. Сидерит возникает в осадке при высоком парциальном давлении CO_2 , но лишь в отсутствие сульфидного иона, что возможно при быстром захоронении осадков. Следовательно, необходимым условием для возникновения потенциально сидеритоносных отложений являются высокие скорости осадконакопления, ограничивающие во времени сульфатредукцию. Поэтому для формирования высоких концентраций диагенетических сидеритов особенно благоприятны были относительно неглубокие придельтовые участки морского бассейна в пределах устойчиво погружавшихся геосинклинальных прогибов, сопряженных с широким развитием болотообразования в синхронных горизонтах наземных бельтовых обстановок (например, ааленские руды Дагестана [6], нижнекаменноугольные сидериты Кожим-Нортнича на Северном Урале и др.). Именно здесь создаются в илах устойчивые во времени и на площади высокие концентрации CO_2 , пониженные значения pH, подавляется участие железа в образовании сульфидов и на фоне повышенной генерации $FeCO_3$ возникают рудные скопления сидеритов (рис. 1). В пресноводных болотно-озерных условиях также нередко наблюдается высокая интенсивность генерации сидерита; малые мощности отложений, особенно на платформах, препятствуют образованию крупных его скоплений.

Для состава диагенетических сидеритов характерно присутствие изоморфных примесей Ca и Mg. Наиболее высокие концентрации свойственны морским сидеритам, являющимся обычно сложными изоморфными смесями типа сидероплезитов, листомезитов и их кальциевыми

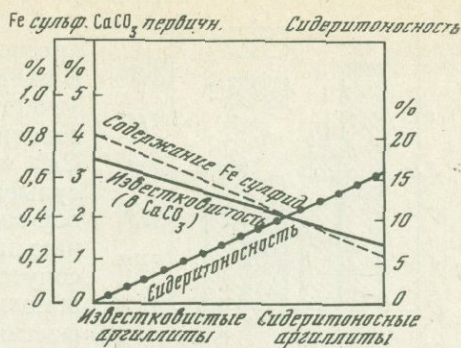


Рис. 1. Соотношение сульфидного железа, известковистости и сидеритоносности в алеврито-глинистых отложениях аалена Дагестана

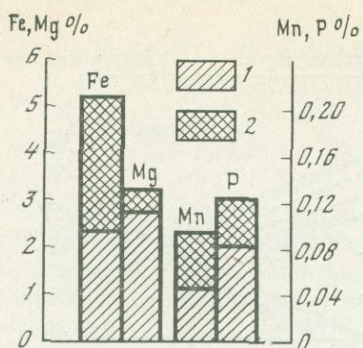


Рис. 2. Степень концентрации Fe, Mg, Mn и P при формировании рудных скоплений диагенетических сидеритов (J_2^a , Дагестан)

разностями в отличие от маломagneйных сидероплазитов, образующимся в пресноводно-озерно-болотных условиях. Важнейшим источником повышенного количества Ca и Mg, участвующих в образовании морских сидеритов, являются Ca^{2+} и Mg^{2+} , освобожденные в результате сульфатредукции и накопившиеся в иловой воде параллельно с HCO_3^- . Образованию диагенетических сидеритов постоянно сопутствуют марганец, изоморфно замещающий железо в решетке сидерита, и фосфор, соосаждающийся с сидеритом в виде фторапатита на ранней стадии формирования сидеритовых конкреций. В процессе формирования сидеритов, как следует из примера Приамурского месторождения осадочно-диагенетических сидеритов (рис. 2), марганец концентрируется более интенсивно, чем железо. Увеличе-

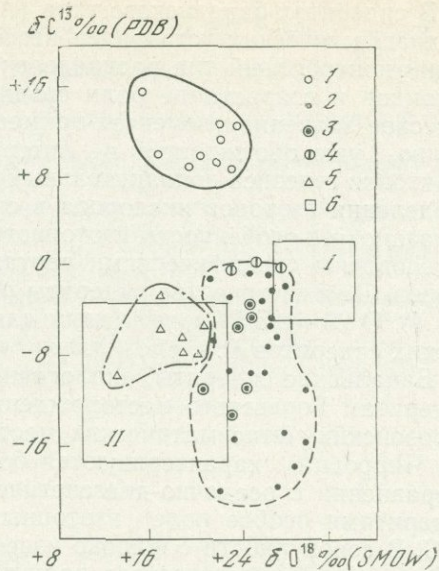
ние исходного содержания этих элементов в сидеритоносных отложениях приводит к значительному повышению их диагенетического перераспределения с образованием манганосидеритов, фосфато-сидеритов. Различия в количестве реакционноспособных Ca, Mg, Mn и P, связанные с особенностями состава вмещающих отложений, обуславливают широкий диапазон колебаний в содержании этих элементов в диагенетических сидеритах. Показателем фациального типа вмещающих отложений является соотношение CaO/MgO в карбонатной составляющей сидеритов (для морских и пресноводно-озерных обстановок оно заключено соответственно в интервалах 0,1—1,2 и 1,0—2,7).

В последние годы было показано [12, 13, 14, 15], что осадочно-диагенетическое сидеритообразование имело место не только в фанерозое, но и в рифее. Осадочно-диагенетические сидериты рифея представлены, как и фанерозойские, двумя главными типами — сидеритами, связанными с железными гидроокисно-хлорит-сидеритовыми рудами (цементационный сидерит ангаро-питского железорудного комплекса Енисейского кряжа), а также конкреционными и линзовидно-пластовыми сидеритами терригенных комплексов. Наиболее древние из достоверных диагенетических конкреционных сидеритов установлены из нижнего и среднего рифея восточной части Сибирской платформы (гонамская, кумахинская и нельканская свиты в Майской впадине) и из терригенных геосинклинальных отложений (зигазино-комаровская свита) Южного Урала. Особый интерес представляло изучение зигазино-комаровской свиты, стратиграфически близкой к бакальской свите, но резко отличающейся от последней по составу и генезису сидеритов [12]. Конкреционные сидериты зигазино-комаровской свиты по составу, морфологии, соотношениям с вмещающими глинистыми сланцами, обогащенными S_{org} (до 4% при фоновом содержании в сланцах 0,3—0,4%), по характеру рассеянных аутигенных силикатных и карбонатных минералов [13] весьма близки к описанным выше фанерозойским диагенетическим сидеритам. Как показало геохимическое изучение сидеритоносной толщи нижнебуланской подсвиты, при образовании этих сидеритов также происходило перераспределение кларкового железа и концентрации $FeCO_3$ в виде конкреции и пластово-линзовидных тел, приуроченных к прослоям, обогащенным алевритовым и псамитовым материалом.

Особенностью состава карбонатной составляющей изученных рифейских сидеритов, отличающей их от морских фанерозойских сидеритов, является пониженное содержание Ca и Mg. Сумма изоморфных $CaCO_3$

Рис. 3. Изогонный состав кислорода и углерода сидеритов разного генезиса

- 1 — пресноводно-озерно-болотные (К, Восточное Забайкалье, [22]);
- 2 — морские (наши данные и [23, 24]);
- 3 — соленатоводные (наши данные и [23, 24]);
- 4 — из морских вулканогенно-осадочных отложений (месторождения Варешского типа — Брлжина, Смерк-Т, Югославия);
- 5 — метасоматические месторождения: Бакальское, Ахтенское — Южный Урал, Горевское (Ртз, Енисейский край), Чипровци (См, Болгария), Рудо-Банья (Т, Венгрия);
- 6 — седиментационные карбонаты [25]: I — морские; II — пресноводные



и $MgCO_3$ в решетке рифейских сидеритов зигазино-комаровской свиты и сидеритов рифея Майской впадины не превышает 6—7%. Минералогически они представлены маломagneйными сидеропластами с небольшой примесью изоморфного $CaCO_3$. Этой особенностью состава морских рифейских сидеритов на первый взгляд противоречит представление об обогащении рифейских морских вод щелочными землями [16] по сравнению с водой более поздних морей. Относительно высокое содержание $\delta^{18}O$ (22,9 — 25,5‰), типичное для фанерозойских морских диагенетических сидеритов, а также низкое соотношение CaO/MgO в составе сидеритов (0,1—1,1) не позволяют связывать это явление с опресненностью рифейских бассейнов.

Возможно, что указанные отличия состава рифейских сидеритов отчасти имеют вторичный характер и обусловлены в определенной мере метаморфогенной перекристаллизацией карбонатов железа, в процессе которой сидерит очищался от изоморфных примесей. Как видно из рис. 3, в рифейских сидеритах относительно понижено также содержание фосфора, что соответствует фоновому содержанию во вмещающих сланцах, примерно в 2 раза меньшему по сравнению с таковым для глинистых пород фанерозоя, а усиленная концентрация Mn ($K > 10$), аналогично фанерозойскому сидеритообразованию, сопровождается резкой убылью Mn во вмещающих глинистых сланцах [13].

Как уже упоминалось в начале статьи в отношении генезиса позднепротерозойских сидеритов, ассоциирующих с карбонатными толщами (бакальский тип), существуют различные точки зрения на их генезис — осадочно-диагенетическая и метасоматическая. Не вдаваясь в детали обсуждения этой проблемы, широко дискутируемой в литературе, отметим, что для понимания генезиса бакальских сидеритов существенный интерес представляет сравнение их состава с составом рассмотренных заведомо диагенетических сидеритов рифейского и фанерозойского возраста, с одной стороны, и, несомненно, с метасоматическими фанерозойскими сидеритами — с другой (например, с сидеритами месторождения Рудо-Банья, Кремиковци и др.). Сравнение характера распределения изоморфных примесей Ca, Mg, особенно содержания P, показывает, что бакальские сидериты гораздо ближе к фанерозойским метасоматическим сидеритам, чем к рифейским и фанерозойским осадочно-диагенетическим. Интересен в этом отношении состав редкоземельных элементов (TR).

В сидеритах бакальского типа (Ахтенское месторождение) в отличие от диагенетических установлен несвойственный для осадочных образований контрастный тип распределения TR: резкий дефицит легких лантаноидов и возрастание роли средних и одновременно тяжелых. Генетическое значение элементов-примесей, сопутствующих сидеритообразованию, уже обсуждалось в литературе [17, 18]. Существенный для трактовки генезиса дополнительный критерий получен при изучении распределения изотопов кислорода в сидеритах разного генезиса [19]. Было показано, что особенности изотопного состава формирующихся сидеритов обусловлены специфическими чертами воды минералообразующих растворов. Диагенетические сидериты рифея характеризуются содержанием ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}$ 23 — 25,5‰), типичным для фанерозойских морских диагенетических сидеритов (см. рис. 3).

Бакальские сидериты, аналогично гидротермально-метасоматическим сидеритам Горевского месторождения (Pt_3), а также сидеритам из фанерозойских метасоматических месторождений (Рудо-Банья, Кремиковци, Чипровци), характеризуются более легким кислородом и образуют в сравнении с осадочно-диагенетическими и вулканогенно-осадочными сидеритами особое поле изотопных значений в координатах $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$. В совокупности с широко известными геологическими аргументами в пользу метасоматического происхождения сидеритов бакальской свиты [18, 20] эти факты дополнительно свидетельствуют о вторичной наложенной сидеритизации, а не о своеобразии условий рифейского литогенеза, предполагавшегося сторонниками осадочной гипотезы [21].

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Тугаринов, И. А. Бергман, Л. К. Гаврилова. Фациальная природа железистой формации Кривого Рога.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев, «Наукова думка», 1972.
2. Н. М. Страхов. Парагенезы аутигенных минералов в осадочных рудах и факторы, их определяющие.— Литология и полезные ископ., 1964, № 4.
3. Н. М. Страхов. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5.
4. Н. М. Страхов. Основы теории литогенеза, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
5. З. В. Тимофеева. К вопросу об условиях формирования рудных скоплений железа в диагенезе.— ДАН СССР, 1961, 140, № 5.
6. З. В. Тимофеева. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд.— Литология и полезные ископ., 1963, № 1.
7. Н. М. Страхов. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 23.
8. Л. А. Гуляева. Геохимия отложений девона и карбона Куйбышевского Поволжья. М., Изд-во АН СССР, 1956.
9. С. D. Curtis. Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments.— Geoch. Cosmochim. Acta, 1967, 31, N 11.
10. Д. А. Виталь. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
11. Н. Г. Бродская. Конкреции в третичных отложениях Сахалина.— В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
12. З. В. Тимофеева. Сидеритообразование в позднем докембрии.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., «Наука», 1973.
13. Г. В. Карпова, З. В. Тимофеева. Литогенез и стадии изменения рифейских отложений Южного Урала.— Литология и полезные ископ., 1973, № 2.
14. Л. В. Зуев. Отложения зигазино-комаровской свиты на Бакальском рудном поле.— Сов. геол., 1967, № 2.
15. М. П. Красильникова, В. Т. Гудзенко. Геохимические условия формирования верхнепротерозойских и кембрийских отложений Майской впадины в связи с перспективами их нефтегазоносности.— Бюл. НТИ. Сер. «Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа», 1969, № 5.
16. Ю. П. Казанский. Сопоставление основных особенностей выветривания и осадконакопления в рифее и дорифее.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1973.
17. Д. Архангельский, Е. В. Копцева. К познанию химического состава железных руд СССР.— Труды Научно-исслед. ин-та геол. и минер., 1935, вып. II.

18. А. Н. Заварицкий. К вопросу о происхождении железных руд Бакала.— Труды Ин-та геол. наук, 1939, вып. 13, № 2.
19. З. В. Тимофеева, Е. И. Донцова, Л. Д. Кузнецова. Изотопы кислорода и процессы сидеритообразования.— Геохимия, 1976, № 9.
20. А. Л. Яницкий, О. П. Сергеев. Бакальские железорудные месторождения и их генезис.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 73.
21. З. М. Старостина. Сидеритоносная формация рифея Западного склона Южного Урала.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 21.
22. P. Fritz, P. J. Binda, R. E. Folinsbee. Isotopic composition of diagenetic siderites from Cretaceous sediments in Western Canada.— J. Sediment. Petr., 1971, 41, N 1.
23. W. A. Hodgson. Carbon and oxygen isotope ratios in diagenetic carbonates from marine sediments.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, 30, N 12.
24. J. Hoefs. Kohlenstoff und Sauerstoff — Isotopen — untersuchungen an Karbonat—konkretionen und umgebenden Gestein.— Contr. Miner. Petrol., 1970, 27, N 66.
25. M. L. Keit, G. M. Anderson, R. Eichler. Carbon and oxygen isotopic composition of mollusk shells from marine and fresh water environments.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 28, 1757.

О ЕДИНСТВЕ ИСТОЧНИКОВ ПОРОДО- И РУДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ ИХ ПРИРОДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

С. Т. Бадалов

Проблема выявления источников различных ценных компонентов в месторождениях является одной из наиболее сложных в геологии [1—15]. Значительным вкладом в решение данной проблемы являются работы А. И. Тугаринова [10, 14, 15], многочисленные доклады на совещаниях по метаморфогенному рудообразованию [16—18]. Весьма интересны сведения об активной роли вмещающих пород различного состава в качестве источника как рудообразующих, так и породообразующих компонентов [19—21]. Решение этой проблемы позволит более обоснованно подойти к оценке перспективности рудных полей, районов и регионов на различные типы эндо- и экзогенных, а также метаморфогенных месторождений.

К сожалению, во многих опубликованных работах авторы ограничивают решение проблемы источника вещества изучением только рудообразующих компонентов, считая это вполне достаточным для характеристики всей физико-химической системы. Несомненно, что подобный подход не может способствовать объективному решению проблемы в целом, так как многие рудообразующие компоненты столь тесно связаны с компонентами пород, что обычно только совместно с ними образуют значительные концентрации. Наиболее характерной в этом отношении является связь золота с кремнеземом почти независимо от формы его нахождения — от свободного (опал, халцедон, кварц) до различных типов силикатов. По этой причине почти все известные концентрации золота тяготеют либо к силикатным породам, либо к продуктам их изменений — окварцованным породам и кварцитам, а также кварцевым жилам.

Несмотря на это, в отдельных работах [22] утверждается, что поведение рудообразующих элементов (в частности, золота) в процессах, ведущих к их концентрациям, почти не зависит от породообразующих компонентов (кремнезем, железо и др.), т. е. общезвестная приуроченность концентраций золота к свободному кремнезему является случайной, что противоречит химизму значительных по масштабам процессов, предшествующих и сопровождающих образование локальных концентраций золота (среднее содержание золота обычно составляет 0,000X—0,00X%).

Свинцово-цинковое оруденение по карбонатным породам (особенно магнезиальным) сопровождается обычно скарированием и серпентинизацией, тогда как в изверженных породах от среднего до кислого состава — хлоритизацией и серицитизацией. Столь тесная зависимость между составом вмещающих пород и концентрацией рудных компонентов во многих случаях трудно объяснима с позиций привноса извне рудообразующих компонентов именно в тот момент, когда в системе почти завершились метасоматические процессы с образованием зональной колонки минеральных парагенезисов.

В последние годы среди геологов, отстаивающих представления о привносе извне всех рудных компонентов, появляется все больше сторонников представлений, основанных на новейшем фактическом материале, о местном характере главнейших рудо- и породообразующих компонентов — кремнезема, железа, магния, кальция, щелочей, глинозема, серы и др. Если для этой группы компонентов сравнительно легко и просто объясняется их концентрация за счет местного источника (или незначительного привноса из подстилающих пород), то для многих рудообразующих и редких элементов подобные расчеты без учета процессов, протекающих во всем объеме рудообразующей системы, нередко приводят к признанию их привноса извне. Однако подобные расчеты для рудных и редких элементов должны обязательно учитывать масштабность и химизм процессов, сопровождающих оруденение, так как именно для этих элементов характерен (в связи с их резко выраженной халькофильностью) почти полный вынос из всего объема пород, подвергшихся метаморфизму. Поскольку вмещающие оруденение породы нередко являлись потенциально рудоносными (до 10 раз и более выше кларка для земной коры), при расчетах баланса привноса-выноса компонентов следует учитывать и это обстоятельство. В процессах, предшествующих и сопровождающих оруденение, геохимические свойства многих элементов не остаются постоянными, а постепенно изменяются, переходя в состояние равновесия в изменившейся системе. При этих превращениях некоторые элементы могут одновременно обладать различными геохимическими свойствами (благородным или нейтральным, литофильным, халькофильным и др.), что приводит к сложным парагенезисам минералов. В большинстве месторождений мира общее содержание полезных компонентов, ведущих и редких, обычно не превышает 0,1—3% от рудных тел, а иногда составляет всего 0,0001—0,00001% (золото и часть редких элементов). В последние годы в связи со значительным снижением **кондиций на важнейшие рудообразующие элементы** (для меди до 0,2%, для свинца и цинка в сумме до 2% и т. д.) становится все более очевидным, что при решении вопросов генезиса природных концентраций (в частном случае месторождений) решающим является установление источников не только рудообразующих, но и сопровождающих их породообразующих компонентов. Последние, слагающие нередко более 99% общей массы рудных тел и зон, представлены обычно нерудными минералами околорудных метасоматитов и жильных образований. Для многих известных месторождений устанавливается определенная зависимость между составом вмещающих оруденение пород, процессами их метасоматических изменений и комплексом рудных и редких элементов, образующих концентрации. Подобная связь между составами метасоматитов и оруденением может свидетельствовать о единстве источников всех компонентов, участвующих в становлении рудообразующей физико-химической системы.

Для решения вопроса об источнике всех компонентов при образовании концентраций части из них (халькофильных для сульфидных месторождений, литофильных для кислородной обстановки и т. д.) необходим учет в совокупности всех важнейших факторов — геологических, минералогических и геохимических. Только при этом условии вопрос об ис-

точнике вещества во многих случаях может быть решен однозначно. При этом следует учитывать также масштабность процессов изменений пород, которая нередко определяет общие перспективы возможного оруденения.

Среди общих факторов оценки перспективности возможного оруденения один из важнейших — выявление геохимических провинций, т. е. областей или регионов земной поверхности, в которых уже известны или вероятны повышенные концентрации элементов как в виде месторождений или рудопроявлений, так и в самих вмещающих породах различного состава, генезиса и возраста. По этой причине одна и та же область одновременно может быть геохимической провинцией на различные элементы или их естественно-парагенетические комплексы (в осадочных и эндогенных рудных формациях и т. д.), характеризующей как разновозрастное оруденение (независимо от геологического возраста пород или тектоно-магматических циклов), так и эпигенетическое (обычно эндогенное) или сингенетичное по отношению к вмещающим породам [2].

Возникновение каждой конкретной геохимической провинции является следствием благоприятных сочетаний различных факторов в пределах отдельных блоков земной коры или более узколокальных ее участков в периоды геохимических эпох. Многие из геохимических эпох являются специализированными на отдельные элементы или их естественно-парагенетические комплексы.

В результате многократных пространственных наложений продуктов различных по возрасту геохимических эпох одна и та же область или регион могут являться геохимическими провинциями на несколько разных (иногда однотипных) типов оруденения. В этом отношении наиболее характерны некоторые регионы Средней Азии, относящиеся по возрасту вмещающих пород от докембрия, нижнего палеозоя, среднего карбона до отложений мезозоя (в частности, в мелу) и кайнозоя (россыпи от третичного возраста до современных). Образование разновозрастных концентраций отдельных элементов в пределах одной площади объясняется унаследованным характером специализации региона. Так, например, возникновение концентрации золота в породах среднекарбонного возраста является следствием разрушения более древних месторождений этого региона типа Мурунтау. Наличие разнотипных концентраций различных химических элементов на одной площади может указывать либо на зональность их распределения как по вертикали, так и в горизонтальном направлении, либо о наложении разновозрастных образований.

Решение вопроса об источнике породо- и рудообразующих компонентов при образовании их концентраций в природных физико-химических системах требует разработки соответствующих критериев, рассмотрение которых на примере образования различных золоторудных месторождений (от общих к частным) приводится ниже.

Геологические критерии источников вещества сводятся к следующему.

1. Приуроченность концентраций золота, как правило, к породам определенного состава и возраста. По составу эти породы, если они осадочного или метаморфогенного происхождения, являются весьма обогащенными или пересыщенными кремнеземом. Содержание последнего в породах составляет обычно 60—70% (в среднем 65% и более); кремнезем представлен как в форме силикатов и алюмосиликатов, так и в свободной форме (кварц, халцедон, опал и др.). Потенциально золотоносные породы часто представлены песчанистыми разностями, обогащенными органическим веществом. При процессах метаморфизма органика изменяется вплоть до графита. Наиболее важным является то, что содержание золота в подобных породах чаще всего находится в прямой зависимости от содержания в них кремнезема и органики. Обогащение золотом отдельных ритмосвит и ритмопачек (мощностью в десятки,

реже сотни метров), находящихся в пределах очень мощных толщ (до 10 км и более) осадочных пород, может объясняться естественной дифференциацией вещества в процессе осадконакопления [23].

2. В результате метаморфизма потенциально золотоносных пород в них, как правило, возникают кварцевые метасоматиты и тела линзоподобной формы (размеры от нескольких сантиметров до 1 км и более по простиранию и от нескольких миллиметров до 10 м и более по мощности), которые по отношению к напластованию пород могут быть согласными, согласно-секущими и секущими. Протяженность кварцевых образований на глубину ограничена мощностью свиты и пачки пород. Для некоторых регионов известны факты быстрого массового выклинивания кварцевых жил на глубине всего 100—150 м от современной эрозионной поверхности. Многие из этих золотоносных жил на поверхности имели мощности (в местах раздувов) до 10—15 м и более. Следует особо отметить, что подобные кварцево-золоторудные образования чаще всего не выходят за пределы пород, за счет метаморфизма которых они возникли.

3. Морфология рудных тел и зон и их масштабность. Рудные тела и зоны обычно имеют залегание, согласное вмещающим породам, однако нередко образуются секущие жилоподобные тела или метасоматиты. В некоторых случаях отдельные горизонты осадочных и метаморфических пород, независимо от наличия или отсутствия в них кварцевых образований, являются промышленными по содержанию золота и его спутников.

Масштабы подобного оруденения зависят не только от распространенности самих потенциально рудоносных пород, но и от некоторых локальных особенностей их состава, определяемых фаціальными условиями формирования осадочных формаций.

Так, например, в пределах некоторых регионов Средней Азии повышенные содержания золота отмечены только в тех участках рудоносных горизонтов, которые оказались в благоприятных геологоструктурных условиях и при значительных масштабах рудообразующей системы могли создать локальные концентрации отдельных элементов или их комплексов. Естественно, что при таких процессах в силикатных системах избыточным компонентом обычно оказывается свободный кремнезем, который и создает значительные скопления, обычно являющиеся носителем, а иногда и концентратом золота.

Минералогические критерии источников вещества следующие.

1. Приуроченность золота к кварцу и сульфидам в породах. Характерно, что во вмещающих породах, подвергшихся слабой степени метаморфизма, золото находится в тех же минералах, что и в рудных телах (пирит, арсенопирит, кварц, халцедон, опал и др.). Нередко переход от рудных тел к породам постепенный; граница между ними определяется кондицией на золото, снижение которой приводит к резкому изменению морфологии рудных тел.

2. Сравнительно равномерное распределение минералов-носителей и концентратов золота в породах и рудах. В отдельных случаях пирит и арсенопирит находятся в тонкополосчатой породе, в которой каждая полоска представлена, как правило, одним рудным минералом.

Из геохимических критериев отметим следующие.

1. Отношение золота к серебру в рудах, образованных при активном участии вмещающих пород, обычно составляет от 2—3 до 5—10, так как в собственно эндогенных месторождениях оно, как правило, обратное. Подобное отношение характерно для первично-осадочных, но метаморфизованных месторождений.

2. Пробность золота высокая (от 850 до 950). В связи с очень низким содержанием сульфидных минералов в этих месторождениях пробностью золота определяется и величина отношения золота к серебру в рудах.

Известно, что золото в россыпях (от наиболее древних до современных) является более высокопробным, чем в эндогенных месторождениях. Использование пробности золота для генетических целей рассмотрено в [24, 25].

3. Комплекс элементов, сопровождающих золото в таких месторождениях, характерен для условий их совместного осаждения с органикой в песчано-глинистых породах (мышьяк, железо, сера и др.).

4. Тяготение золота к свободному кремнезему, который в щелочной среде высвобождается из вмещающих силикатных пород. Среднее содержание золота в кварце всей рудообразующей системы обычно составляет сотые или десятые доли грамма на 1 т, тогда как в отдельных, локальных, участках оно достигает промышленных содержаний. Последние являются продуктами кристаллизации наиболее поздних порций рудообразующего раствора.

5. Повышенные содержания золота в метакристаллах рудных минералов, возникших в различных породах в результате их метаморфизма. В самих кристаллах содержание золота уменьшается от центра к периферии, что объясняется резко выраженной халькофильностью золота в момент их зарождения. Совместно с золотом в сульфидах в этих условиях концентрируется большой комплекс халькофильных химических элементов.

6. Форма нахождения золота в неизменных осадочных породах во многих случаях свидетельствует о его синхронности с породами. Золото в них находится: а) в форме самородного россыпного золота различных размеров (от дисперсной до крупных самородков); б) в связи с органическим веществом — от металлоорганических соединений золота в неизменных породах до приуроченности его к продуктам метаморфизма органического вещества. Связь между золотом и органикой в породах в количественном отношении не всегда прямая. Обычно чем больше органического вещества в породах, тем сравнительно меньше в них золота, которое концентрируется, как правило, в тех горизонтах или свитах, обогащенных органикой пород, которые располагаются в мощных толщах пород, относительно обедненных органическим веществом; в) тяготение золота к породам определенного состава, генезиса и возраста — песчанкам, конгломератам, породам, обогащенным свободным кремнеземом и органическим веществом, глинистым породам. В Средней Азии известны подобные концентрации золота в осадочных породах от докембрия до современных.

Таким образом, главнейшими критериями участия вмещающих, потенциально рудоносных, пород в образовании концентраций золота являются: а) стратифицированный характер оруденения, приуроченного к определенным ритмосвитам, пачкам и горизонтам; б) тяготение в пределах свит к алевролит-песчанистым породам, обогащенным органикой и кремнеземом; в) сравнительно простой комплекс химических элементов, сопровождающих золото (мышьяк, вольфрам); г) парагенезис минералов, в котором преобладающими являются различные формы свободного кремнезема (кварц, халцедон, опал) при низком содержании рудных минералов.

Приведенные критерии редко остаются в первоначальном виде, так как с момента их возникновения до настоящего времени руды и вмещающие их породы претерпевают многократный метаморфизм различного характера. Несмотря на это, общие черты их нахождения в конкретной геологической обстановке с характерными минералого-геохимическими особенностями в той или иной мере сохраняются, что и позволяет их учитывать при решении вопросов источника важнейших компонентов и в целом генезиса природных концентраций золота.

ЛИТЕРАТУРА

1. С. Т. Бадалов. О роли преобладающих компонентов в геохимии второстепенных и редких элементов рудных месторождений.— Геохимия, 1965, № 9.
2. С. Т. Бадалов. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварц-золоторудных месторождениях.— В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1966.
3. С. Т. Бадалов. Об одном из критериев выделения геохимических провинций редких элементов.— Узб. геол. журн., 1966, № 4.
4. С. Т. Бадалов, В. И. Виноградов. К вопросу об источниках серы в эндогенных месторождениях северо-западного Карамазара.— В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967.
5. С. Т. Бадалов. Об источнике некоторых компонентов при образовании эндогенных сульфат-сульфидных и кварц-золоторудных месторождений Кураминских гор.— В кн.: К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений.— Труды Каз. ИМСа. Алма-Ата, 1970.
6. С. Т. Бадалов, И. М. Голованов, Э. А. Дунин-Барковская. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, «Фан», 1971.
7. С. Т. Бадалов. Состав вмещающих оруденение пород как активный фактор концентрации вещества.— В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., «Недра», 1972.
8. Я. Н. Белевцев. К вопросу об источниках рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Сов. геол., 1972, № 11.
9. А. И. Тугаринов, С. И. Зыков. О генезисе полиметаллических месторождений Гава-Сумсарского района по данным изотопных исследований свинца.— Бюл. Комис. АН СССР по опред. абс. возр. геол. форм., вып. II. 1956.
10. А. И. Тугаринов. Изотопный состав свинца как один из возможных геохимических поисково-оценочных признаков.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолиздат, 1957.
11. А. И. Тугаринов, А. В. Змеенкова. Об источнике рудного вещества при эндогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1960, № 4.
12. А. И. Тугаринов. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
13. А. И. Тугаринов, А. С. Павленко, И. В. Александров. Геохимия щелочного метасоматоза. М., Изд-во АН СССР, 1963.
14. А. И. Тугаринов. Об эволюции рудообразования в истории Земли.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии МГК. М., «Наука», 1972.
15. А. И. Тугаринов. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973.
16. Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1969.
17. Метаморфогенное рудообразование, ч. I, II. Киев, «Наукова думка», 1972.
18. Медно-порфиновые месторождения Алмалыка. Ташкент, Фан, 1974.
19. В. О. Марно. О возможности генетической связи оруденения с сульфидоносными сланцами.— Труды Междунар. геол. конгр., вып. III. М., «Недра», 1962.
20. Р. В. Нифонтов. К вопросу о хемогенной золотобогатости осадочных пород некоторых районов.— В кн.: Методы исследования минерального сырья. М., Госгеолиздат, 1957.
21. Д. И. Щербаков. О металлогении Средней Азии в свете новых теоретических воззрений.— В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., «Наука», 1967.
22. С. Д. Шер. Металлогения золота. М., «Недра», 1974.
23. В. И. Попов. Баланс химических элементов в земной коре и его значение для поисков полезных ископаемых.— В кн.: Зап. Узбекского отд. ВМО, 1963, вып. 15.
24. В. В. Щербина. О геохимическом значении количественного соотношения Ag/Au.— Геохимия, 1956, № 3.
25. С. Т. Бадалов, Р. П. Бадалова. О генетическом значении пробности золота в эндогенных месторождениях.— Узб. геол. журн., 1964, № 5.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ ЧЕЛАСИНСКОГО ПЛУТОНА И ОРУДЕНЕНИЕ (ХР. ДЖУГДЖУР)

А. Б. Соловьев, В. И. Пузанов

С 1969 по 1974 г. нами проводились геологические исследования Челасинского плутона, являющегося частью Прибрежного батолита (7400 км²) гранитоидов.

Описываемый плутон состоит из шести массивов: Комуйского, Джагдинского, Курьинского, Усть-Курьинского, Олгондинского, Танчинского (рис. 1—3). Вмещающими породами служат терригенно-карбонатные толщи верхнепротерозойского и кембрийского возраста и вулканиты нижнего мела.

В строении мощной толщи (6000—6500 м) верхнепротерозойских образований принимают участие снизу вверх отложения учурской (гонамская (?) свита), аймчанской (маильская, челасинская свиты), майской (энинская, малгинская, ципандинская и лахандинская свиты) и уйской (кандыкская свита) серий. Гонамская, маильская, энинская, омнинская и кандыкская свиты сложены кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Челасинская, малгинская, ципандинская и лахандинская свиты существенно карбонатные и сложены в основном известняками и доломитами с прослоями аргиллитов и алевролитов. На песчаниках и алевролитах кандыкской свиты с угловым несогласием залегают отложения нижнего кембрия (юдомская свита), представленные доломитами, алевролитами и песчаниками, смятыми одновременно с отложениями верхнего протерозоя в пологие асимметричные складки.

Образования верхнего протерозоя и кембрия с резким угловым несогласием перекрываются базальтами, андезитами, дацитами, липаритами и их туфами нижнемелового возраста, залегающими субгоризонтально.

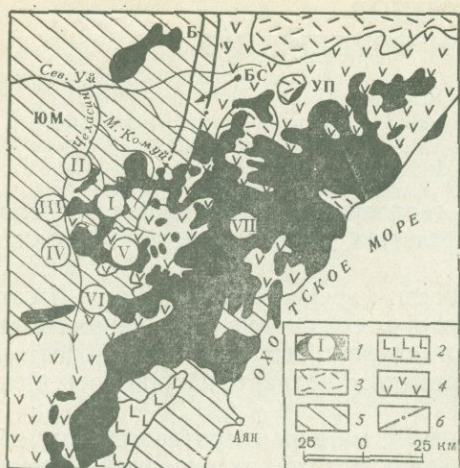
Восточнее Билякчанского разлома (см. рис. 1) отложения маильской свиты были подвергнуты изменениям в условиях зеленосланцевой, реже амфиболитовой ступени метаморфизма.

Основные особенности структурно-морфологического строения плутона сводятся к следующему. Плутон сформировался на восточном крыле и южном периклинальном замыкании Комунской антиклинали, осложненной структурами более высокого порядка. В плане он имеет слабо-вытянутую в субмеридиональном направлении форму в соответствии с общим простираем основных структурных элементов вмещающих пород. Форма плутона сложная, с извилистыми очертаниями линии контакта, падающего в целом от плутона. Выделенные в составе плутона массивы соединяются между собой узкими «рукавами» гранитоидных пород (рис. 4).

С челасинским гранитоидным плутоном пространственно связаны проявления минерализации бора, олова, молибдена, меди, полиметаллов, редких земель. Изучение этих рудопроявлений на исследованной площади показало закономерное распределение их в зоне экзо- и эндоконтакта плутона.

Проявления золотой минерализации в основном связаны с вулканогенными образованиями нижнего мела. Оруденение локализуется в кварцевых жилах и вторичных кварцитах и расположено, как правило, в основании толщи вулканитов.

Проявления редкоземельной минерализации размещаются только в терригенных отложениях маильской свиты в Билякчанской зоне и локализуется в кварц-микроклиновых метасоматитах.



- I — гранитоиды; Прибрежный батолит:
 I — IV — Челасинский плутон;
 I — Комуйский массив;
 II — Усть-Курьинский массив;
 III — Курьинский массив;
 IV — Джагдинский массив;
 V — Олгондинский массив;
 VI — Танчинский массив;
 VII — Прибрежный плутон;
 2 — протерозойские анортозиты;
 3 — вулканогенные образования кислого состава;
 4 — вулканогенные образования среднего и основного состава;
 5 — осадочные образования верхнего протерозоя и кембрия (песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки и доломиты);
 6 — разломы;
 Б — Билякский,
 У — Ульяновский

Рис. 1. Схематическая обзорная геологическая карта. ЮМ — Юдомо-Майская зона переходной складчатости

Наибольший интерес представляют проявления бора, олова, молибдена, меди, свинца и цинка. Высокие концентрации этих элементов пространственно связаны с терригенно-карбонатными образованиями лахандинской свиты и локализуются в скарнах и реже в кварцевых жилах [1, 2].

В связи с этим было изучено поведение компонентов в гранитоидах и вмещающих вулканогенно-осадочных образованиях. Выполнено более 5000 спектральных полуколичественных и более 1000 количественных анализов по представительным пробам весом 5—12 кг.

Результаты количественного спектрального анализа по основным разностям пород приведены в табл. 1, из которой видно, что гранитоиды в среднем характеризуются кларковыми содержаниями бора, меди, свинца и цинка. Олово и молибден превышают кларки в 2—3 раза.

В фациальных рядах содержание цинка и меди увеличивается от кислых разностей к основным. Средние члены рядов несколько обогащены молибденом. Бор, олово и свинец распределены приблизительно в равных количествах по фациям.

Кислые вулканы по сравнению с более основными обеднены медью и цинком, содержание которых меньше кларков в 2 раза.

Карбонатные образования района имеют низкие содержания рудных компонентов, не превышающие кларковые значения.

Терригенные образования характеризуются высокими содержаниями бора (более чем на порядок) и повышенным относительно кларков в 2—3 раза содержанием олова, молибдена, свинца.

Наиболее высокие концентрации бора, олова, молибдена, меди, свинца, цинка установлены для терригенных пород лахандинской свиты. В алевролитах первой и третьей подсвит спектральным анализом установлено постоянное присутствие (0,001—0,1%) меди, (0,01—0,4%) цинка, (0,001—0,01%) свинца, (<0,001—0,001%) молибдена и олова. Содержание бора в алевролитах и бокситах древней коры выветривания, залегающих в основании нижней подсвиты лахандинской свиты, превышает кларковые значения почти на два порядка и составляет 0,04—0,09% [1, 2].

Большой интерес представляют сидеритовые конкреции, образующие отдельные прослои и линзы до 30—40 см в алевролитах первой (нижней) и третьей подсвит лахандинской свиты (мощностью соответственно 50—130 и 80—150 м). В сидеритовых конкрециях содержится 0,01—0,1%

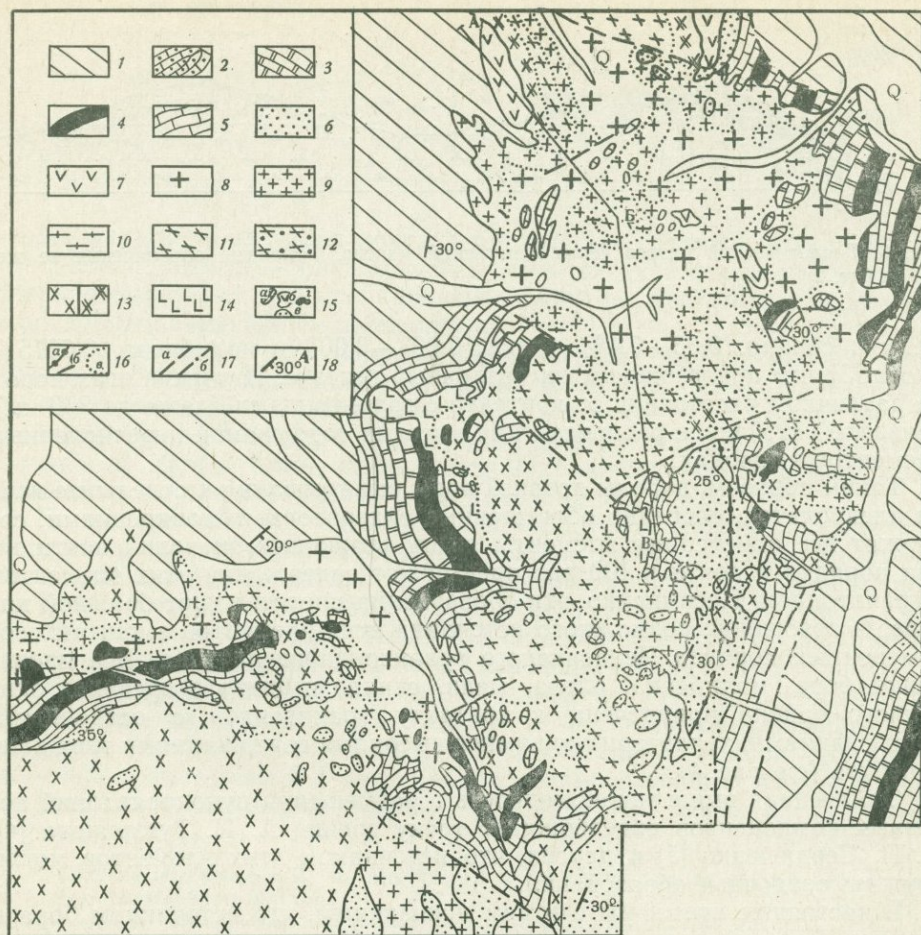


Рис. 2. Схема геологического строения Комуйского массива.

Верхне-протерозойские осадочные образования

1 — алевролиты, аргиллиты, песчаники эннинской и омнинской свит;

2 — глинистые известняки малгинской свиты;

3 — доломиты и доломитизированные известняки ципандинской свиты;

4 — аргиллиты и алевролиты с прослоями известняков первой и третьей подсвит лахандинской свиты;

5 — известняки, доломиты и доломитизированные известняки второй и четвертой подсвит лахандинской свиты;

6 — песчаники, алевролиты, аргиллиты кандыкской свиты.

Меловые вулканогенные образования:

7 — андезит-базальты, базальты и их туфы.

Интрузивные образования, джугджурский комплекс гранитоидов:

8 — среднезернистые аляскитовые и бнотитовые граниты;

9 — мелко- и разномзернистые порфиридные граниты и плагиограниты;

10 — порфиридные адамелиты;

11 — порфиридные гранодиориты;

12 — гранофировые гранодиориты;

13, а — разномзернистые диориты;

13, б — порфиридные монциты;

14 — габбро-диориты, габбро;

15 — ксенолиты: а — известняков, б — вулканитов, в — песчаников, г — аргиллитов;

16, а — диабазы; 16, б — контакт массива; 16, в — фациальная граница;

17 — разломы: а — одновременные с формированием массива;

б — возникшие до начала формирования массива;

18, а — элементы залегания; 18, б — линия профиля

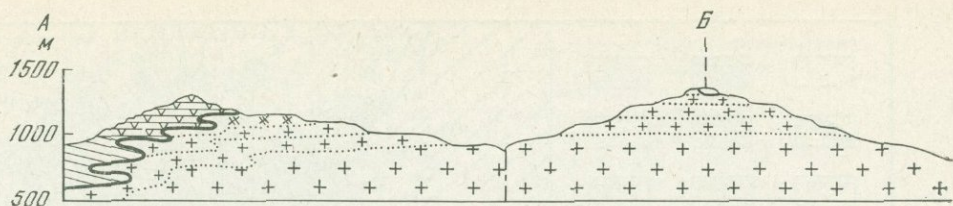


Рис. 3. Геологический разрез через Комуйский массив. Условные обозначения те же, что на рис. 2

меди и свинца, 0,03—0,4% цинка, 0,003—0,001% молибдена, 0,0015% олова [3], что подтверждает их осадочный генезис. Изучение этих пород на различном расстоянии от контакта с гранитоидами (даже до 300 км) показало устойчивое распределение высоких содержаний перечисленных элементов в породах.

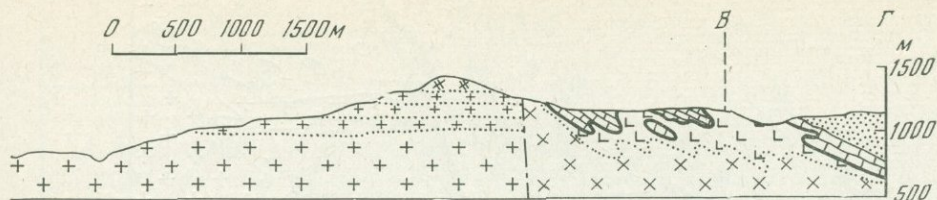
Таким образом, породы древней коры выветривания и отдельные пачки алевролитов, особенно обогащенные сидеритовыми конкрециями, содержат все отмеченные элементы выше кларковых значений почти на два порядка и почти в 100 раз превышают содержания этих элементов в гранитоидах. Несомненно, эти образования представляют большой интерес в отношении возможного источника этих элементов в контактово-измененных породах Челасинского гранитоидного плутона. Все проявления бора, молибдена, олова, меди, свинца и цинка в пределах описанного района приурочены к контакту гранитоидов с осадочными образованиями, характеризующимися высокими содержаниями этих компонентов (см. рис. 4).

Отмеченная выше закономерность в размещении рудопоявлений полезных компонентов подтверждает точку зрения А. И. Тугаринова [4], Д. П. Сердюченко [5] и других, что источником этих элементов могли служить осадочные образования.

В настоящее время мы считаем доказанным, что источником бора в скарнах Челасинского плутона явились алевролиты и породы древней коры выветривания нижней подсвиты лахандинской свиты [1, 2], содержания бора в которых превышают кларковые значения почти на два порядка (0,04—0,09%).

С целью изучения характера поведения бора в зоне контакта формирующегося плутона было выбрано три участка (3, 7, 8; см. рис. 4), на которых проведено геохимическое опробование взаимодействующих между собой кристаллизующихся гранитоидов, скарнов и вмещающих пород. На участке 3 изучался контакт аляскитовых гранитов с бороносными магнезиальными и известковыми скарнами, образовавшимися по доломитам и доломитистым известнякам цапандинской и лахандинской свит бороносного горизонта. На участке 7 изучался контакт переходных разностей гранитоидов полифациального ряда (от гранитов до габбро) с небороносными известковыми, реже магнезиальными скарнами, развитыми по известнякам верхней (четвертой) подсвиты лахандинской свиты (рис. 5).

Скарны образуют неправильные тела, линзы, пластовые залежи мощностью от десятков сантиметров до десятков метров. Обобщенное строение метасоматической зональности имеет следующий вид: гранитоиды → пироксен-полевошпатовая порода → пироксен-гранатовый скарн → пироксеновый скарн → пироксен-шпинель-форстеритовый скарн → шпинель-форстеритовый (с клиногумитом) скарн → кальцифир → мрамор. В скарнах, развившихся по известнякам, внешние зоны метасоматической колонки магнезиального состава отсутствуют. Гранитоиды замещают как магнезиальные, так и известковые скарны и несут реликты последних.



На участке 8 изучался контакт биотитовых гранитов и гранодиоритов с алевролитами нижней подсвиты лахандинской свиты, где процессы скарнообразования не были проявлены. Контакт неровный с апофизами и послыйным замещением алевролитов.

На участках 7 и 8 проводилось массовое опробование по сетке 10×40 м. Отбирались сколковые пробы весом 150—200 г. На участке 3 были отобраны представительные пробы весом 8—10 кг. Кроме того, на участке 7 были отобраны 8 контрольных проб из скарнов весом 8—10 кг. Сколковые пробы были подвержены приближенно-количественному, а остальные — количественному спектральному анализу.

По полученным результатам были вычислены средние арифметические значения содержания бора для каждой разности пород. Достоверность отнесения к совокупности резко отличающихся содержаний была проверена при помощи статистического критерия τ (В. Ю. Урбах, 1964. «Биометрические методы», табл. XI) при 1%-ном уровне значимости. Средние значения содержаний бора приведены в табл. 2.

В результате проведенных исследований на участке 7 установлено, что тыловые, как правило, более кислые разности полифациального ряда обеднены бором (до $<0,0005\%$), что значительно меньше кларковых значений и более чем в 4 раза меньше средних фоновых значений бора в гранитах Челасинского плутона (см. табл. 1). Среднее содержание

Таблица 1

Средние содержания В, Sn, Mo, Cu, Pb и Zn в гранитоидах и вмещающих породах Челасинского плутона

Порода	Элементы					
	В	Sn	Mo	Cu	Pb	Zn
Граниты аляскитовые	20 (9)	4 (3)	3 (4)	12 (7)	28 (7)	70 (7)
Граниты биотитовые	20 (9)	5 (9)	8 (10)	56 (8)	23 (10)	86 (9)
Гранодиориты	19 (5)	3 (5)	5 (4)	34 (5)	24 (4)	92 (5)
Диориты	18 (4)	5 (8)	6 (8)	77 (8)	13 (8)	84 (8)
Габбро-диориты, габбро	21 (7)	3 (8)	3 (8)	83 (7)	25 (8)	104 (8)
Среднее по гранитоидам	20 (34)	4 (33)	5 (34)	54 (35)	22 (37)	87 (37)
Верхнемеловой комплекс *	11 (66)	6 (50)	11 (66)	90 (66)	45 (66)	25 (66)
Джугджурский комплекс *	14 (50)	9 (60)	2 (50)	95 (50)	35 (50)	93 (50)
Игнимбриды, липариты, липарито-дациты [6]	—	—	—	18 (61)	10 (61)	28 (61)
Андезиты, базальты, андезито-дациты [6]	—	—	—	40 (119)	10 (119)	53 (119)
Аргиллиты, алевролиты, песчаники	—	5 (9)	4 (7)	68 (5)	28 (9)	88 (9)
Известняки, доломиты	12 (50)	1 (30)	1 (30)	21 (30)	14 (30)	85 (30)
Сидериты [3]	—	10—20	30—100	100—1000	100—1000	300—3000
Терригенные *	170 (22)	11 (22)	2 (22)	77 (22)	37 (22)	150 (22)
Карбонатные *	19 (28)	2 (18)	0,2 (28)	56 (28)	42 (28)	44 (28)

* По данным А. Ф. Бунтиковой и Е. В. Кубышкиной.
Примечание. В скобках указано число анализов.

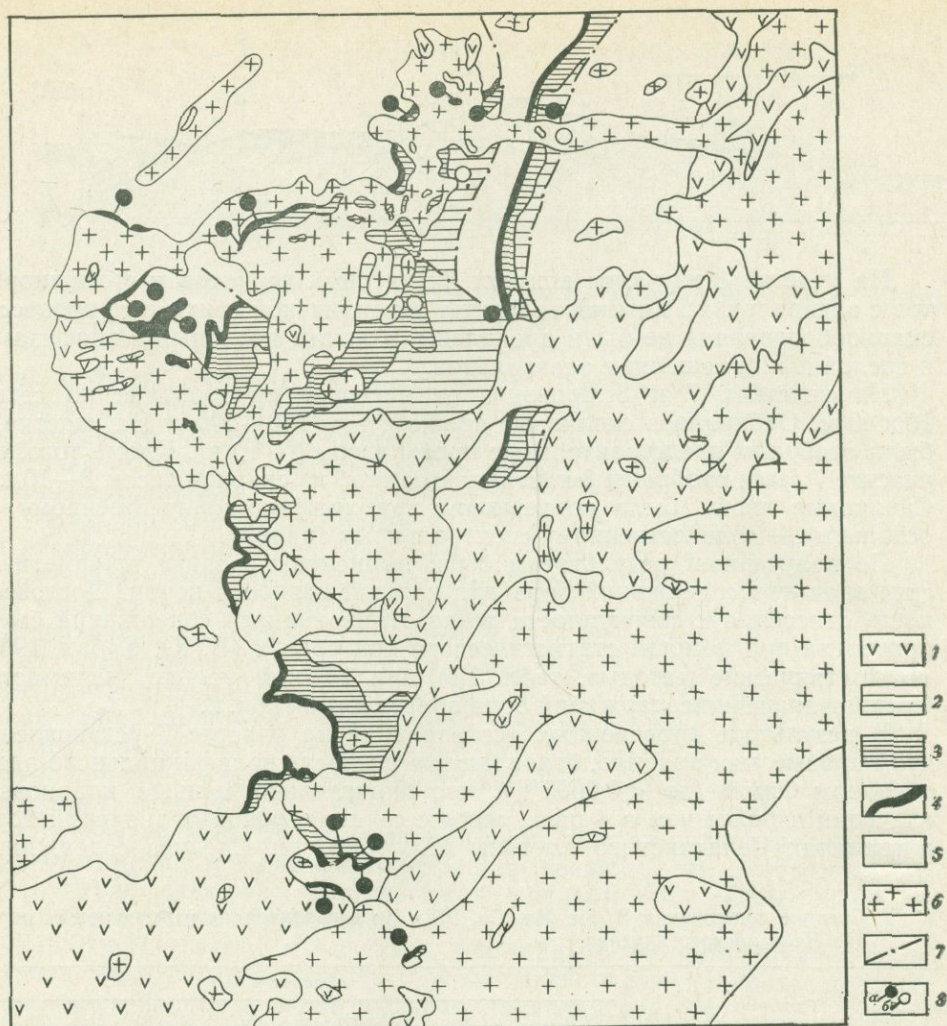


Рис. 4. Схематическая геологическая карта центральной части хр. Джугджур

Нижний мел:

1 — андезиты, базальты, дациты, липариты и их туфы и туфолавы;

Верхний протерозой:

2 — кандыкская свита и породы перекрывающего горизонта (алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки, песчаники);

3 — лахандинская свита, вторая, третья и четвертая подсвиты (известняки, алевролиты, аргиллиты, реже доломиты);

4 — лахандинская свита, нижняя подсвита (алевролиты, аргиллиты, известняки, реже доломитизированные известняки);

5 — ципандинская свита и породы подстилающего горизонта (доломиты, алевролиты, аргиллиты, песчаники, известняки);

6 — гранитоиды джугджурского комплекса мелового возраста; аляскитовые и биотитовые граниты, адамеллиты, гранодиориты, диориты и габбро;

7 — разломы;

8 — участки развития проявлений олова, молибдена, меди, свинца, цинка: а — с минерализацией бора, б — без минерализации бора

бора в габбро и габбро-диоритах близко к кларковому¹, а также и фоновому значению его в гранитоидах плутона и равно 0,0016%.

В скарнах среднее содержание бора, установленное приближенно-количественным спектральным анализом, увеличивается до 0,0019%;

¹ Кларк З. К. по А. П. Виноградову — 0,0012%.

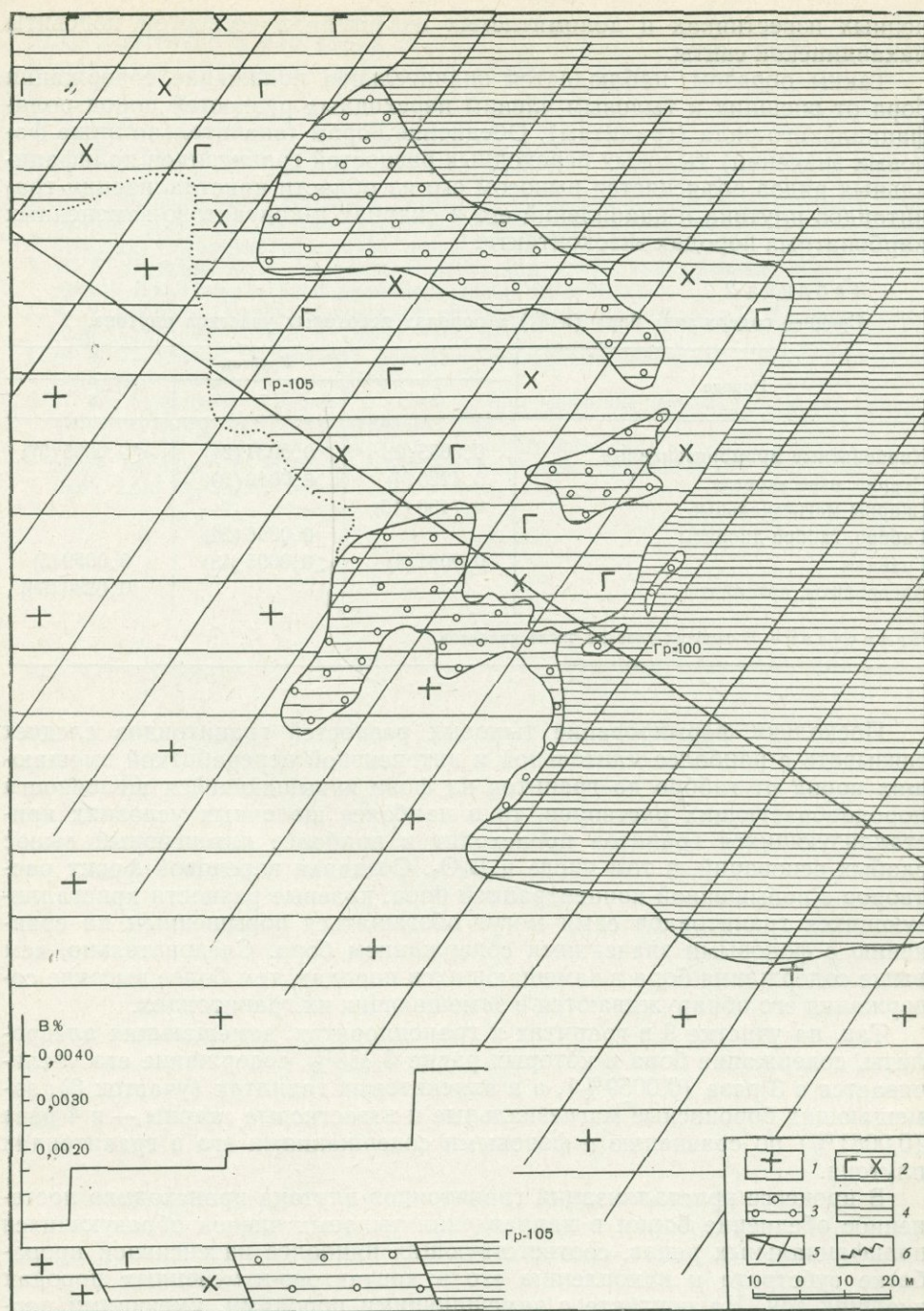


Рис. 5. Геологическая схема участка 7

1 — граниты, гранодиориты ($<0,0005\%$ В); 2 — габбро, габбродиориты ($0,0016\%$ В); 3 — скарны ($0,0019\%$ В); 4 — известняки, доломитистые известняки мраморизованные ($0,0037\%$ В); 5 — магистраль, профили; 6 — кривая распределения среднего содержания бора в породах участка

количественный спектральный анализ показывает несколько более высокое содержание, равное $0,0026\%$ (две пробы из скарнов с везувияном дали еще более высокие содержания бора — $0,0118$ и $0,0143\%$).

Содержание бора в контактовых мраморах достигает $0,0037\%$, а затем постепенно падает до нормальных (фоновых) содержаний в неизме-

ненных известняках и доломитистых известняках четвертой подсвиты лахандинской свиты.

Таким образом, наблюдается значительное понижение содержания бора от внешних к тыловым членам переходных разностей пород полифациального ряда (гранитам). Обеднение бором (значительно ниже фоновых значений) тыловых переходных разностей гранитоидов полифациальных рядов объясняется выносом его из области кристаллизации гранитоидов плутона и накоплений его в скарнах и контактово-измененных карбонатных породах экзоконтакта.

Таблица 2

Среднее содержание бора (в %) в породах некоторых участков плутона

Порода	Участок		
	3	7	8
Карбонатные мраморизованные	0,0055 (2)	0,0037 (21)	<0,0005 (37)
Скарны известковые	0,1220 (4)	0,0019 (10)	
Скарны магнезиальные	0,7130 (13)		
Габбро, габбро-диориты		0,0016 (24)	
Граниты	0,0081 (4)	<0,0005 (43)	0,0059 (5)
Алевролиты, аргиллиты			0,0380 (50)

Примечание. В скобках указано число анализов.

Поскольку формирование тыловых разностей гранитоидов следует связывать с наиболее длительной и интенсивной переработкой вмещающих пород от габбро до гранитов на фоне повышающейся щелочности породообразующих растворов, то в наиболее щелочных условиях кристаллизующихся гранитов происходит и наиболее интенсивный вынос слабых оснований, в том числе и B_2O_3 . Создавая передовой фронт растворов с повышенной концентрацией бора, краевые разности кристаллизующихся гранитоидов сами могут обогащаться повышенным по сравнению с фоновыми значениями содержанием бора. Следовательно, чем выше содержания бора в замещающихся породах, тем более высокие содержания его обнаруживаются в замещающих их гранитоидах.

Так, на участке 8 в гранитах и гранодиоритах, замещающих алевролиты, содержание бора в которых равно 0,038%, содержание его увеличивается в 3 раза (0,0059%), а в аляскитовых гранитах (участок 3), замещающих бороносные магнезиальные и известковые скарны, — в 4 раза (0,0081%) по сравнению с фоновыми содержаниями его в гранитоидах плутона.

В процессе кристаллизации гранитоидов плутона происходило постепенное обеднение бором в направлении тыловых членов образующихся полифациальных рядов, соответствующих наиболее интенсивной проработке субстрата и накоплению его в контактово-измененных породах внешних зон. На контакте с замещающими породами, имеющими первично высокие содержания бора, гранитоиды сами обогащаются им. Концентрация бора в них в 3—4 раза превышает фоновое значение для плутона.

Гранитоиды Челасинского плутона имеют низкие содержания бора, олова, молибдена, меди, свинца и цинка, не превышающие сколько-нибудь значительно кларки этих элементов, и не могут характеризоваться как геохимически специализированные в отношении источника этих рудных компонентов.

Высокие концентрации бора, олова, молибдена, меди, свинца, цинка в замещаемых гранитоидами Челасинского плутона отдельных прослоях

осадочных пород лахандинской свиты создавали высокие концентрации этих элементов в растворах передового фронта гранитизации и контролировали размещение проявлений полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Пузанов, А. Б. Соловьев. О вероятном экзогенном первичном источнике бора в скарнах, развитых на контакте с меловыми гранитоидами Челасинского массива.— Иркутск. Петрограф. совещание, тезисы докладов, 1974.
2. В. И. Пузанов, А. Б. Соловьев. О вероятном экзогенном источнике бора в скарнах хребта Джугджур.— Геол. рудн. месторожд., 1974, № 6.
3. А. Л. Ставцев. Осадочная цинковая минерализация на юго-восточной окраине Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., 1969, № 8.
4. А. И. Тугаринов. О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
5. Д. П. Сердюченко. Борные осадочно-метаморфические формации.— В кн.: Вопросы седиментологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
6. М. В. Минц. Контрастный вулканизм мелового времени в юго-западной части Ульинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс).— Автореф. канд. дисс. М., 1972.

СТРУКТУРА ПОТОКА РУДООБРАЗУЮЩИХ РАСТВОРОВ КАК ОДИН ИЗ ФАКТОРОВ ЗОНАЛЬНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Викт. Л. Барсуков, Н. П. Лаверов, А. А. Пэк

С генетической точки зрения зональность рудных месторождений свидетельствует об определенной пространственной направленности — векторности рудообразующего процесса. В случае гидротермальных месторождений эта векторность связана в первую очередь с основной динамической предпосылкой гидротермального рудообразования — движением (через область рудоотложения) гидротермальных рудообразующих растворов.

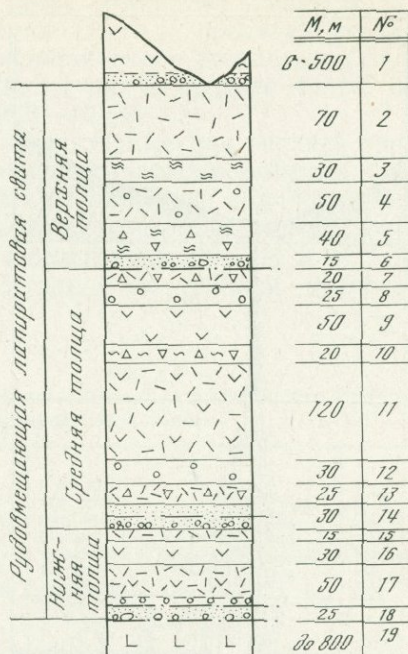
В статье рассматривается влияние палеогидродинамических условий гидротермального рудообразования на формирование зональности месторождений, представленных секущими вкрапленно-жильными рудными телами, локализованными в относительно монотонных по составу, но в фильтрационном отношении контрастно неоднородных вмещающих породах. В месторождениях подобного типа сосредоточена значительная часть запасов полиметаллических, медно-молибденовых, урановых и иных руд. В частности, к ним относятся многие крупные промышленно-важные гидротермальные месторождения, формировавшиеся в континентальных вулcano-тектонических депрессиях. Одно из них — детально изученное и описанное месторождение молибден-урановой рудной формации [1] — было принято авторами в качестве представительного объекта, на примере которого показаны особенности схемы движения растворов в период рудообразования, по существу общие для всего указанного типа месторождений.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение расположено в центральной части вулcano-тектонической депрессии, фундаментом которой служат гранодиориты нижнекарбонového возраста и сохранившиеся среди них останцы силурийских слюдястых сланцев. Депрессия выполнена вулcanoгенно-осадочными породами, разрез которых на месторождении расчленяется на три свиты. Нижняя свита представлена андезитами (C_2), средняя и верхняя — породами липаритового состава (P_2). Уран-молибденовое оруденение развито только в пределах средней липаритовой свиты, в разрезе которой в свою очередь выделяются три толщи: нижняя — игнимбритовая, средняя — кварц-порфировая и верхняя — пирокластическая. Все три толщи представлены частым чередованием лавового и пирокластического материала. В основании каждой толщи залегает горизонт осадочных пород: песчаников и туфопесчаников, конгломератов и др. (рис. 1). Верхняя липаритовая свита, имеющая преимущественно лавовый состав, безрудна. Судя по геологическим реконструкциям, породы верх-

Рис. 1. Разрез вулканогенно-осадочных пород, вмещающих месторождение

- 1 — верхняя липаритовая свита; игнимбриты кварцевых порфиров, в основании туфогенно-осадочные породы;
 - 2 — пепловые туфы;
 - 3 — фельзиты;
 - 4 — туфы со сферолитами;
 - 5 — туфобрекчи фельзитов;
 - 6 — туфогенно-осадочные породы;
 - 7 — туфобрекчи;
 - 8 — сферолитовые кварцевые порфиры;
 - 9 — агглютинаты;
 - 10 — кластолавы;
 - 11 — туфы;
 - 12 — сферолитовые кварцевые порфиры;
 - 13 — туфобрекчи;
 - 14 — туфогенно-осадочные породы;
 - 15 — пепловые туфы;
 - 16 — игнимбриты;
 - 17 — туфы, в основании сферолитовые кварцевые порфиры;
 - 18 — туфогенно-осадочные породы;
 - 19 — свита пироксеновых порфиритов (андезитов);
- штрихпунктирные линии — главные межформационные (последные) разрывы



ней свиты обнажались на дневной поверхности, существовавшей во время рудообразования. Таким образом, мощность этой свиты (около 500 м) отвечает одновременно и палеоглубине верхней границы оруденения.

Месторождение представлено серией рудных зон, образованных системами сближенных крутопадающих рудовмещающих трещин, заложившихся над участком локального блокового проседания фундамента депрессии. В послерудное время (при альпийском орогенезе) рудные зоны были смещены относительно друг друга по пологим межформационным сдвигам. Во время рудообразования они составляли более или менее единый крутопадающий рудный столб, рассекавший все толщи средней липаритовой свиты — от ее подошвы до кровли. Морфология и структура рудных зон, образованных крутопадающими трещинными жилами, изменяются с глубиной. На верхних горизонтах они представлены единичными мощными и протяженными жилами, сменяющимися ниже линейными крутопадающими штокверками, а затем — штокверками уплощенной формы. Крутопадающий рудный столб ограничен снизу мощным субгоризонтальным межформационным сдвигом в подошве рудовмещающей свиты. Возникшая вдоль этого сдвига мощная зона дробления и истирания хрупких туфов кварцевого порфира во время процесса рудообразования была интенсивно замещена рудными и жильными минералами, благодаря чему в донной части месторождения сформировалось пластообразное метасоматическое рудное тело, прослеженное ныне по горизонтали на сотни метров от подножия крутопадающего рудного столба (рис. 2).

В составе трещинных рудных жил (и субгоризонтальной донной метасоматической жилы) и приуроченных к ним вкрапленных руд преобладают настуран, кальцит и сульфиды (пирит, галенит, сфалерит, молибденит и др.); менее распространены коффинит, хлорит, серицит и окислы железа (гетит, гематит). Около рудных жил развиты сложные ореолы гидротермального изменения вмещающих пород, главной и наиболее четкой зоной которых является зона аргиллизации — развития монтмориллонита и каолинита по полевым шпатам и основной массе кислых эффузивов.

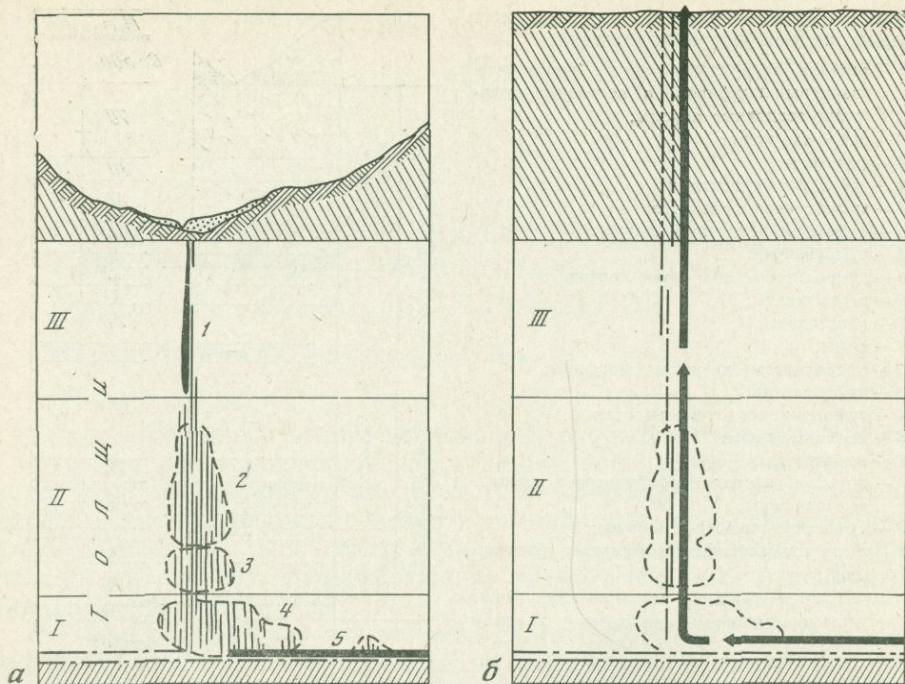


Рис. 2. Принципиальная схема гидродинамических условий рудообразования

Изменение по вертикали морфологии трещинных зон и рудных тел (а): 1 — протяженные крутопадающие жилы; 2 — крутопадающие штокверки; 3 — изометричные штокверки; 4 — уплощенные штокверки; 5 — метасоматическое пластообразное рудное тело; реконструкция генеральных направлений фильтрации рудоносных растворов во время рудообразования (б); косая штриховка — подстилающие и перекрывающие свиты

При формировании месторождения рудоносные растворы фильтровались по субгоризонтальной зоне дробления в подошве рудовмещающих липаритов, стягиваясь к системе крутопадающих трещин, а затем — по системе крутопадающих трещин — вверх к дневной поверхности, существовавшей во время рудообразования. Другими словами, по отношению к крутопадающему рудному столбу донная субгоризонтальная зона дробления может рассматриваться как питающая (рудоподводящая, раствороподводящая) структура (см. рис. 2).

Причиной рудоотложения явилась нейтрализация исходно-кислых рудоносных растворов за счет обменных реакций их с породами липаритового состава, приводивших к аргиллизации липаритов вдоль путей движения указанных растворов [1].

ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ. ПОСТАНОВКА ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗАДАЧИ

Месторождение отличается существенным изменением по вертикали целого ряда характеристических признаков [1]. Остановимся на трех из них.

1. С глубиной (по мере приближения к мощному межформационному сдвигу в подошве рудовмещающих липаритов) резко возрастает удельная и общая трещиноватость рудного поля, возрастает количество трещин в рудных зонах при одновременном уменьшении размеров каждой трещины (табл. 1); суммарная площадь свободного трещинного пространства («просвета») на площади рудного поля увеличивается от верхних горизонтов к нижним примерно на один порядок.

2. От верхних горизонтов к нижним резко возрастает мощность околорудной аргиллизации вмещающих пород (M_a). В пределах верхней толщи средняя мощность полос аргиллизации около каждого из зальбандов крутопадающих жил не достигает 1 см. В средней толще она поднимается до 7—8 см, а в нижней — до 8—10 см.

3. С глубиной руды жильного типа, характерные для верхней трети месторождения, сменяются сначала вкрапленно-прожилковыми, а затем прожилково-вкрапленными. Это изменение объективно отражено соотношением между количествами урана, отложившимися в рудных жилах ($U_{ж}$) и во вмещающих эти же жилы (на расстоянии в 0,5—1 м от зальбандов) боковых породах ($U_{п}$), рассчитанное по данным массового опробования (см. табл. 1).

Таблица 1

Изменение по вертикали некоторых средневзвешенных характеристик рудовмещающих толщ и рудных тел, развитых в пределах этих толщ

Толща	Мощность, м	Средняя эффективная пористость, %	Средняя проницаемость, мдарси	Удельная трещиноватость, усл. ед.		Модальная мощность рудных трещинных жил, см	Суммарная средняя площадь трещинного пространства («просвета») усл. ед.	Средняя мощность ореола аргиллизации, см	Среднее соотношение $U_{п}/U_{ж}$	Интенсивность оруденения, усл. ед.
				общая	в том числе трещин с рудой					
Верхняя	270	14	0,024	16	3	10	1	<1	0,2	1
Средняя	340	10	0,018	30	8	3	4,7	7—8	1,75	1,5
Нижняя	100	7,5	0,013	40	15	1	8,6	8—10	3,0	2,5

Как видно из приведенных результатов, изменения по вертикали всех трех показателей (признаков) значимы и свидетельствуют о существенных различиях условий рудообразования на нижних и верхних горизонтах месторождения.

Материалы первичной документации месторождения (т. е. наблюдения в масштабе горной выработки) определенно свидетельствуют, что соотношение жильных и вкрапленных руд, как и мощность ореолов околотрещинного изменения в контактирующих друг с другом горизонтах кислых эффузивов, определяющим образом зависят от фильтрационных свойств вмещающих пород. Следовательно, чем выше пористость и проницаемость последних, тем при прочих равных условиях шире ореол околотрещинной аргиллизации, больше относительная доля локализованных в пределах ореола вкрапленных руд [1, 4—6].

Однако если расширить область сопоставлений, то оказывается, что отношения прямой корреляции выделенных признаков сразу нарушаются. Более того, в масштабе отдельных рудовмещающих толщ и месторождения в целом соотношения между пористостью и проницаемостью вмещающих пород, с одной стороны, и относительной рудоносностью и мощностью околотрещинных ореолов — с другой, прямым образом противоречат устанавливаемым при локальных наблюдениях корреляциям. Средняя пористость и проницаемость уменьшаются от верхней толщи к нижней (см. табл. 1), а относительная рудоносность и мощность ореолов околотрещинной аргиллизации, напротив, в том же направлении возрастают. Можно предположить, что соотношение между собственно жильными и вкрапленными рудами контролируется на месторождении не столько пористостью (проницаемостью) вмещающих пород, сколько величиной отношения между объемом пор и трещинного пространства. Однако цифры, приведенные в табл. 1, отвергают и это предположение:

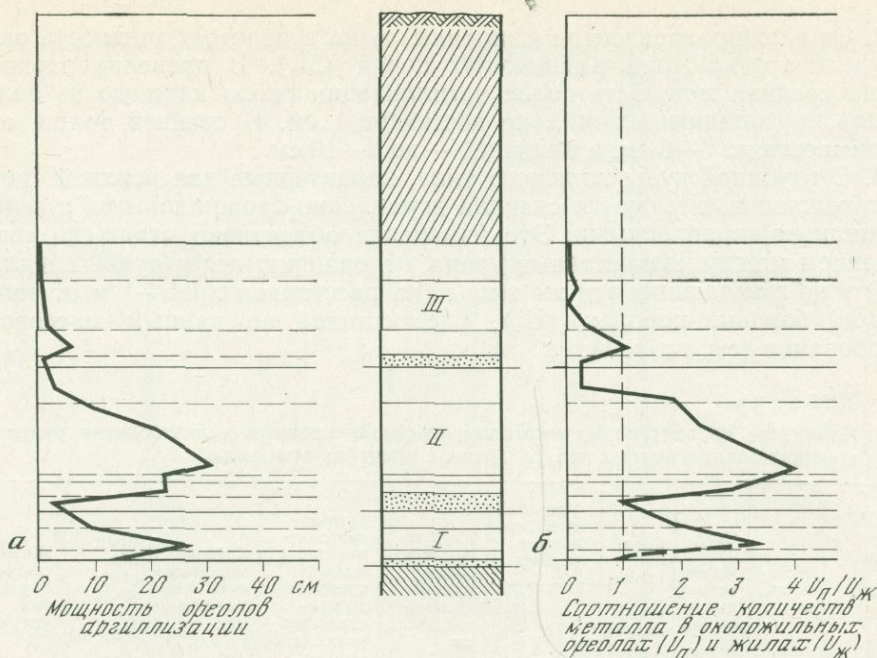


Рис. 3. Изменение по вертикали

a — средние мощности ореолов околожильной аргиллизации вмещающих пород; *б* — соотношения между количествами металла в жилах ($U_{ж}$) и в околожильно-измененных породах ($U_{п}$)

суммарная величина площади трещинного «просвета» с глубиной вырастет почти на один порядок, пористость пород уменьшается в том же направлении примерно в 2 раза, а доля вкрапленных руд тем не менее возрастает более чем в 15 раз.

Общее ослабление снизу вверх интенсивности рудоотложения и околожильной аргиллизации связано с удалением восходящих рудоносных растворов от контакта нижней андезитовой свиты и средней липаритовой свиты, служившего геохимическим барьером, начиная с которого растворы вступали в интенсивные обменные реакции с новой по составу вмещающей средой [1]. Однако детали изменения по вертикали таких показателей, как мощность ореолов околотрещинной аргиллизации M_a и отношение $U_{п}/U_{ж}$ (рис. 3), говорят о том, что и этот фактор не является всеобъемлющим, поскольку соответствующие показатели изменяются с глубиной не монотонно, а образуют по три четко видимых ритма, отвечающих трем толщам рудовмещающей липаритовой свиты.

Характер каждого ритма согласуется с общим планом изменения мощности ореолов аргиллизации и соотношения жильных и вкрапленных руд для всего месторождения. Действительно, у кровли каждой из трех рудовмещающих толщ (в верхах каждого «ритма») фиксируются относительные минимумы M_a и отношения $U_{п}/U_{ж}$. С глубиной по направлению к подошве толщ эти показатели возрастают даже в пределах одних и тех же пород¹.

¹ На уровне около 900 м от принятой нами палеоповерхности $M_a \approx 5-8$ см и $U_{п}/U_{ж} \approx 1$; в 100 м ниже, но в том же самом горизонте туфов кварцевых порфиров (при неизменности всех свойств пород), M_a возрастает до 15–20 см и $U_{п}/U_{ж}$ — до 2,5. Точно так же у кровли туфового горизонта нижней толщи (на палеоглубине ≈ 1140 м) $M_a \approx 10$ см и $U_{п}/U_{ж} \approx 2$, а в 50 м ниже (и опять при неизменности пород) M_a возрастает до 15–20 см и $U_{п}/U_{ж}$ — до 3,5. И так во многих других горизонтах пород.

Интересно, однако, что своего абсолютного максимума они достигают не у подошвы нижней толщи, не в непосредственной близости от геохимического барьера, контакта двух разных по составу пород, а в низах средней свиты, на расстоянии примерно 200 м от этого барьера по вертикали. Следовательно, не геохимический барьер (или во всяком случае не только он) ответствен за изменение по вертикали мощности ореолов аргиллизации и соотношения жильных и вкрапленных руд.

Таким образом, изучение ряда зональных признаков (M_a , $U_n/U_{ж}$) и фильтрационных свойств пород, потенциально способных влиять на эти признаки, приводит нас к противоречию. С одной стороны, при изменении масштаба исследований происходит инверсия корреляционных отношений между указанными параметрами, и для месторождения в целом зависимость между ними прямо противоположна той, что устанавливается локальными сопоставлениями. С другой стороны, сами локальные взаимоотношения, четко свидетельствующие о прямом влиянии фильтрационных свойств на интенсивность околотрещинной аргиллизации пород и развитие в них вкрапленных руд, на всех уровнях месторождения остаются неизменными.

Это противоречие, так или иначе связанное с фильтрационными свойствами пород, заставляет нас обратить внимание на особенности фильтрации рудоносных растворов по крутопадающей трещинной зоне, в которой формировались главные руды тела месторождения.

Согласно основному закону фильтрации¹ количество фильтрата, пропускаемое некоторым объемом пористой среды в единицу времени, пропорционально ее проницаемости. Очевидно, что более проницаемые породы будут в общем случае также и более благоприятными в смысле развития в них ореолов гидротермального изменения и отложения вкрапленных руд, поскольку при прочих равных условиях сквозь них будет проходить относительно большее количество рудоносных растворов. При локальных сопоставлениях последняя предпосылка, т. е. равенство всех прочих (определяемых соотношением Дарси) условий, как правило, выполняется. Соответственно выполняется предположение об относительной благоприятности более проницаемых пород. Действительно, как следует из закона Дарси, удельный вклад параметров dP/dl и K в скорость фильтрации v_ϕ и, следовательно, в расход фильтрующегося потока одинаковы. Это означает, что если градиенты давления малы, то даже при высоких значениях проницаемости среды интенсивность течения через нее может быть такой же, как в случае малопроницаемого материала, но высоких градиентов давления. Распределение же градиентов давления в самоустанавливающейся фильтрации не может рассматриваться независимо от распределения остальных переменных (в частности, от распределения значений проницаемости и скорости течения). Таким образом, даже в тех случаях, когда тезис об относительной благоприятности более проницаемых пород оказывается справедливым при локальных сопоставлениях, его распространение на более крупные фрагменты исследуемой области и тем более на рудолокализирующую структуру в целом не может быть произведено априорно. Вопрос может быть решен лишь при условии решения для рассматриваемой области основного уравнения фильтрации, т. е. целостной реконструкции пространственного строения палеогидротермального потока.

¹ Основным законом фильтрации (т. е. массового движения жидкости, газожидкой смеси или газа в пористой среде) является закон Дарси:

$$v_\phi = \frac{K}{\mu} \cdot \frac{dP}{dl},$$

где v_ϕ — скорость фильтраций; K — проницаемость пористой среды; μ — вязкость фильтрата; dP/dl — градиент давления, вызывающий фильтрацию.

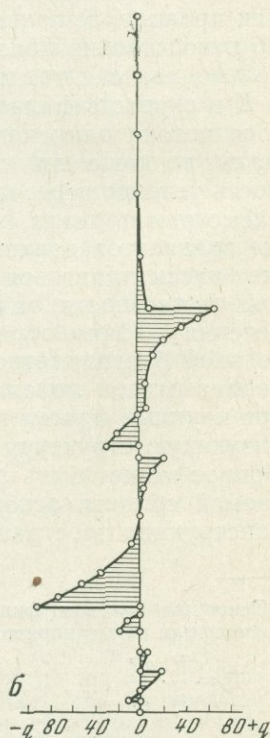
**РЕКОНСТРУКЦИЯ СТРОЕНИЯ
ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ПОТОКА.
ГИПОТЕЗА АВТОСМЕШЕНИЯ РАСТВОРОВ**

Реконструкция строения палеогидротермального потока производилась заимствованным из гидродинамики [2] методом электродинамической аналогии. Из электропроводной бумаги была изготовлена с соблюдением геометрического подобия тринадцатислойная модель разреза депрессии с коэффициентами электропроводности слоев, пропорциональными коэффициентам проницаемости пород соответствующих горизонтов месторождения (рис. 4). Секущая разрез трещинная зона была представлена условно шиной, задающей линейное падение потенциала (приведенного напора h). Контур питания в соответствии с изложенной выше общей схемой развития гидротермального процесса на месторождении был представлен ограничивающей разрез снизу придонной послонной питающей структурой — шиной $100\% h$, контур дренирования — шиной $0\% h$, отвечающей палеоповерхности депрессии. Гидродинамическая сетка движения растворов была рассчитана по стандартной процедуре на серийном интеграторе ЭГДА-9-60. На основе полученного графического решения была отстроена вспомогательная эпюра, представляющая в условных единицах интенсивность фильтрационного обмена между рудоконтролирующей трещинной зоной (здесь — единой трещиной) и боковыми породами (см. рис. 4).

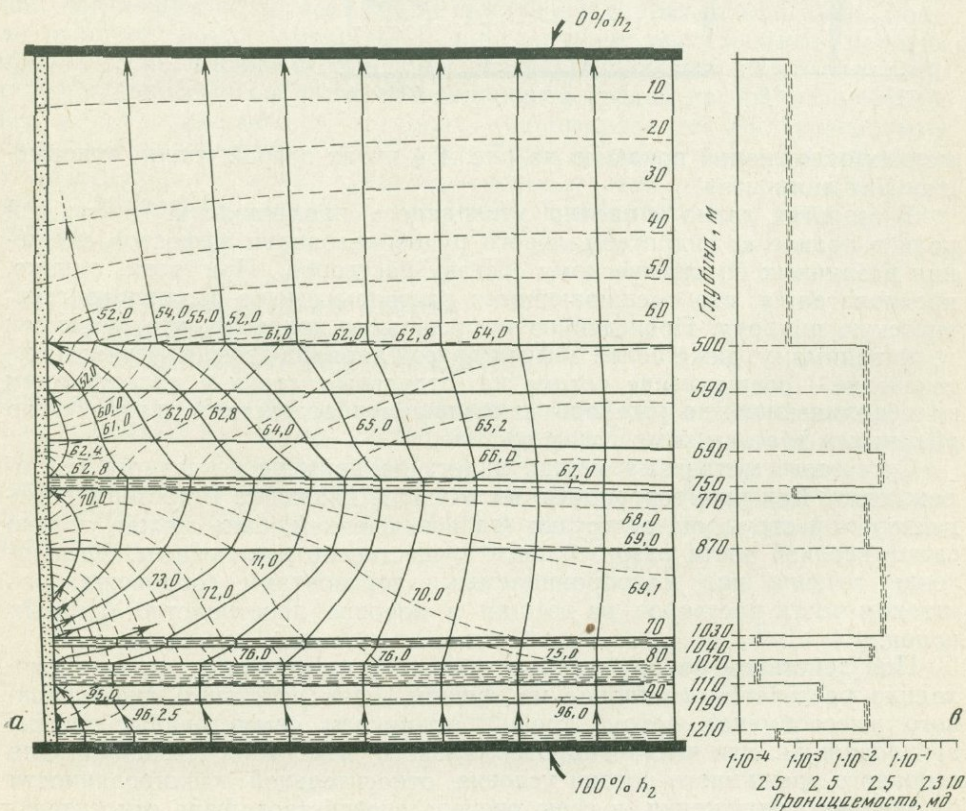
Как видно, восходящий поток рудоносных растворов обладал сложной внутренней структурой. В нижней части разреза месторождения течение гидротерм разветвлялось: одна часть растворов продолжала восходящее движение по секущей трещине, другая уходила от нее в стороны, в поровое пространство окружающих пород. На верхних горизонтах месторождения наблюдалась обратная картина: те же самые растворы, которые на более глубоких уровнях ушли из трещинного ка-

Рис. 4. Структура восходящего потока рудоносных растворов в поровом пространстве пород, вмещающих вертикальную трещину.

- а** — гидродинамическая сетка движения растворов: сплошные линии — линии тока, пунктирные линии — линии равных напоров; черной заливкой показаны питающий контур — растворопроводящая структура в подошве рудовмещающих липаритов ($100\% h$) и дренирующий контур — палеоповерхность депрессии ($0\% h$); секущая трещина условно представлена шиной, задающей линейное падение приведенного напора (потенциала при моделировании);
- б** — эпюра бокового расхода: $+q$ — приток растворов в секущую трещину; $-q$ — растекание растворов из трещинного канала в поровое пространство вмещающих пород;
- в** — принятые для моделирования средние значения проницаемости пород депрессии (разрез упрощен по сравнению с реальным, см. рис. 1)



нала в боковые породы, теперь возвращаются в трещинный поток, объединяясь по мере приближения к палеоповерхности в концентрированную восходящую струю. Эта общая для всего месторождения схема движения воспроизводится и в более локальном масштабе — эффекты растекания и обратного стягивания растворов проявляются на уровне каждой из трех описанных выше рудовмещающих свит, отражая контрастный характер изменения по разрезу депрессии проницаемости пород. Действительно, как было показано ранее [3], характер движения растворов в системе трещина — боковые породы тесно связан с изменениями проницаемости образующих систему элементов. В общем случае пересечение трещиной контакта различно проницаемых пород вызывает внутрисистемный переток растворов — фильтрационный обмен между трещинным каналом и средой. Переход (по направлению движения) из менее проницаемых пород в более проницаемые сопровождается местным растеканием потока; пересечение контакта с обратным соотношением проницаемостей вызывает обратный эффект — местную концентрацию, стягивание течения (рис. 5). Поскольку на месторождении разрез каждой рудовмещающей толщи начинается (снизу вверх, т. е. по ходу движения растворов) горизонтом плотных малопроницаемых осадочных пород, над каждым таким горизонтом во время рудообразования происходило местное растекание растворов. В свою очередь под вторым, третьим осадочными горизонтами и выше, под мощным покровом малопроницаемых пород верхней липаритовой свиты происходило стягивание (возвращение) растворов в трещинные каналы из порового пространства боковых пород. Все эти три ритма хорошо подчеркнуты эпюрой боковых расходов на рис. 4. Если бы на модели было отражено более дробное строение горизонтов рудовмещающих свит, то на схеме можно было бы видеть аналогичные осложнения общей картины течения гидротерм следующих, более высоких порядков. Одно из таких



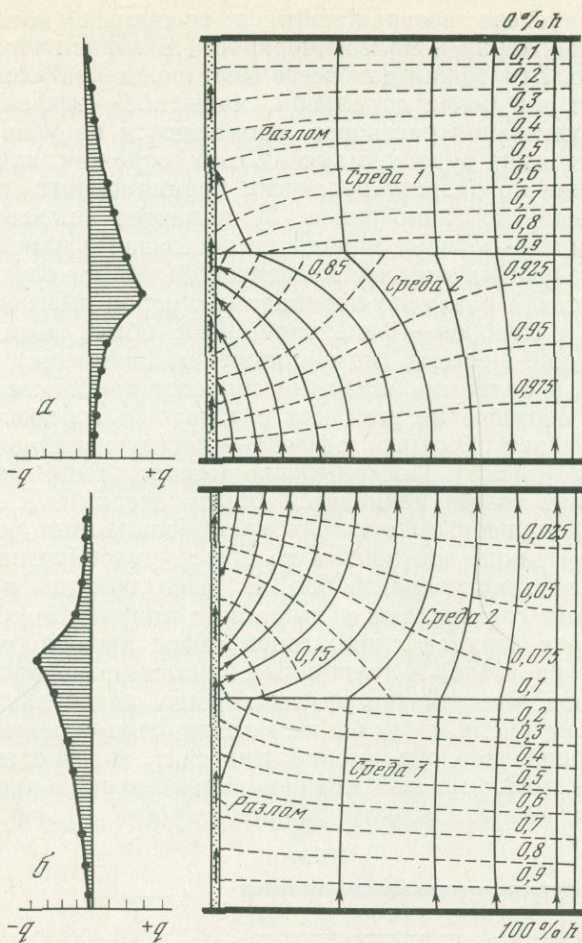


Рис. 5. Общие закономерности фильтрационного обмена в системе трещина — боковые породы при пересечении трещинным каналом контакта двух сред разной проницаемости (1 и 2 относятся как 1 : 20). Условные обозначения те же, что на рис. 4.

мелких осложнений показано на рис. 4 в низах второй толщи рудовмещающих липаритов.

В геологии давно и прочно утвердилось представление о важной роли в процессах гидротермального рудообразования эффектов смешения различных по химическому составу растворов. При этом, однако, предполагается, что смешивающиеся растворы имеют различную генетическую природу. Проведенное исследование показало, что возможен и, по-видимому, даже более обычен другой вариант этого явления: автосмешение — расщепление потока на отдельные струи с последующим их объединением, но уже при изменившемся вследствие движения по различным трассам химическом составе.

Суть этого механизма можно видеть на примере изученного месторождения. Как уже говорилось, восходящее движение гидротерм в моделируемой структуре разгрузки (за исключением, быть может, только самой верхней части разреза) было существенно нелинейным. Расщепление течения над малопроницаемыми горизонтами сопровождалось оттоком части растворов из трещин в поровое пространство боковых пород.

Под действием боковой инфильтрации (а на уровнях, где не происходило растекания растворов из трещин, — под действием диффузионного массообмена) вокруг трещин возникали симметричные ореолы аргиллизации. Эти чехлы гидротермального изменения создавали для основного трещинного потока условия относительной изолированности от внешнего окружения, в свою очередь способствовавшие относитель-

ной стабилизации исходного (неравновесного с липаритами) химического состава кислых рудоносных растворов, фильтрующихся по трещинным полостям.

В то же время порции растворов, растекающиеся (выжимаемые) в стороны от трещин, энергично реагируют с липаритами, постепенно нейтрализуются за счет преобразования порообразующих полевых шпатов в монтмориллонит и каолинит и, минуя внешний фронт ореолов аргиллизации, приобретают состав, относительно равновесный с рудовмещающими породами. На путях своего дальнейшего движения по поровому пространству пород, вне ореолов аргиллизации, эти порции растворов, практически уже почти не реагируя с полевошпатовой составляющей липаритов, продолжали отлагать в них лишь небольшие количества окислов железа, урана и других металлов. Широкие, не имеющие четких границ ореолы покраснения липаритов и повышенного по сравнению с геохимическим фоном эффузивов, содержания металлов, окружающие крутопадающие трещинные зоны [1, 7], являются объективным свидетельством движения растворов в околотрещинном пространстве, намного превышающем объемы аргиллизированных пород. В том случае, если на более высоком гипсометрическом уровне потоки, следовавшие по трещинам, и потоки, фильтровавшиеся по поровому пространству пород, встречались снова, они неизбежно вступали в реакционное химическое взаимодействие, аналогичное обменным реакциям, протекающим при образовании околотрещинных ореолов аргиллизации.

Поскольку фильтрационный механизм переноса реагентов в зону реакции (в одном случае — компонентов рудоносного раствора во вмещающие породы, в другом — компонентов породы в восходящий по трещинным каналам раствор) несравненно эффективнее единственного альтернативного здесь диффузионного механизма, явление автосмещения растворов может рассматриваться как ведущий динамический фактор гидротермального рудообразования в вулканических депрессиях или как общая черта всех гидротермальных систем, отвечающих модели рудовмещающие трещины — фильтрационно-неоднородные боковые породы. Это явление существенно повышает интенсивность взаимодействия рудоносных растворов с вмещающей средой по сравнению с моделью рудовмещающие трещины — однородные по фильтрационным свойствам породы. Оно способствует более резкому нарушению физико-химических равновесий, существовавших в этих растворах, и тем самым — концентрированному отложению из них полезного минерального груза.

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРЫ ПОТОКА РУДОНОСНЫХ РАСТВОРОВ НА ЗОНАЛЬНОСТЬ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Выявленные моделированием особенности структуры восходящего потока рудоносных растворов: частое чередование в нем участков (уровней) растекания и стягивания растворов, обусловленное этим явление автосмещения, позволяют объяснить ряд элементов вертикальной зональности месторождения, ряд соотношений, представлявших ранее парадоксальными.

Мощность ореолов околорудной аргиллизации вмещающих пород

Ореолы околорудной (околотрещинной) аргиллизации эффузивов липаритового состава возникали за счет взаимодействия рудоносных растворов с вмещающей средой почти на всем вертикальном интервале оруденения.

Максимумы их развития приходятся на уровни растекания гидротермального потока (т. е. на уровни, где векторы молекулярной диффузии компонентов и конвективного массопереноса растворов совпадают), и, наоборот, проявление минимальных мощностей наблюдается на уровнях пространственной концентрации, стягивания течения (где возвратная инфильтрация растворов из порового пространства пород в трещинную зону подавляет диффузию). Действительно, именно такого рода отношениям отвечает описанная выше картина ритмического изменения мощности ореолов, если ее сопоставить с реконструированной схемой палеогидродинамического строения рудообразующего потока. При этом очевидно, что в локальном масштабе на уровнях, где происходит активное растекание растворов (и где, следовательно, наиболее развиты околорудные ореолы), может и должна проявляться не имеющая места в более широком плане устойчивая, положительная связь между значениями пористости и проницаемости среды и мощностью распространяющихся от трещин ореолов околорудного изменения вмещающих пород.

Морфология и внутренняя зональность ореолов околорудной аргиллизации вмещающих пород

Описанные выше изменения мощности ореолов сопровождаются изменениями морфологии и внутренней зональности околорудных метасоматитов.

На участках (уровнях) растекания растворов ореолы околотрещинной аргиллизации пород имеют резкую внешнюю границу — передовой фронт, повторяющий конфигурацию трещинного канала. На этом передовом фронте достигали максимальной интенсивности обменные реакции, приводившие к нейтрализации исходного кислого раствора и вызывавшие отложение хлорита, кальцита, сульфидов и других рудных минералов.

Иными словами, на этих уровнях наблюдается типичная для аргиллизитов [8] зональность ореолов: неизменные породы → зона хлоритизации — карбонатизации → зона монтмориллонитизации — каолинизации. Во многих местах заметны следы последовательного импульсного продвижения фронта хлоритизации — карбонатизации в стороны от трещин. Внутри белесых аргиллизированных пород сохраняются симметричные реликтовые полосы потемнения, в которых хлорит, кальцит и рудные минералы в разной степени замещены глинистыми новообразованиями. Первичные текстура и структура пород в пределах ореолов здесь полностью уничтожены (рис. 6).

На участках стягивания растворов ореолы околотрещинного изменения вмещающих пород обычно размыты, интенсивность переработки материала пород незначительна, исходные текстура и структура пород существенно не нарушаются; происходит лишь слабое разрыхление и изменение окраски первичного субстрата за счет развития глинистых агрегатов по микротрещинам, контурам лито- и кристаллокластов, границам зерен и т. п. При этом характер реакционных взаимоотношений между новообразующимися минералами крайне неустойчив: в пределах одного шлифа нередко можно видеть и замещение хлоритом глинистых минералов, и замещение хлорита гидрослюдами. Главная масса хлорита, каль-

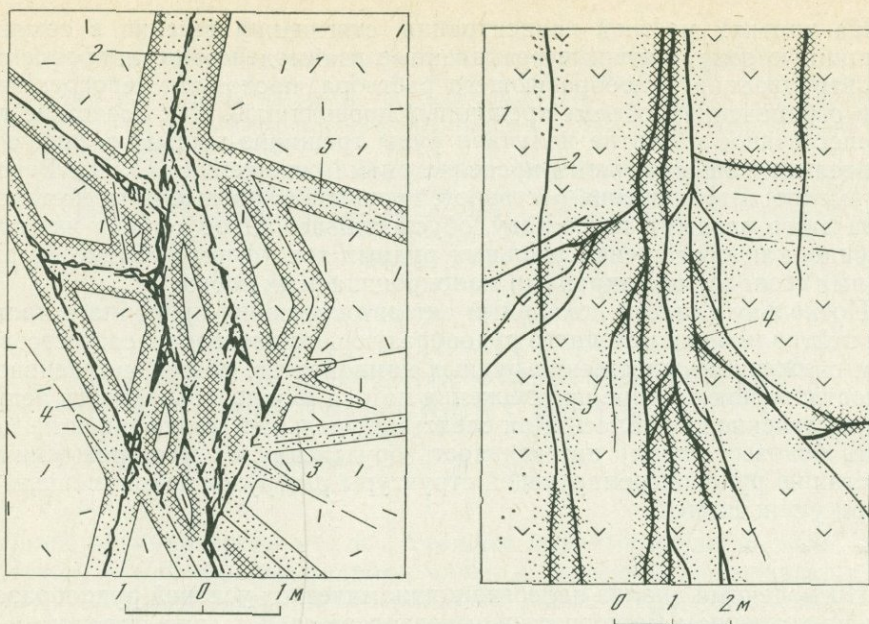


Рис. 6. Морфология и зональность околожильных ореолов аргиллизации пород на уровнях растекания растворов из трещин

1 — туф кварцевого порфира; 2 — настурансодержащие жилы; 3 — зона монтмориллонитизации-каолинитизации ореолов изменения пород; 4 — зона хлоритизации-карбонатизации с вкрапленностью рудных минералов; 5 — «сухие» трещины

Рис. 7. Морфология и зональность околожильных ореолов аргиллизации пород на уровнях стягивания рудоносных растворов в трещины

1 — кварцевый порфир; 2 — настурансодержащие жилы; 3 — ореол слабой аргиллизации пород (монтмориллонит-каолинитовая зона); 4 — приальбандовые зоны хлоритизации-карбонатизации с обильной вкрапленностью рудных минералов

цита и рудных минералов концентрируется непосредственно у стенок рудовмещающих трещин (рис. 7), и в целом зональность ореолов здесь обратна нормальной для аргиллизитов [8].

Схема вертикальной рудной зональности месторождения

Гипотеза автосмещения гидротермальных растворов, проходящих разные пути, позволяет объяснить схему рудной зональности месторождения как следствие изменения (по восстанию рудоконтролирующей трещинной зоны) общей интенсивности и пространственной локализации реакционно-обменных взаимодействий.

На уровнях растекания потока наиболее благоприятные условия для осаждения руд создавались на фронте нейтрализации растворов по внешним границам ореолов околотрещинной аргиллизации пород. Последовательный рост этих ореолов, сопровождающийся переотложением рудных минералов все дальше и дальше от трещин, приводил к постепенной относительной стерилизации тылового трещинного заполнения. Во многих случаях в трещинах остается только сухая спрессованная корка глинистых минералов, содержащая те или иные количества черной. Преимущественное развитие получали вкрапленные руды с максимальным (в вертикальном интервале динамического ритма) отношением $U_{\text{п}}/U_{\text{ж}}$ (см. рис. 3).

На уровнях местной концентрации, стягивания течения в секущую трещинную зону, основные реакционные взаимодействия, направленные к нейтрализации рудообразующего раствора, проходили непосредственно в ограниченном объеме трещинных проводников. Как следствие преимущественное развитие получали руды трещинно-жильного типа с относительно минимальным в пределах ритма отношением $U_{п}/U_{ж}$. Вероятно, именно автосмещение растворов, прошедших разные пути и ставших из-за этого разными по составу, обуславливает такое хорошо известное явление, как обогащение жильных рудных тел (формирование богатых рудных столбов) под экранами малопроницаемых пород.

Поскольку каждый локальный акт автосмещения приводил к частичной нейтрализации исходного рудообразующего раствора с соответствующим снижением содержания рудных компонентов, общая интенсивность рудоотложения по мере продвижения потока к палеоповерхности депрессии постепенно снижалась. Как следствие удельная (взвешенная на мощность боковых пород) интенсивность оруденения на месторождении по восстанию рудоконтролирующей структуры разгрузки закономерным образом уменьшается.

* * *

Проведенный анализ палеогидродинамических условий рудообразования на изученном месторождении позволяет сделать ряд выводов:

При пересечении рудоконтролирующими трещинами (трещинной зоной) фильтрационно неоднородных пород в системе трещинный канал — боковые породы развивается гидродинамическая структура фильтрационного обмена растворами. В случае, если такая структура имеет периодический характер, гидротермальная система функционирует в режиме автосмещения растворов.

Механизм конвективного автосмещения гидротермальных растворов способствует более интенсивному (сравнительно с возможностями диффузионного переноса) развитию в гидротермальной системе реакционно-обменных взаимодействий и тем самым значительно повышает потенциальную продуктивность такой системы.

В случае развития в гидротермальной системе режима автосмещения растворов палеогидродинамические условия рудообразования вносят решающий вклад в формирование пространственного образа зональности месторождения. Ими в первую очередь определяются такие важные элементы зональности, как закономерные изменения соотношений между жильными и вкрапленными рудами, местоположение богатых рудных столбов, изменения масштаба, морфологии и внутреннего строения околотрещинных метасоматитов и др.

Палеогидродинамический анализ структуры рудных полей и месторождений является одним из перспективных методов разрешения теоретически и практически важных проблем современной теории гидротермального рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев, Н. П. Лаверов, Б. И. Малышев. Условия образования месторождений урана в вулканических депрессиях. М., «Атомиздат», 1972.
2. А. А. Пэк, Д. И. Пересунько, И. И. Крашин. О некоторых гидродинамических аспектах проблемы экранирования восходящих потоков.— Геол. рудн. месторожд., 1970, 12, № 5.
3. А. А. Пэк, Д. И. Пересунько, И. И. Крашин. Разломы и течение гидротермальных растворов.— Геол. рудн. месторожд., 1972, 14, № 1.
4. Н. П. Лаверов, В. Н. Козырев, Л. В. Хорошилов. Некоторые особенности геологии гидротермальных месторождений, приуроченных к экструзивам.— Геол. рудн. месторожд., 1964, 6, № 6.

5. Геология гидротермальных урановых месторождений. М., «Наука», 1966.
6. Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев, Н. П. Лаверов, Ю. А. Розанов. О роли физических и механических свойств некоторых вулканогенных пород в локализации уранового оруденения.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., «Наука», 1968.
7. Э. Н. Баранов, Г. И. Вертепов, Г. Д. Гладышев. Околорудные изменения вмещающих пород на урановом месторождении.— Геол. рудн. месторожд., 1962, 4, № 6.
8. Ю. В. Казыцын. Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л., «Недра», 1972.

К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНЫХ ФОРМАХ МИГРАЦИИ СВИНЦА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ РАСТВОРАХ

И. Г. Ганеев, И. А. Тугаринов

Наиболее аргументированной в настоящее время признается точка зрения о том, что природные гидротермальные растворы представляют истинные растворы с высоким содержанием растворенного вещества. Миграция минерального вещества предполагается в форме хлоридных, карбонатных, фторидных, сульфидных, гидросульфидных и гидроксокомплексов. Кристаллизация минералов происходит в результате эволюции растворов при взаимодействии с вмещающими породами, падения температуры, давления, частичной дегазации и т. д. [1].

Бесспорно решающее значение на формирование современных представлений о термодинамическом режиме гидротермального минералообразования и формах миграции вещества имели исследования по термобарогеохимии газовой-жидких включений и принцип минеральных парагенезисов. Определенное влияние оказали и опыты по перекристаллизации минералов в гидротермальных растворах. Перенос тяжелых металлов в теории рудообразования рассматривался чаще всего в виде хлоридов и сульфидов, основываясь на содержании указанных ионов в составе включений и многочисленных исследованиях по растворимости и перекристаллизации сульфидов металлов в растворах NaCl , NH_4Cl , Na_2S . Растворение и перекристаллизацию минералов можно практически с одинаковым успехом осуществить в разнообразных электролитах, в том числе и нехарактерных для природных растворов. Например, PbS хорошо растворяется и кристаллизуется в растворах NH_4Cl , NaOH , H_3PO_4 , Na_2S . Однако подобные опыты еще не дают информации о формах миграции вещества в природных системах.

Другим общепризнанным источником получения информации по условиям и формам переноса вещества явились физико-химические исследования систем минерал — электролит в широком интервале температур, давлений, состава и концентраций, которые подтвердили возможность существования растворенного минерального вещества в форме перечисленных выше комплексов. Этот подход завоевал большую популярность и уже позволил выявить интересные геохимические закономерности гидротермального рудообразования. Однако сложность геологических процессов требует постоянного усложнения физико-химических моделей, причем не только за счет увеличения числа рассматриваемых фаз и компонентов, но и за счет учета некоторых неравновесных явлений. Одним из первых неравновесных факторов, который должен быть изучен, является возможный градиентный характер температурного поля вмещающих пород и рудных тел в процессе минералообразования.

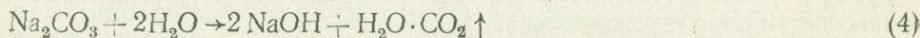
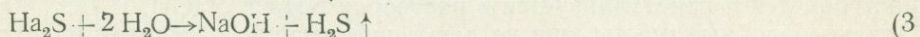
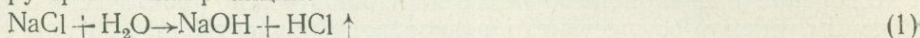
Фактический материал, полученный в результате систематических термобарометрических исследований условий образования ряда генетических типов рудных месторождений, указывает, что формирование

последних происходило при наличии температурного градиента, обусловленного залеганием рудных тел в различных геотермических зонах и мотонным охлаждением минерализованных растворов по мере их движения в верхние горизонты [2, 3]. Обсуждение влияния анизотропии теплового поля на процесс рудообразования проводилось неоднократно. Однако обычно роль температурного градиента ограничивалась образованием пересыщения в растворах в верхних горизонтах, обуславливающего кристаллизацию минералов в порядке уменьшения их растворимости. Нам представляется, что температурный градиент имеет принципиально иное значение в истории формирования рудных месторождений.

Наличие температурного градиента предопределяет неравновесный динамический характер процесса гидротермального минералообразования и проявление в результате этого эффектов, которые не могут быть предсказаны в рамках традиционных представлений. Одним из них оказалось явление пространственной дифференциации продуктов гидролиза ряда электролитов, ведущее к более глубокому протеканию реакций гидролиза этих электролитов, чем в изотермических условиях. Это было установлено в экспериментах по изучению строения и свойств водных растворов электролитов, наиболее типичных для природных гидротермальных систем [4—6].

Анализ полученных результатов свидетельствует о том, что при наличии в строении теплового поля температурного градиента водные растворы изученных электролитов испытывают пространственную дифференциацию с образованием в верхней камере автоклавов кислых, а в нижней — щелочных растворов. Механизм формирования подобной дифференциации заключается в гидролизе солей в нижней, более горячей, зоне с образованием менее плотного, чем водный раствор, подвижного продукта (CO_2 , HCl , HF , H_2S), который накапливается в верхней камере автоклава. Наблюдается прямая зависимость степени контрастности растворов в зонах от величины температуры в нижней камере, температурного градиента и гомогенности-гетерогенности системы.

В изученных условиях глубокому гидролизу подвергаются даже такие негидролизующиеся или слабо гидролизующиеся в изотермических режимах соли, как NaCl , NaF , CaCO_3 . Смещение равновесия происходит в результате постоянного вывода подвижного продукта гидролиза за сферу протекания реакции:



Принимая градиентную модель строения теплового поля вокруг рудных тел, неизбежно приходим к признанию формирования и в природных гидротермальных системах контрастных по химическому составу и свойствам зон, между которыми наблюдается переходная по кислотности-щелочности область. Из экспериментально установленного явления пространственной дифференциации в водных растворах электролитов следует ряд важных выводов. Если рассматривать соли в рамках теории комплексобразования, то приходим к заключению, что при наличии температурного градиента в строении теплового поля комплексные соединения, характеризующиеся высокой устойчивостью в изотермических условиях, подвергаются гидролизу с пространственным разделением продуктов разложения. Следовательно, современные представления о формах миграции минерального вещества в природных гидротермальных растворах, базирующиеся на результатах изучения комплексобразования в равновесных условиях, в рамках предлагаемой модели формирования рудных тел требуют определенной переоценки.

Общая тенденция, вероятно, такова: при наличии температурного градиента и чем он больше, тем более падает в корневых частях жилы роль хлоридных, карбонатных, фторидных, сульфидных и гидросульфидных комплексов и возрастает значение гидрокомплексов и частично гидролизированных комплексов металлов. Однако необходимо оценить масштабы этого явления, что в первом приближении можно сделать традиционными методами термодинамического анализа, рассматривая отдельные участки градиентной системы в качестве изотермических и учитывая в то же время градиент концентраций в них основных анионов, являющийся следствием пространственной дифференциации.

В качестве примера мы рассмотрим здесь некоторые варианты форм переноса и механизма отложения свинца гидротермальными растворами. В последнее время, в связи с вероятной большой ролью гидрокомплексов в переносе рудных компонентов в гидротермальных системах при наличии градиента температур, нами совместно с И. Л. Ходаковским были поставлены эксперименты по изучению растворимости окиси и титаната свинца, в результате которых были получены термодинамические характеристики гидрокомплексов свинца, подтверждающие положительную зависимость степени гидролиза ионов свинца от температуры [7, 8], а также проведен критический анализ литературы и выбраны наиболее надежные значения термодинамических свойств других комплексов свинца, интересных с геохимической точки зрения [9]. Все эти данные совместно с приведенными в Справочнике термодинамических величин [10] используются в дальнейших расчетах.

Как отмечалось выше, отложение минералов обычно связывают с изменением термодинамического режима, взаимодействием с вмещающими породами. Нашей задачей является выявление роли температурного градиента, и поэтому мы обратимся к системе, в принципе возможной в природных условиях, когда другие факторы менее существенны (отсутствует литологический контроль, рудное тело перекрыто толщей водоупорных пород и т. д.). Рассмотрим два граничных случая: с максимальным и минимальным температурными градиентами.

Вариант 1. Крутопадающая трещина. По нашим представлениям, именно в крутопадающих трещинах реализуется значительная величина температурного градиента, так как тепловой поток от зоны повышенных температур в общем случае направлен вверх. В этих жилах максимален и градиент потенциала гравитационного поля, который, вероятно, и создает градиент концентраций растворенных соединений, обладающих различной плотностью.

Состав исходного раствора, в первый момент заполняющего трещину, примем следующий: $\Sigma a_s = 10^{-4}$ моль/кг H_2O ; $\Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_3} = 10^{-2}$ моль/кг H_2O , что в целом отвечает современным представлениям о составе гидротермальных растворов. В результате пространственной дифференциации состава раствора через некоторое время появляется градиент концентраций анионов по длине жилы и в корневых ее частях формируются щелочные растворы.

Так как равновесия в растворах устанавливаются очень быстро (доли секунды), образование того или иного комплекса свинца в растворе определяется концентрацией соответствующего лиганда в рассматриваемом участке системы (концентрация лигандов задана исходным составом раствора и эффектом пространственной дифференциации). Образование твердой фазы — процесс более длительный, и тут возможно протекание неучитываемых нами в данном рассмотрении явлений.

Мы не рассматриваем конкретное месторождение и температурные условия его образования. Это задача дальнейшей детализации и конкретизации модели. Выберем для анализа условий и возможных форм миграции свинца два уровня по высоте жилы, характеризующиеся температурами 150 и 300° С. Будем считать также, что концентрация свинца в

исходном растворе составляет 10^{-6} моль/кг H_2O , так как, по мнению ряда исследователей, именно указанная концентрация является минимальной для образования рудных месторождений [11]. Наблюдающийся в наших экспериментах градиент рН, в среднем около 2 ед. рН, позволяет говорить и об изменении концентрации анионов также на два порядка [5]. Изменение концентраций именно в 100 раз принимается только по соображениям удобства расчетов, так как отклонения принципиального значения не имеют. Уровень с температурой 150°C — некий средний уровень в жиле и поэтому состав его раствора отвечает принятым выше значениям.

В зонах, расположенных выше этого уровня, концентрации анионов будут выше средних значений в результате пространственной дифференциации. В то время как на более низком уровне, характеризующемся температурой 300°C , концентрации анионов будут пониженными, в нашем примере:

$$\Sigma a_s = 10^{-6} \text{ моль/кг } \text{H}_2\text{O}, \Sigma a_{c1} = \Sigma a_{c0_s} = 10^{-4} \text{ моль/кг } \text{H}_2\text{O}.$$

Из данных по анализу газово-жидких включений вытекает, что нередко случаи, когда катионы щелочных металлов и щелочноземельных компенсируют ионы $\text{HCO}_3^-(p-p)$ и, вероятно, $\text{HS}^-(p-p)$. Величины рН таких растворов очень близки значениям первых констант диссоциации угольной и сероводородной кислот. Так как при 300°C $pK_1 \text{H}_2\text{CO}_3 = 8,26$, а $pK_1 \text{H}_2\text{S} = 8,22$ [10], то можно полагать, что величины рН этих растворов не сильно отличаются от 8 (по-видимому, в пределах 1—2 ед. рН). С еще большей уверенностью можно говорить о значении рН=7, которое мы возьмем в нашем примере для уровня 300°C . Напомним, что для температуры 300°C — это щелочной раствор, так как нейтральная точка имеет рН=5,7.

На уровне 150°C раствор будет более кислым, так как для этой температуры $pK_1 \text{H}_2\text{CO}_3 = 6,71$, а $pK_1 \text{H}_2\text{S} = 6,63$, а также и потому, что процессы пространственной дифференциации, выводящие в верхние горизонты легколетучие кислотные продукты (HCl , HF , CO_2 , H_2S) гидролиза, будут способствовать еще большему подкислению раствора, чем это следует из рассмотрения реакций диссоциации без учета этих явлений. На основании сказанного принимаем, что раствор имеет рН=5.

Рассмотрим, как подобное изменение состава и щелочности раствора отражается на его способности переносить широко распространенный в рудных месторождениях элемент — свинец. На рис. 1 показаны концентрации различных комплексов свинца в равновесии с галенитом. Сплошная линия демонстрирует кривую растворимости $\text{PbS}_{(к)}$ в растворе данного состава. Штрих-пунктирная кривая показывает суммарную концентрацию гидроксокомплексов ($\text{PbOH}^+_{(p-p)}$, $\text{Pb}(\text{OH})^0_{2(p-p)}$, $\text{Pb}(\text{OH})^-_{3(p-p)}$ и иона свинца $\text{Pb}^{2+}_{(p-p)}$). Штриховыми линиями нанесены концентрации различных комплексов.

Как видно из рис. 1, а, в растворе, находящемся на уровне 300°C , растворимость галенита определяется концентрациями гидроксокомплексов и, таким образом, гидроксокомплексы являются здесь основной формой миграции свинца. Хлоридные, карбонатные, гидросульфидные комплексы находятся в растворе в резко подчиненных количествах. При данном рН раствора (точка А) преобладающим, согласно расчету, является комплекс $\text{Pb}(\text{OH})^0_{2(p-p)}$ и раствор способен переносить свинец в количествах 10^{-6} моль/кг H_2O . При более высоких температурах раствор такого состава может удерживать в растворенном состоянии большее количество свинца. Поэтому принятая исходная концентрация свинца 10^{-6} моль/кг H_2O без изменений дошла бы до уровня 300°C из более глубоких и горячих зон.

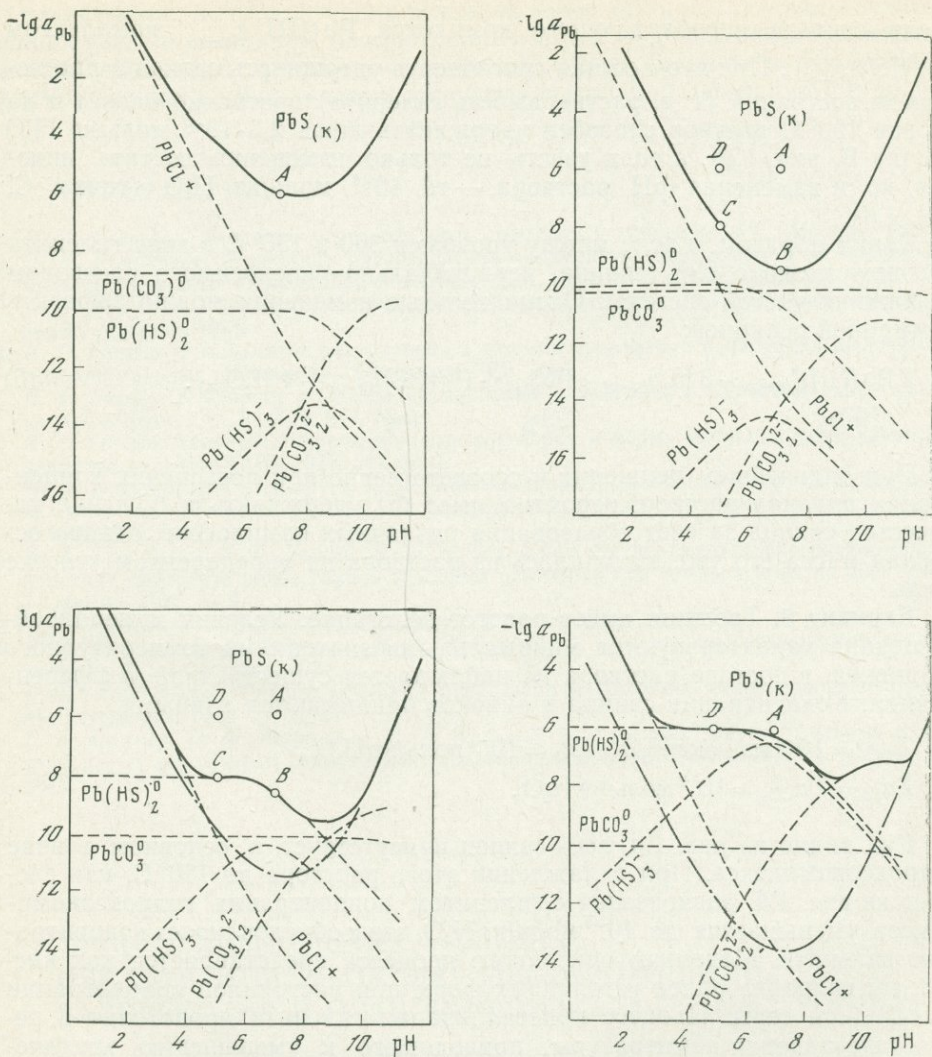


Рис. 1. Концентрация комплексов свинца в равновесии с галенитом и кривая его растворимости

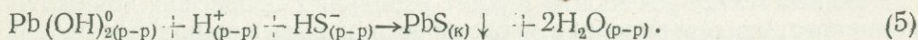
а — $T = 300^\circ \text{C}$; $\Sigma a_S = 10^{-6}$ моль/кг H_2O ; $\Sigma a_{\text{Cl}} = \Sigma a_{\text{CO}_3} = 10^{-4}$ моль/кг H_2O ;

б — $T = 150^\circ \text{C}$; $\Sigma a_S = 10^{-6}$ моль/кг H_2O ; $\Sigma a_{\text{Cl}} = \Sigma a_{\text{CO}_3} = 10^{-4}$ моль/кг H_2O ;

в — $T = 150^\circ \text{C}$; $\Sigma a_S = 10^{-4}$ моль/кг H_2O ; $\Sigma a_{\text{Cl}} = \Sigma a_{\text{CO}_3} = 10^{-2}$ моль/кг H_2O ;

г — $T = 150^\circ \text{C}$; $\Sigma a_S = 10^{-2}$ моль/кг H_2O ; $\Sigma a_{\text{Cl}} = \Sigma a_{\text{CO}_3} = 1$ моль/кг H_2O

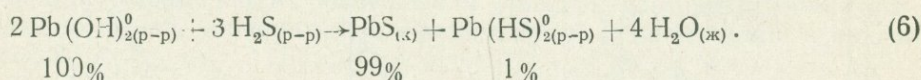
Однако дальнейшее падение температуры и рН с высотой и одновременное повышение концентрации серы понижают равновесную с галенитом концентрацию $\text{Pb}(\text{OH})_{2(p-p)}^0$, и избыточное количество свинца выделяется в твердую фазу — галенит. Механизм кристаллизации галенита представляется как кислотный гидролиз ранее устойчивых гидросокомплексов свинца:



На пути от уровня 300°C до уровня 150°C в результате изменения состава раствора (в основном за счет роста Σa_s) и температуры произойдет

смена состава преобладающего комплекса $Pb(OH)_{2(p-p)}^0$ комплексом $Pb(HS)_{2(p-p)}^0$. При этом общая способность удерживать свинец в растворенном состоянии (т. е. растворимость галенита) постоянно падает и на уровне $150^\circ C$ раствор способен удерживать лишь $2,5 \cdot 10^{-9}$ моль/кг H_2O (точка В, рис. 1,б), а если учесть не только изменения состава анионов, но и изменения рН раствора, — то 10^{-8} моль/кг H_2O (точка С, рис. 1,в).

Таким образом, в зоне между уровнями 300 и $150^\circ C$ в виде галенита отложится около 99% свинца, первоначально переносимого раствором из нижних частей системы. Окончательные изменения можно выразить суммарной реакцией:



При дальнейшем движении и соответственно при повышении концентрации анионов раствор, вероятно, смог бы удерживать и большие количества свинца за счет образования различных комплексов, однако основная масса его уже выделилась из раствора на определенном участке жилы.

Вариант 2. Трещина имеет пологое залегание. Условия минералообразования характеризуются минимальными значениями температурного градиента, в составе раствора не наблюдается существенной дифференциации. Концентрации свинца и анионов принимаются равными:

$$\Sigma a_{Pb} = 10^{-6} \text{ моль/кг } H_2O, \quad \Sigma a_s = 10^{-4} \text{ моль/кг } H_2O,$$

$$\Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_3} = 10^{-4} \text{ моль/кг } H_2O.$$

Как видно из рис. 1,а, весь свинец присутствует в основном в виде гидроксокомплекса. При охлаждении этого раствора до $150^\circ C$, как следует из рис. 1,б, равновесная с галенитом концентрация гидроксокомплексов уменьшается до 10^{-8} моль/кг H_2O , что и обуславливает концентрацию галенита. Механизм описанного процесса представляется как кислотный гидролиз ранее устойчивых форм при постоянной концентрации сульфидной серы. Процесс кристаллизации галенита происходит в результате падения температуры, приводящего к уменьшению критической концентрации сульфидной серы, необходимой для начала осаждения PbS .

Вариант 3. Трещина имеет пологое залегание и соответственно минимальные величины температурного градиента. Перенос и отложение вещества будут происходить практически при постоянной температуре. Возьмем для примера $150^\circ C$. Для переноса свинца при этой температуре необходимы несколько большие содержания анионов в растворе. Так, например, чтобы концентрация свинца достигла геохимически значимой величины 10^{-6} моль/кг H_2O , необходимо иметь концентрацию ионов не менее чем $\Sigma a_s = 10^{-2}$ моль/кг H_2O ; $\Sigma a_{Cl} = \Sigma a_{CO_3} = 1$ моль/кг H_2O .

Такие концентрации также вполне реальны и укладываются в рамки современных представлений о составе природных растворов [10, 12].

Как видно из рис. 1, г, перенос свинца в растворе данного состава осуществляется в виде комплексов $Pb(HS)_{2(p-p)}^0$ и $Pb(HS)_{3(p-p)}^-$, а осаждение свинца может произойти за счет различных процессов, понижающих концентрацию сероводорода в растворе или вызывающих подщелачивание раствора (выше $pH=7$). Этот последний вариант переноса и отложения свинца чаще всего и служит основой термодинамического анализа процессов гидротермального рудообразования и в природе, вероятно, реализуется достаточно часто.

Естественно, в геологических условиях могут быть реализованы самые разнообразные сочетания рассмотренных нами моделей процесса минералообразования и протекать в условиях много сложнее в результате взаимодействия с вмещающими породами, частичной дегазации и т. п.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Смирнов. Геология месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.
2. Д. В. Рундквист. О влиянии распределения температур горных пород на процессы метасоматического минералообразования.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1966, 95, № 5.
3. А. С. Лапухов. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск, «Наука», 1975.
4. И. Г. Ганеев. О механизме растворения и формах кремнезема в миграции щелочных гидротермальных растворов.— Геохимия, 1968, № 6.
5. И. Г. Ганеев. К вопросу о механизме миграции кремнезема в гидротермальных растворах.— ДАН СССР, 1974, 214, № 2.
6. И. Г. Ганеев. Свойства гидротермальных растворов и форма миграции минерального вещества.— ДАН СССР, 1976, 227, № 2.
7. И. А. Тугаринов, И. Г. Ганеев, И. Л. Ходаковский. Термодинамические свойства македонита (α -PbTiO₃) и условия его образования в гидротермальных жилах.— Геохимия, 1975, № 7.
8. И. А. Тугаринов, И. Г. Ганеев, И. Л. Ходаковский. Экспериментальное определение констант гидролиза ионов свинца в водных растворах при температурах до 300° С.— Геохимия, 1975, № 9.
9. И. А. Тугаринов. Автореферат кандидатской диссертации. М., 1976.
10. Г. Б. Наумов, Б. Н. Рыженко, И. Л. Ходаковский. Справочник термодинамических величин. М., Атомиздат, 1971.
11. Р. П. Рафальский. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., Атомиздат, 1973.
12. Г. Б. Наумов, О. Ф. Миронова, М. Б. Кузьмин. Углекислота гидротермальных растворов.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЗАЛЕГАЮЩИХ В ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩАХ

А. А. Никитин

Для расшифровки сложных процессов гидротермального уранового рудообразования в последнее время все резче проявляется стремление к получению количественных данных, которые в ряде случаев снимают многие неопределенности, неизбежно возникающие при качественном, описательном подходе. Так, несмотря на огромное количество фактического материала по геологии, минералогии месторождений урана, физико-химические условия их образования до сих пор во многом неясны. В связи с этим при исследовании месторождений урана наряду с изучением их геологических, минералого-геохимических, структурных особенностей все большее внимание уделяется получению конкретных данных о поведении урана в гидротермальных растворах, условиях его транспортировки до участков рудоотложения, позволяющих более полно представить геохимические процессы, приведшие к образованию месторождений. Так, оценка параметров гидротермального рудообразования на месторождениях пятимольной формации [1] позволила внести существенные коррективы в представления об условиях их формирования. Что касается месторождений урана, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах и характеризующихся весьма сложными и специфиче-

скими условиями образования, необходимость такого рода исследований становится очевидной.

Исследуемое рудное поле располагается в пределах прогиба, заполненного мощной толщей эффузивно-осадочных пород верхнеюрского возраста [2]. Фундаментом и обрамлением прогиба служат каледонские и варисские граниты, содержащие ксенолиты метаморфизованных пород нижнего палеозоя. Мезозойские образования представлены покровами эффузивов, озерными, пролювиальными и русловыми отложениями. Мощность этого комплекса пород составляет 200—1200 м, причем эффузивные породы резко преобладают над осадочными, составляя 90% мощности всего разреза. Эффузивно-осадочные образования делятся на две основные толщи: нижнюю, представленную чередованием покровов базальтов, андезито-базальтов и трахидацитов с песчаниками, алевролитами, конгломератами, и верхнюю, сложенную в основном кварцевыми порфирами¹.

Интенсивная тектоническая деятельность на протяжении всего периода формирования прогиба обусловила неравномерность распространения по площади и невыдержанность мощностей покровов эффузивов и горизонтов осадочных пород. Тектонические движения, имевшие место во время и после формирования пород мезозоя, привели к образованию большого числа различных по размерам, глубине заложения и внутреннему строению нарушений. В пределах субширотной зоны разломов, пересекающей прогиб в его средней части, расположены основные месторождения и рудопроявления урана, тяготеющие к узлам сопряжения нарушений северо-западного простирания с субмеридиональными и северо-восточными.

Урановое оруденение установлено практически во всех разностях эффузивно-осадочных пород и гранитах фундамента. По морфологическим признакам выделяется несколько типов рудных тел, главные из которых жильобразные, штокверковые и пластовые. Все вмещающие оруденение породы интенсивно изменены ранними гидротермальными процессами, приведшими в значительной мере к нивелированию их первоначального химического состава. К ним прежде всего относятся окварцевание, гематитизация, альбитизация, гидрослюдистые изменения. На рис. 1 представлена принципиальная схема последовательности минералообразования на месторождении, которая отражает основные изменения гидротермального процесса во времени и включает, кроме ранней альбитовой, основные четыре стадии собственно рудного процесса — кварцевую, настуран-молибденитовую, флюоритовую и кальцитовую.

При исследовании процессов гидротермального уранового рудообразования особое внимание уделяется выяснению роли углекислоты — одного из главных компонентов раствора [3—5]. Как видно из рассмотрения схемы, ассоциация минералов на исследуемых месторождениях уже заставляла предполагать наличие углекислоты в минералообразующем растворе. Нами было предпринято количественное определение углекислоты в газовой-жидких включениях некоторых жильных минералов месторождения по методике, изложенной в [6]. Результаты, представленные на рис. 2 и в табл. 1, свидетельствуют о том, что растворы, формировавшие урановую минерализацию на данных месторождениях, содержали значительные количества углекислоты, достигающие десятков граммов на 1 л. Ее концентрация в процессе минералообразования не оставалась постоянной и существенно менялась, а отложение настурана происходило на фоне уменьшения количеств CO_2 в растворах.

В табл. 1 представлены также результаты определения температур гомогенизации газовой-жидких включений в минералах месторождения,

¹ В работе [2] для этих пород принят термин «фельзит».

Стадии	Альбитовая		Настуран-молибденитовая				Флюоритовая			Кальцитовая	
	Кри-то	Сульфид-кварц-нитратная	Настуран-ноль	Анке-руто	Кварц-настуран-флюоритовая	Сульфидно-кальцитовая	Кварц-флюоритовая	Ша-мозит-кварц-цитов.	Флюорит-кварц-цитов.	Кальцит-толь	Друзидно-кальцитовая
Гидротермальная ассоциация											
Хлорит											
Титанит											
Лейкоксен											
Кальцит											
Доломит											
Альбит											
Кварц											
Гематит											
Пирит											
Арсенопирит											
Лелленгит											
Видерит											
Настуран											
Уранинит											
Молибденит											
Кафринит											
Галенит											
Амьерит											
Берtrandит											
Сфалерит											
Флюорит											
Барит											
Халькопирит											
Блеклая руда											
Адуляр											
Марказит											
Кингварь											
Веделлит											
Шамозит											
Барит											
Диккит											
Целлциты											
Температура гомогенизации, °С				200-150	195-140	170		180-80		100-40	

Рис. 1. Принципиальная схема последовательности минералообразования, по данным В. П. Роговой, И. В. Мельникова, М. В. Вампилова, З. М. Моториной с дополнениями автора

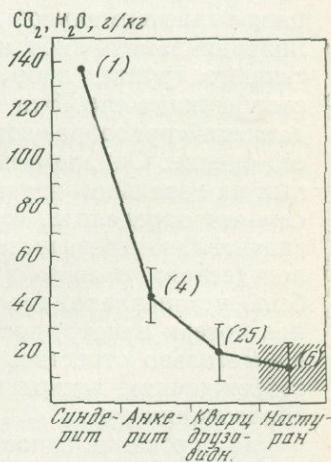


Рис. 2. Изменение CO_2 в процессе минералообразования

позволившие оценить интервал собственно уранового рудообразования 200—150° С. Необходимо отметить, что замеренные в данном случае температуры гомогенизации являются близкими температурам образования, так как в некоторых минералах, таких, как друзовидный кварц, были встречены трехфазовые включения с жидкой углекислотой. Среди них — включения как с незначительным количеством углекислоты, так и существенно углекислые с небольшим количеством водного раствора или вовсе без него. Такие включения возникают в момент гетерогенизации гидротермальных растворов при падении давления, когда углекислота выделяется в газовую фазу, и поправки на давление становятся

Таблица 1

Концентрация углекислоты в газовой-жидких включениях жильных минералов и их температуры гомогенизации

Стадия	Минерал	CO ₂ , г/кг Н ₂ O	Температура гомогенизации, ±2° С	Число замеров температуры гомогенизации
Кварцевая	Сидерит	137,3 (1)*	—	—
Настурановая	Анкерит	44,9±10,2 (4)	180—150	15
	Кварц друзовидный	22,4±12,7 (25)	195—150	26
	Настуран	16,3±11,2 (6)	—	—
	Клейофан	—	172	16
Флюоритовая	Флюорит	—	175—120	188
Кальцитовая	Кальцит ромбический	—	160—100	76
	Кальцит пластинчатый	—	65—60	17
	Барит	—	50	15

* В скобках — число анализов

минимальными [7]. Следует отметить, что при вскипании гидротермальных растворов возможно образование гетерогенных включений с разным объемом водной и газовой фаз. Такие включения, правда в редких случаях, наблюдались в некоторых образцах друзовидного кварца; они, так же как и расшнурованные включения, непригодны для замеров температуры гомогенизации.

Важной характеристикой процесса рудообразования является также величина давления растворов, оценка которого на месторождениях обычно проводится путем реконструкции геологического разреза в период гидротермальной деятельности [8, 9]. При этом величина давления приравнивается либо к литостатическому давлению, равному весу насыпного грунта, либо к гидростатическому давлению гипотетического столба жидкости. Эти упрощения связаны со сложностью определения давлений рудообразующих растворов и отсутствием надежных методов его оценки. Однако в настоящее время использование методов, основанных на детальном изучении газовой-жидких включений, позволяет в ряде случаев определить, что давления рудообразующих растворов могли значительно превышать величины, найденные при восстановлении геологического разреза [10]. Более того, для некоторых месторождений было установлено, что при движении растворов происходит существенная потеря напора, достигающая 50 атм на 100 м [1]. Все это заставило внимательно отнестись к оценке давлений растворов на изучаемых месторождениях, поскольку падение его могло явиться одной из причин образования руд.

На основании сопоставления разрезов эффузивно-осадочных пород в районе месторождения было установлено, что глубина формирования основной массы руды составляла 700—800 м от бывшей дневной поверхности, т. е. если бы давление было близким к литостатическому, оно не превышало бы 200 атм. Некоторые предварительные сведения о давлении могут дать содержания CO₂ в газовой-жидких включениях (см. табл. 1). Экспериментальные данные по системе вода — углекислота показывают, что при 150° С (а эта температура близка к температуре образования многих минералов месторождения) содержание углекислоты в водном растворе, равное 10 вес.%, требует давления 1100 атм [11, 12]. Присутствие в растворе солей типа NaCl еще больше повышает величину равновесного давления.

Как видно из табл. 1, содержания CO_2 в растворах, формирующих данные месторождения, имеют тот же порядок величин, что говорит о том, что давление могло быть достаточно большим. Детальное изучение включений в минералах месторождений позволило более точно определить давление растворов. Обнаруженные в кристаллах друзовидного кварца трехфазовые включения с жидкой CO_2 имели температуру полной гомогенизации $188\text{--}194^\circ\text{C}$, а частичной — $29,4\text{--}29,8$. Минимальное парциальное давление углекислоты в этом случае равно $240\text{--}250$ атм [12]. Кроме того, во включениях флюорита были найдены трехфазовые включения, состоящие из водного раствора, газа и минерала-узника (изотропного). Температуры гомогенизации газового пузыря были равными $139\text{--}149^\circ\text{C}$, а температуры растворения минералов-узников — соответственно $200\text{--}220^\circ\text{C}$, что свидетельствует о давлениях, больших $800\text{--}900$ атм, значительно превышающих литостатическую нагрузку пород.

Полученные физико-химические параметры и проведенные экспериментальные исследования по определению констант устойчивости некоторых комплексов шестивалентного урана [13, 14] позволили оценить формы переноса этого элемента в гидротермальных растворах, формирующих указанные месторождения.

На рис. 3 изображены установленные экспериментально поля устойчивости различных соединений шестивалентного урана в координатах $\text{pH}\text{--}\text{CO}_2$ при температуре 150°C и концентрации урана $>5 \cdot 10^{-6}$ моль/кг H_2O . Здесь же указаны область концентрации углекислоты, определенная при исследовании ее содержания в газовой-жидких включениях кварца и настурана месторождения, и наиболее вероятные значения кислотности растворов. Как видно, в гидротермальных растворах, формирующих данные месторождения, среди гидроксо- и карбонатных комплексов U^{6+} наиболее вероятным является преобладание комплексов соединений типа $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ (дикарбонат уранила). Более полное рассмотрение возможных форм переноса урана при образовании уран-молибденовых месторождений дано в работе [15]; здесь же оценены наиболее вероятные значения кислотности растворов.

Кратко остановимся на возможных причинах отложения урановых руд. В. В. Щербина и Д. И. Щербаков [3] указывали наряду с другими факторами на возможность отложения урана при падении давления CO_2 , причем, по их мнению, падение давления могло происходить в результате ухода углекислоты в трещины горных пород или при взаимодействии CO_2 с основными окислами минералов вмещающих пород. В той же работе сделано предположение, что одной из причин, вызывающих разложение комплексных соединений, может быть изменение pH растворов, обусловленное взаимодействием с вмещающими породами. На основании изучения минерального состава месторождений и режима углекислоты были детализированы основные моменты, связанные с декарбонатизацией ураноносных растворов, в частности, при формировании настуран-карбонатных жил пятиэлементной формации [4, 5]. По механизму удаления CO_2 было предложено разделить место-

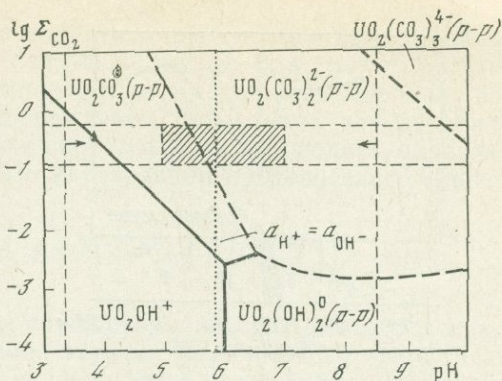


Рис. 3. Поля устойчивости некоторых соединений уранила в карбонатных растворах

$T=150^\circ\text{C}$, заштриховано — концентрация CO_2 по включениям в кварце и настуране

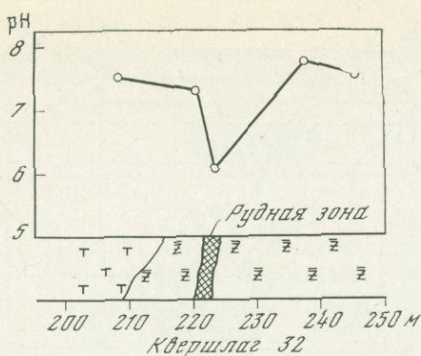
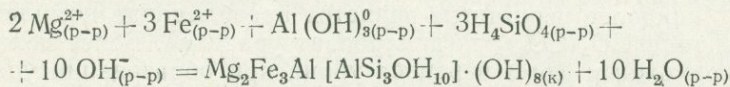


Рис. 4. Изменение pH суспензий пород

Основная масса углекислоты, по-видимому, удалялась в газовую фазу, а карбонатизация вмещающих пород имела подчиненное значение, затрагивая лишь породы основного состава, общая доля которых среди осадочно-вулканогенных образований относительно невелика. Кроме того, следы дегазации четко фиксируются при изучении газово-жидких включений в минералах, так что этот процесс, видимо, играл важную роль при отложении урановых руд. Предметом дальнейшего изучения может служить оценка количественной стороны этого процесса.

Немаловажным фактором при рудоотложении является изменение кислотности растворов. При удалении CO_2 из раствора резко возрастает еще щелочность, препятствующая разрушению уранил-карбонатных комплексов. Таким образом, суммарный эффект удаления углекислоты будет определяться не только ее массой, но и величиной изменения pH в сложной буферной системе раствор — порода. Увеличению щелочности раствора могут препятствовать метасоматические процессы, в результате которых происходит поглощение ионов OH^- [4]. Для данного месторождения буферное действие вмещающих пород может проявляться и при замещении глинистых минералов слюдястыми или более сложными образованиями внутри обширной группы гидрослюдистых минералов. Не исключена возможность проявления буферного действия и при непосредственном отложении некоторых минералов, например хлорита, широко развитого в рудных зонах. В случае переноса железа и магния в виде катионов реакция



будет приводить к связыванию гидроксильных ионов, т. е. к подкислению растворов, что способствует разрушению карбонатных комплексов.

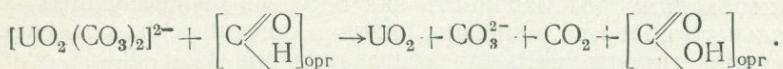
Данные по балансу элементов в рудных зонах подтверждают возможность протекания этого процесса. Однако непосредственный количественный анализ привноса-выноса компонентов существенно затруднен ввиду сложного строения рудных тел, наличия зон мелкой трещиноватости и высокой пористости пород. Поэтому представляют интерес обобщенные данные по измерению pH суспензий пород, отобранные вкрест простирания рудных зон, полученные по методике, изложенной в работе [15].

На рис. 4 представлены результаты, характеризующие изменение значений pH по мере приближения к рудной зоне. В пределах рудных зон значения pH всегда ниже, чем в удалении от них, что говорит о том, что при прочих равных условиях возможность более полного осаждения урана будет скорее всего реализоваться в зонах интенсивного гидротермального изменения и характеризоваться низкими значениями pH.

рождения урана на два типа в зависимости от того, связывается ли углекислота вмещающими породами или удаляется в виде газа.

Изучение минералого-геохимических особенностей и вещественного состава вмещающих пород изучаемых месторождений показало, что в отличие от месторождений пятиэлементной формации, здесь, как правило, отсутствуют породы, способные связать углекислоту, привнесенную гидротермальными растворами.

Перевод урана из высшей валентности в низшую при формировании изучаемых месторождений мог осуществляться благодаря участию органического вещества, содержащегося во вмещающих породах. Как было показано в работе [16], под действием термальных вод органическое вещество могло подвергаться пиролизу с последующим образованием олефинов, что способствовало активизации органического вещества как восстановителя:



Этот процесс мог сопровождаться осаждением настурана с образованием карбонатов и более окисленной формы органического вещества, в частности шавелевой кислоты, и последующим осаждением оксалата в виде вевеллита, находки которого зафиксированы как в рудных зонах [17], так и на флангах рудных тел в пределах изучаемых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Б. Наумов, Б. Н. Ачеев, Н. П. Ермолаев. К вопросу о движении гидротермальных растворов.— Геол. рудн. месторожд., 1968, 10, 4.
2. Ф. И. Вольфсон, Л. П. Ищукова, В. Е. Вишняков. Условия локализации гидротермального уранового оруденения в слоистых толщах верхнего структурного этажа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 11.
3. Геология, поиски и разведка месторождений урана. (Руководство для геологов), ч. 1. М., Госгеолиздат, 1955.
4. В. Л. Барсуков, Г. Б. Наумов, Н. Т. Соколова. Поведение урана в процессе образования гидротермальных жильных месторождений.— В кн.: Основные черты геохимии урана. М., Изд-во АН СССР, 1963.
5. Г. Б. Наумов, О. Ф. Миронова, М. Б. Кузьмин. Углекислота гидротермальных растворов.— В кн. Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
6. О. Ф. Миронова, Г. Б. Наумов. Метод определения концентрации углекислоты в газозо-жидких включениях.— Геохимия, 1967, № 10.
7. В. А. Калюжный. Методы и результаты геобарометрии по газозо-жидким включениям.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965.
8. И. П. Кушнарев. Глубины образования эндогенных месторождений. М., «Наука», 1969.
9. В. Л. Барсуков, Г. Д. Гладышев, В. Н. Козырев и др. Условия образования месторождений в вулканических депрессиях. М., Атомиздат, 1972.
10. А. И. Тугаринов, В. Б. Наумов. Термобарические условия формирования гидротермальных урановых месторождений.— Геохимия, 1969, № 2.
11. G. C. Kennedy. Pressure — volume — temperature relations in CO₂ at elevated temperatures and pressures.— Amer. J. Sci., 1954, 252, N 4.
12. С. Такеноучи, Д. К. Кеннеди. Бинарная система H₂O—CO₂ при высоких температурах и давлениях.— В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968.
13. А. А. Никитин, Э. И. Сергеева, И. Л. Ходаковский, Г. Б. Наумов. Гидролиз уранила в гидротермальной области.— Геохимия, 1972, № 3.
14. Э. И. Сергеева, А. А. Никитин, И. Л. Ходаковский, Г. Б. Наумов. Экспериментальное изучение равновесий в системе UO₃—CO₂—H₂O в интервале температур 25—200° С.— Геохимия, 1972, № 11.
15. Г. А. Соломин. К методике определения окислительно-восстановительного потенциала и рН осадочных пород. М., «Наука», 1964.
16. Э. М. Галимов, А. И. Тугаринов, А. А. Никитин. О происхождении вевеллита в гидротермальном урановом месторождении.— Геохимия, 1975, № 5.
17. И. В. Черных, Г. О. Пилоян. Уэвеллит на урановом гидротермальном месторождении.— ДАН СССР, 1971, 201, № 6.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРОЦЕССЕ

Л. А. Банникова, Э. М. Галимов

В настоящее время очевидно, что присутствие органического вещества в растворах необходимо рассматривать как одну из существенных черт гидротермального процесса. Описаны находки органических соединений среди минералов гидротермальных месторождений меди [1—5], свинца и цинка [6—12], серебра [13, 14], золота [4, 14, 15], ртути [6, 16—21], урана [22—26], олова, вольфрама и молибдена [14, 27, 28], флюорита [29—32], исландского шпата, горного хрусталя, асбеста, целестина и других минералов [33—47]. Органические соединения отмечаются в различных минеральных ассоциациях, образовавшихся в широком интервале температур, залегающих в различных типах вмещающих пород. Соотношение прожилковых выделений органических соединений с минералами [4, 6, 9, 34, 39, 42], распределение рассеянного органического вещества в кристаллах, а также находки этих соединений в многофазных первичных и вторичных включениях минералов с температурами гомогенизации 60—250°С [10, 14, 16, 34, 42, 43, 48] свидетельствуют о том, что органические соединения присутствовали в гидротермальных растворах на протяжении всего времени формирования месторождений.

Химический состав обнаруженных соединений изменяется от наиболее восстановленных форм (углеводородов) до в различной степени окисленных кислородсодержащих соединений и конечного продукта окисления органического вещества — углекислого газа.

Во включениях минералов обнаружены CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_4H_{10} в газовой фазе и более высокомолекулярные алканы нормального и изопреноидного ряда с числом атомов углерода до 33 [37, 49]. Из нафтеновых углеводородов во включениях обнаружены метилзамещенные циклопентаны и циклогексаны, из ароматических — бензол, толуол, ксилол [37]. Рассеянные битумоиды, извлекаемые различными растворителями, представляют собой смесь, состоящую из углеводородов (8—80%), смол и асфальтенов. Углеводороды представлены алифатическими, алициклическими и ароматическими соединениями [9, 11, 14, 48, 49]; ароматические углеводороды в составе рассеянного битумоида — метиламещенными конденсированными структурами от двух и более колец в молекуле [11]. Идентифицированы и более высокомолекулярные полициклические углеводороды — пирен, перилен, коронен, 3,4-бензпирен, 1,12-бензперилен и др. [4]. В составе смолистых фракций рассеянных битумоидов, по данным ИК-спектроскопии, присутствуют кислородсодержащие группировки —ОН, —С—О—С, С=О, —С—О. Иногда отмечается существование связей С=С, групп NH, галогенводородных группировок и кремнийорганических структур [14, 50]. Из индивидуальных кислородсодержащих органических соединений в составе битумоидов и в газообразных включениях минералов идентифицированы жирные кислоты с числом атомов углерода от 10 до 22 [11], низкомолекулярные жирные кислоты [51], эйкозиловый спирт [52], оксалаты кальция [53].

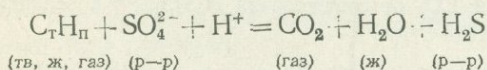
• Химические особенности, присущие органическим соединениям, а именно их восстановительные свойства, способность образовывать устойчивые комплексы со многими элементами, существенное влияние добавок органических соединений на структуру растворов, а следовательно, и на растворимость солей и газов в воде позволяют считать, что их присутствие в химических системах гидротермальных растворов будет оказывать заметное влияние на многие процессы, связанные с эндогенным минералообразованием.

Наиболее существенной представляется роль органического углерода в качестве восстановителя. Благодаря широкой распространенности и большой восстановительной емкости углерода, органические соединения, вероятно, в решающей степени определяют судьбу элементов переменной валентности в рудообразующем растворе.

Изучая формы органического вещества, ассоциирующие с данным типом оруденения, принципиально можно установить реальную роль органического вещества и характер его участия в гидротермальном процессе.

Особенностью окислительно-восстановительных процессов, протекающих в зоне гидротермального рудообразования в отличие от экзосферы, является то, что в качестве окислителя органического вещества здесь действуют не свободный кислород, а относительно мягкие окислители, такие, как сульфатная сера, окисное железо, шестивалентный уран и т. п.

Можно показать, что термодинамические соответствующие реакции с сульфат-ионом вполне допустимы [54]. Важно отметить, что расчеты равновесных соотношений компонентов для реакций окисления углеводородов сульфат-ионом:



при температурах 100, 200 и 300° С для представителей разных классов углеводородов (рис. 1) показывают, что равновесие сдвинуто вправо при всех реальных и гидротермальных условиях давления CO₂. Зависимость указанных равновесий от температуры в рассмотренной области невелика, также невелика их зависимость от природы реагирующего соединения. Окисление углеводородов до любых промежуточных продуктов (спирты, кислоты и др.) также сопровождается снижением свободной энергии системы.

Изучение механизмов окисления углеводородов кислородом показало, что этот процесс представляет собой свободнорадикальную цепную реакцию с вырожденным разветвлением [55—57]. Это процесс многостадийный и проходит через образование многочисленных промежуточных продуктов. Скорости окисления различных соединений определяются различиями в энергиях диссоциации связей С—С и С—Н, зависящих от строения и состава исходных органических соединений. В условиях жидкофазного окисления углеводородов наибольшая скорость присуща соединениям с двойной связью. При этом существенно (в 37 раз) увеличивается и скорость окисления сопряженной с ней С—Н связи [58].

Чем больше в молекуле ненасыщенных связей и чем сложнее она построена, тем больше скорость ее окисления [56]. Для олефинов характерно наличие двух параллельных направлений окисления — по С—Н связи и по ненасыщенной связи. Это приводит к тому, что в присутствии окислителя одновременно протекают реакции окисления и полимеризации, что приводит к большому разнообразию продуктов реакции [56]. Алкилароматические углеводороды и высшие алканы имеют меньшие скорости окисления, чем олефины, однако скорость их окисления значительно выше, чем низших алканов и незамещенных бензольных колец [59].

В интервале 180—200° С скорость окисления при переходе от пентана к гексану увеличивается в 7,5 раза, а от пентана к декану — в 1000 раз и более [56]. Разветвленные парафины, имеющие в молекуле третичные связи С—Н, окисляются значительно быстрее, чем парафины с прямой цепью [60]. Соединения, содержащие связи углерода с кислородом, такие, как спирты, альдегиды, кетоны и другие, имеют высокие скорости окисления до органических кислот, тогда как дальнейшее окисление последних происходит с меньшей скоростью. Благодаря этому среди

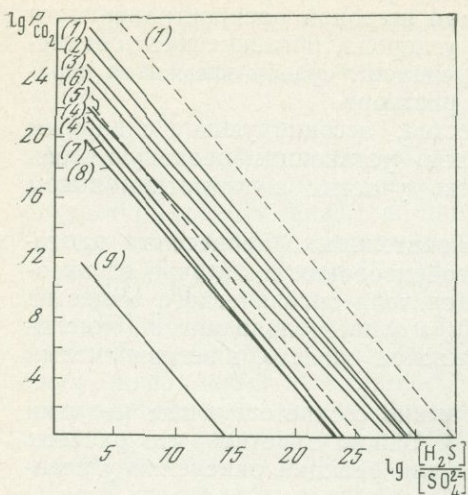
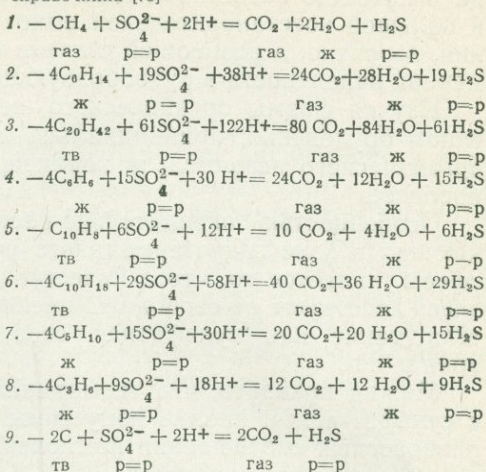


Рис. 1. Зависимость равновесных давлений CO_2 от соотношения $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4^{2-}$ в реакциях (1—9). Сплошная линия — 200°C , пунктирная — 300°C .

Данные для расчета Кр реакций (1—9) взяты из справочника [78]



метастабильных кислородсодержащих продуктов в наибольшей степени накапливаются кислоты и продукты их этерификации [58, 61, 62].

Процесс окисления углеводов осуществляется по цепному механизму независимо от природы окислителя. В частности, установлено, что по цепному механизму происходят реакции окисления органических соединений растворами перманганатов и соединениями хрома [63]. Это дает основание полагать, что окислительно-восстановительные реакции между углеводородами и соединениями элементов переменной валентности, в частности сульфат-ионом, подчиняются закономерностям, свойственным процессам окисления с участием кислорода. Относительные скорости окисления различных соединений, многостадийность процессов и состав промежуточных продуктов, по-видимому, сохраняются в случае окисления углеводов слабыми окислителями, поскольку характер реакций определяется главным образом строением органических соединений, а не свойствами окислителя. Необходимо иметь в виду, что химические превращения органического вещества протекают различным образом в присутствии и в отсутствие окислителя.

При отсутствии окислителя высокомолекулярные органические соединения углерода термодинамически неустойчивы относительно распада на простые компоненты, в частности углеводороды относительно распада на углерод и водород (рис. 2). Наибольшая для углеводородов термодинамическая устойчивость метана приводит к тому, что в углеводородной системе процесс развивается в направлении образования CH_4 и элементарного углерода [64].

Однако энергии активации реакций распада органических соединений достаточно высоки, так что при низких температурах органические соединения могут сохраняться геологически длительное время. Одним из важных механизмов превращения органического вещества является образование двойных связей в промежуточных соединениях [65—69]. Возникновение структур с двойными углерод-углеродными связями (олефинов) обеспечивает развитие процесса в двух направлениях: во-первых, через олефины осуществляются полимеризация органических соединений, конденсация ароматических структур с образованием смолистых веществ и в конечном счете графита. Во-вторых, посредством олефинов эффективно реализуется механизм диспропорционирования водорода, приводящий к обогащению органического вещества углево-

дородными структурами. При низких температурах катагенеза образование олефинов, как было показано [70], возможно в результате радикально-сопряженного процесса в системе органическое вещество — минеральная матрица, который, по-видимому, является важным фактором химизма нефтеобразования. Однако это геологически длительный процесс.

При температурах 150—200° С, характерных для гидротермальных условий, становится термодинамически возможно непосредственное образование олефинов в органической системе и в связи с этим — существенное ускорение всех процессов, в том числе и реакций органического вещества со слабыми окислителями.

Окислительно-восстановительное взаимодействие между органическим веществом и компонентами гидротермальных растворов было установлено в природе на примере относительно низкотемпературных ртутных [71, 72] и урановых месторождений [53]. Невысокие скорости превращений органических соединений при температурах около 200° С, характерных для этих месторождений, способствовали сохранению достаточно сложных молекул, позволяющих реконструировать историю последовательных превращений органического вещества.

Анализ парагенетических взаимоотношений разных форм органического вещества с гидротермальной минерализацией и изучение химического состава рассеянного органического вещества в минеральных ассоциациях месторождений киновари (Северо-Западный Кавказ, месторождения Перевальное и Сахалинское) показали, что изменение органического вещества под воздействием гидротермальных растворов происходило по двум направлениям [71, 72].

Из приведенных на рис. 3—6 аналитических данных следует, что под воздействием гидротермальных растворов, содержащих сульфат-ион (до 1 моля на 1 л [73]) происходило окисление органического вещества, сопряженное с образованием восстановленных форм серы и отложением сульфидов. Отчетливая корреляция между содержанием окисленных компонентов в составе органического вещества и содержанием сульфидной серы в гидротермально измененных породах наглядно демонстрирует этот процесс.

Связь процессов окисления органического вещества с отложением сульфидов подтверждается также анализом изотопного состава углерода прожилковых битумоидов и различных фракций органического вещества, выделенных из гидротермально измененных пород (табл. 1, 2).

Установлено [74], что биогенные кислородсодержащие смолистые соединения, обнаруживаемые в нефтях и нефтематеринских породах, обогащены тяжелым изотопом углерода по сравнению с углеводородами, присутствующими в этом же веществе. Это объясняется эффектами внутримолекулярного распределения изотопов, действующими в процессе биосинтеза органических соединений и приводящими к обогащению изотопом ^{13}C углерода кислородсодержащих функциональных групп. В отличие от этого кислородсодержащие смолистые соединения, возникающие в результате вторичных процессов окисления, не должны отли-

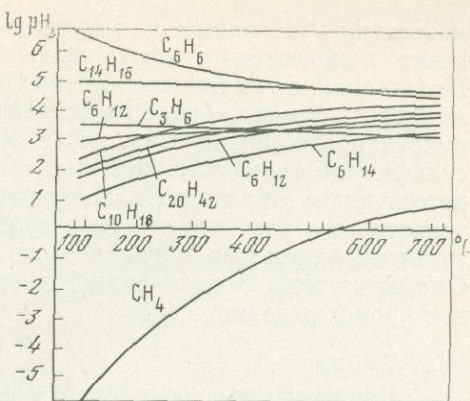


Рис. 2. Зависимость равновесных давлений H_2 от температуры для некоторых углеводородов

чаться по изотопному составу или могут быть несколько легче вследствие кинетического изотопного эффекта исходных углеводородов. Исследование изотопного состава фракций, выделенных из хлороформенного битумоида гидротермально измененных пород (см. табл. 1), показало, что спирто-бензольные смолы из органического вещества зоны сульфидной минерализации легче, чем углеводородные фракции соответствующих образцов. Такое распределение изотопов углерода свидетельствует о том, что смолы в сульфидной зоне образовывались в результате окисления органического вещества на месте рудоотложения. Смолы из зоны бессульфидной минерализации, видимо, имеют смешанное происхождение.

Таблица 1

Изотопный состав различных фракций хлороформенного битумоида

	$\delta^{13}\text{C}$ фракций хлороформенного битумоида. %			
	метанафтенная фракция	нафтеноароматическая фракция	спиртобензольные смолы	асфальтены
Зона бессульфидной минерализации	-2,72	-2,33	-2,56	-2,60
Зона сульфидной минерализации	-2,64	-2,25	-2,66	-2,81

Таблица 2

Химический и изотопный состав прожилкового органического вещества гидротермально-измененных пород месторождений киновари

C	H	O+N+S	C/H	C+H/O+N+S	$\delta^{13}\text{C}$. %
Кертзит					
92,1	6,35	1,59	14,1	62,3	-2,06
91,3	6,04	2,06	13,4	47,2	—
Керит					
84,6	8,75	6,68	—	—	-2,29
81,4	4,96	13,9	16,4	6,3	-2,37
86,7	4,98	7,42	—	—	-2,29
81,4	4,94	13,16	—	—	-2,42

Следует отметить, что процессами окисления захвачены все фракции органического вещества (см. рис. 3—6), в том числе и углеводороды. Продукты окисления представляют собой смолы — конденсированные кислородсодержащие соединения как ароматического, так и алифатического характера (рис. 7).

В качестве индикатора глубины процесса окисления может служить также изотопный состав CO_2 и, следовательно, изотопный состав углерода кальцита в зоне гидротермальной минерализации. В самом деле, при окислении органического вещества образуется кальцит, существенно обогащенный легким изотопом. Он характеризуется величинами $\delta^{13}\text{C}$ от -2,0 до -3,0%. Такой кальцит, например, обнаружен в зоне гипергенного изменения нефтяных залежей [75]. Напротив, кальцит, находящийся в равновесии с метаморфогенной углекислотой карбонатного происхождения, изотопически тяжелый. В температурном диапазоне гидротермального процесса он характеризуется величинами $\delta^{13}\text{C}$ от +0,5 до -0,5% [75].

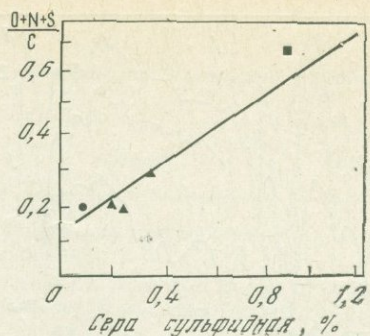
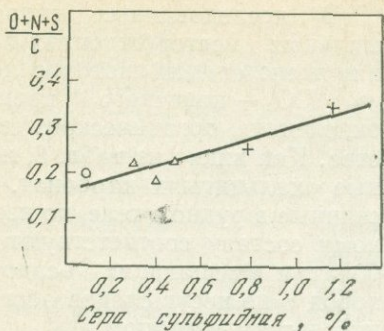


Рис. 3. Изменение элементного состава керогена гидротермально-измененных пород в зависимости от содержания в них сульфидной серы

- — образцы неизмененных осадочных пород, вмещающих оруденение;
- ▲ — образцы из зоны бессульфидной минерализации, гидротермальные растворы в которой не содержат сульфат-иона [73];
- — образцы из зоны сульфидной минерализации (рудной зоны), гидротермальные растворы в которой содержат сульфат-ион до 1 моля на 1 л [73]

Рис. 4. Изменение элементного состава спирто-бензольного битумоида гидротермально-измененных пород в зависимости от содержания в них сульфидной серы. Условные обозначения те же, что на рис. 3

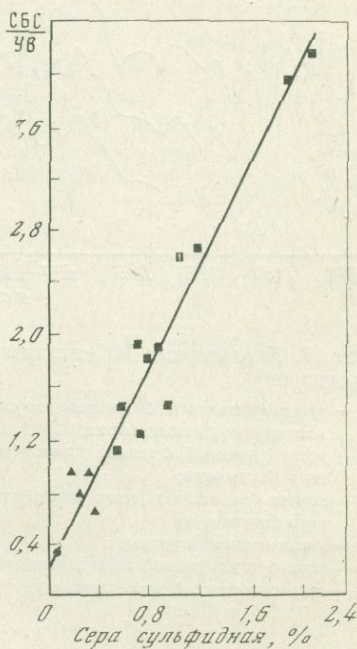
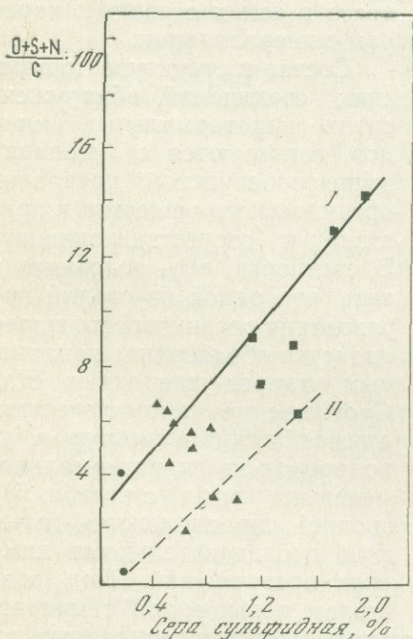


Рис. 5. Изменение элементного состава хлороформного битумоида гидротермально-измененных пород в зависимости от содержания в них сульфидной серы

- I — зависимость отношения $O+N+S/C$ от содержания сульфидной серы; II — зависимость отношения O/C от содержания сульфидной серы. Условные обозначения те же, что на рис. 3

Рис. 6. Изменение отношения окисленных компонентов к углеводородам в хлороформном битумоиде гидротермально-измененных пород в зависимости от содержания в них сульфидной серы

CBS — спирто-бензольные смолы; УВ — углеводороды. Остальные обозначения те же, что на рис. 3

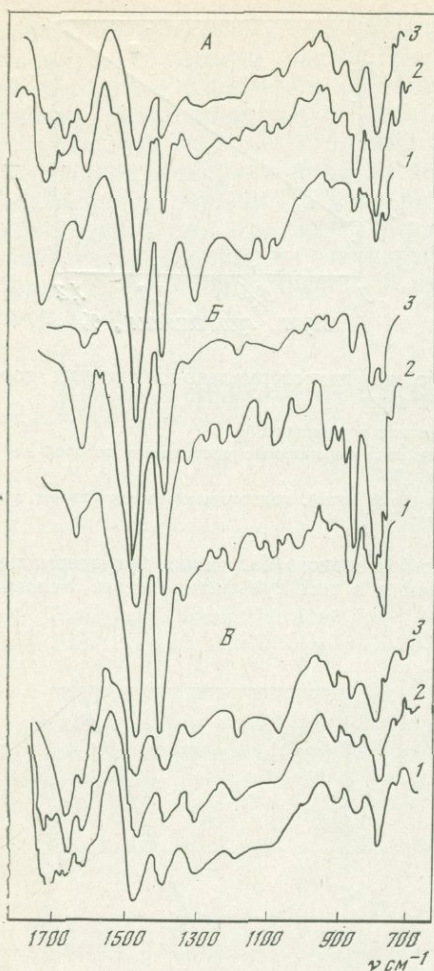


Рис. 7. Характерные ИК-спектры поглощения

- А — хлороформенного битумоида гидротермально-измененных пород;
 Б — углеводородной фракции хлороформенного битумоида;
 В — спирто-бензольных смол хлороформенного битумоида;
 1 — неизмененные породы;
 2 — зона бессульфидной минерализации;
 3 — зона сульфидной минерализации

происходит расщепление и дегидрирование высокомолекулярных алканов с образованием ненасыщенных связей. Без окислителя ненасыщенные соединения подвергаются процессам полимеризации и циклизации, которые обуславливают увеличение содержания высокомолекулярных конденсированных структур в зоне бессульфидной минерализации (см. рис. 8; табл. 4, 5).

В том случае, когда растворы содержали сульфат-ион, происходило окисление ненасыщенных соединений не только непосредственно по связи С—С, но и по сопряженному с ней С—Н и С—С связям. В пользу такой схемы процесса могут свидетельствовать ИК спектры образцов органического вещества из гидротермально измененных пород [77]

В исследованных гидротермальных месторождениях не обнаружено следов изотопно легкого CO_2 — конечного продукта окисления органического вещества. Как видно из табл. 3, жильные кальциты и карбонат, рассеянные в рудном теле, по изотопному составу соответствуют карбонатам вмещающих осадочных пород и не несут следов обогащения легким изотопом.

В случае отсутствия в гидротермальных растворах окислителя (зона бессульфидной минерализации на рис. 3—6) основные изменения органического вещества выражались в конденсации ароматических структур (табл. 4 и 5, рис. 8). По мере перехода от одной зоны к другой не наблюдается интенсификации одного и того же процесса, но отчетливо прослеживаются два разных процесса в зонах с разным характером минерализации.

Состав и структура органических соединений, обнаруженных среди гидротермальных минералов, согласуются с указанными выше особенностями превращения органического вещества в присутствии и отсутствии окислителя. В частности, есть основания считать, что одной из стадий преобразования органического вещества является образование ненасыщенных углерод-углеродных стадий. Соотношение ароматических и алифатических структур в углеводородах из гидротермально измененных пород (см. табл. 5) позволяет предположить следующую последовательность химических превращений. Под воздействием повышенной температуры

Таблица 3

Изотопный состав карбонатного углерода месторождений киновари и карбонатных пород района

Образец	$\delta^{13}C$, %	Образец	$\delta^{13}C$, %
Кальцит I генерации	+0,09	Кальцит вне месторождений киновари	-0,04
	+0,14		-0,05
	+0,06		-0,46
Кальцит II генерации	-0,27	Рассеянный карбонат гидротермально измененных пород	-0,01
Кальцит III генерации	-0,20	Известняк, I ₃ Мергель, Cг ₁ Рассеянный карбонат в глинах Cг ₂	+0,05
Пленочный кальцит в ассоциации с битумом	-0,09		+0,24
	-0,23		+0,08
	+0,19		

Таблица 4

Среднее значение отношения C/N в хлороформенном битумоиде и керогене гидротермально-измененных пород месторождений киновари

Образец	Отношение C/N	Образец	Отношение C/N
Хлороформенный битумоид		Кероген	
Неизменные породы	7,5	Неизменные породы	22,4
Породы из зоны бессульфидной минерализации	9,0	Породы из зоны бессульфидной минерализации	32,6
Породы из зоны сульфидной минерализации	7,7	Породы из зоны сульфидной минерализации	21,5

Таблица 5

Состав углеводородной фракции хлороформенного битумоида гидротермально измененных пород

Образец	Состав углеводородов, %	
	метано-нафтенные	нафтенно-ароматические
Неизменные породы	88,8	11,2
Зона бессульфидной минерализации	66,8	33,2
	54,0	45,0
Зона сульфидной минерализации	85,4	14,6

Таблица 6

Изотопный состав углерода вевелита и сопутствующих ему кальцита и углеродистого вещества

Образец	$\delta^{13}C$, %	Образец	$\delta^{13}C$, %
Вевелит	-1,58	Кальцит	+0,45
»	-1,56	Углеродистое вещество	-2,34
»	-1,84	То же	-2,32
»	-2,22		

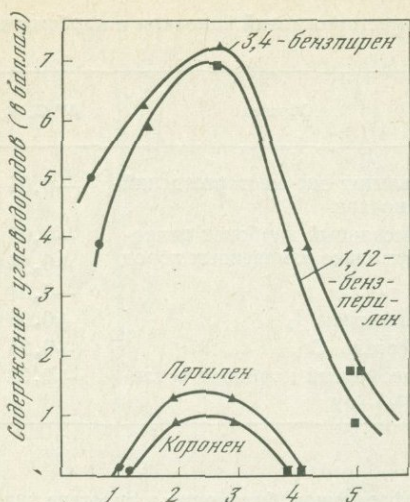
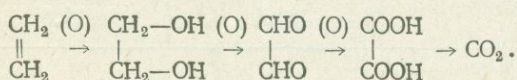


Рис. 8. Распределение полициклических ароматических углеводородов в хлороформном битумоиде гидротермально-измененных пород.

- 1 — неизменные породы;
 2, 3 — зоны бессульфидной минерализации;
 4-6 — зоны сульфидной минерализации

оксалат кальция, содержит карбоксил-ион. Изотопный анализ углерода показал, что исследованный вевелит образовался не из CO_2 , присутствовавшей в растворе, а за счет углерода органического вещества (табл. 6)

Более того, используя представления о внутримолекулярных изотопных эффектах, можно утверждать, что он образовался не путем отщепления нативного карбоксильного углерода, органических соединений, а при неполном окислении органического вещества с последующим отщеплением новообразованного карбоксильного углерода. Этот путь может начинаться с образования двойных связей. Далее олефины, возникающие под воздействием повышенных температур, подвергаются окислению в последовательности, приводящей на определенном этапе к образованию карбоксильного углерода:



Углерод карбоксильных групп при этом наследует изотопически легкий углерод CH_2 -групп, что приводит в конечном счете к появлению изотопически легкого вевелита.

Таким образом, образование ненасыщенных связей является, по-видимому, характерной особенностью превращения органического вещества под воздействием повышенных температур, в результате чего активируются его восстановительные свойства. Происходящее в этих условиях восстановление сульфатной серы органическим веществом создает возможность для концентрации металлов в сульфидной форме.

Следует рассмотреть и другой важный аспект возможной роли органического вещества в процессах гидротермального минералообразования. Хорошо известно, что органические соединения образуют прочные

(см. рис. 7). Закономерное изменение относительной интенсивности линий 750, 820, 880 cm^{-1} объясняется увеличением содержания ненасыщенных связей в углеводородах органического вещества в зоне бессульфидной минерализации и снижением содержания этих соединений в углеводородах в зоне сульфидной минерализации. При этом происходит увеличение содержания в этой зоне ненасыщенных связей в составе окисленных соединений, о чем свидетельствует нарастание интенсивности линии 1660 cm^{-1} , одной из возможных интерпретаций которой является отнесение ее к колебаниям $\text{C}=\text{O}$ связи, сопряженной с ненасыщенными $\text{C}-\text{C}$ связями [50, 76].

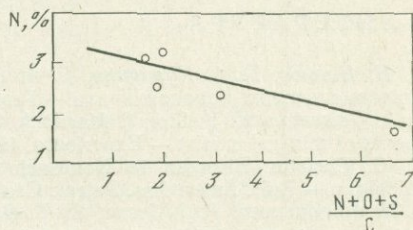
Прямым доказательством окисления органического вещества до промежуточных кислородсодержащих соединений могут служить результаты исследования вевелита из гидротермального уранового месторождения [53]. Вевелит, или

комплексы со многими металлами. Эти комплексы устойчивы в широком интервале температур и значений рН, что позволяет органическим соединениям претендовать на роль возможных лигандов в процессах переноса металлов в гидротермальных условиях. Для ртути и сурьмы известны устойчивые комплексы с органическими лигандами, в которых эти металлы соединены с органическим радикалом, содержащим NH-группу для сурьмы и иод для ртути.

Рассмотрение под этим углом зрения распределения иода и NH_4^+ в гидротермальных растворах (по данным анализа газовой-жидких включений) выявило интересную закономерность (табл. 7 и 8).

Содержание иода и аммоний-иона [79] в вытяжках из сульфидов и рудного кварца оказалось на порядок выше, чем в минералах безрудной зоны, т. е. содержание этих элементов в водной фазе возрастало в тех растворах, в которых происходило окисление органического вещества. С этим фактом интересно сопоставить содержание азота в органическом веществе, измененном гидротермальными растворами. Из рис. 9

Рис. 9. Изменение содержания азота в спирто-бензольной фракции в зависимости от степени окисления органического вещества



видно, что при окислении органического вещества содержание азота в нем уменьшается. Окисление органических азотсодержащих соединений в мягких условиях приводит к выделению азота в виде NH_4^+ ; доокисление его до N_2 или окислов в таких условиях не происходит. Эти данные позволяют полагать, что повышение содержания NH_4^+ в водных вытяжках

Таблица 7

Содержание иода и брома (в мг/л) в газовой-жидких включениях минералов

Минерал	Иод	Бром	Минерал	Иод	Бром
Кварц	12	14,4	Кальцит III	201	154
Кальцит I	То же	6,5	Киноварь	950	425
Кальцит II	»	6,0	Антимонит	113	198

Таблица 8

Содержание NH_4^+ -иона в газовой-жидких включениях минералов

Минерал	NH_4^+ водной вытяжки, $\mu\text{г}/\text{мл}$	NH_4^+/K	NH_4^+/Na	Минерал	NH_4^+ водной вытяжки, $\mu\text{г}/\text{мл}$	NK_4^+/K	NH_4^+/K
Кальцит I	0,1	1,6	0,25	Киноварь	4,4	5,6	—
Кальцит II	0,07	1,2	0,1	»	6,0	7,8	—
Кальцит III	0,47	2,6	0,2	Пирит I	4,9	—	—
Кварц рудный	1,0	—	0,4	То же	2,9	—	—
Антимонит	10,0	10	100	Пирит II	1,2	—	—
Киноварь	0,41	0,5	—	То же	0,7	—	—

ках из включений объясняется окислительным разрушением органического вещества в процессе восстановления сульфата. Чрезвычайно высокое обогащение вытяжек из антимонита ионом аммония может быть связано с тем, что сурьма переносилась в виде органических комплексов, в которых она была связана с органической молекулой посредством NH-групп.

Вероятно, к явлениям подобного рода относится и обогащение иодом водных вытяжек из киновари и сопутствующих минералов.

Таким образом, на конкретных примерах показано определяющее влияние органического вещества на окислительно-восстановительное состояние элементов в гидротермальных системах. Широкая распространенность органических соединений в эндогенных образованиях позволяет утверждать, что это явление имеет общий характер и, следовательно, органическое вещество играет весьма существенную роль в процессах гидротермального рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

1. С. Н. Иванов, Г. А. Курицина, Е. А. Глебовская. Битумы в колчеданных рудах и рудовмещающих породах Урала.— Геохимия, 1961, № 3.
2. T. A. Geissman, K. Y. Sim, J. Murdoch. Organic mineral. Picene and chrisen as constituents of mineral curstist.— Experienta, 1967, 23, N 10.
3. C. G. Carlson. Bitumen in Nonesuch formation of Keweenawan serie of Northern Michigan.— Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 1932, 16, N 8.
4. В. Н. Флоровская, Р. Б. Зезин, Л. И. Овчинникова, Ю. М. Пиковский, Т. А. Теплицкая. Диагностика органических веществ в горных породах и минералах магматического происхождения. М., «Недра», 1968.
5. В. Н. Флоровская, Г. П. Зарайский, Р. Б. Зезин. Кериты и другие соединения углерода Комсомольского месторождения колчеданных руд на Урале.— ДАН СССР, 1964, 157, № 5.
6. Б. В. Мерлич, С. М. Снитковская. Гатчетит из Закарпатья.— В Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1965, № 9.
7. Г. М. Чеботарев, Г. Л. Чеботарева. К находке антраксолита в полиметаллическом месторождении Уч-Кулач.— Зап. Узбек. отд. ВМО, 1959, 13.
8. E. H. Baily, P. D. Snaely, D. E. White. Chemical analyses of brines and crude oil, Cymric field. Kern County, California US.— Geol. Surv. Prof. Paper, 424 D, D309, 1961.
9. G. Muller. Organic inclusions within hydrothermal minerals from S. W. Africa and elsewhere.— Adv. Org. Geochem., 1971.
10. J. Murdoch, T. Geissman. Pendletonit a new hydrocarbon mineral from California.— Amer. Miner., 1967, 52, N 5-6.
11. K. Pering. Bitumans associated with lead, zinc and fluorite ore minerals in North Derbyshir, England.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37, 401.
12. Г. И. Бочарова. Битумы в гидротермальных жилах Курултыкенского месторождения (Восточное Забайкалье).— ДАН СССР, 1964, 156, № 3.
13. F. G. Clapp. Rewiev of knowledge the petroleum resources of South America.— Trans. Amer. Inst. Min. Eng., 1918, 17.
14. Н. С. Бескровный. Нефтяные битумы и углеводородные газы как спутники гидротермальной деятельности. М., «Недра», 1967.
15. Н. Н. Куликова. О газоносности Балейских рудных месторождений.— Изв. высш. уч. завед., Сер. геол. и разведка, 1961, № 4.
16. J. Mlakar. Premerjava spodnje in zgornjee zgradbe idrijskega.— Geologija, 1967, 10.
17. В. С. Балицкий. О нахождении битумов в ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях Северо-Западного Кавказа.— Сов. геология, 1966, № 3.
18. Е. П. Ким, Я. Г. Москвин, В. А. Титов. О соотношении проявлений ртутной минерализации и нефтегазоносности на территории Анадырско-Карякского региона.— ДАН СССР, 1968, 179, № 5.
19. В. Е. Глозов, Я. Г. Москвин, Е. Н. Костылев. О связи сульфидного телетермального орудения с битуминозностью на примере Корякско-Камчатской области Северо-Востока СССР.— Литология и полезные ископ., 1969, № 6.
20. B. Berge. The probleme on structur and origin of the Hg-ore deposit Ydriya Rendiconti.— Soc. Min. Ytal. 1962, 18.6.
21. П. В. Бабкин, Б. А. Клубов, А. Л. Сыромятников, Д. Н. Феётов. Находки битумов в рудопровявлениях ртути на Чукотке.— ДАН СССР, 1971, 198, № 2.
22. А. И. Зубов. Урансодержащие твердые битумы.— Геол. рудн. месторожд., 1960, № 5.

23. Основные черты геохимии урана. М., «Наука», 1963.
24. Н. Т. Соколова, З. М. Моторина, В. А. Успенский, Е. Г. Умнова, М. А. Кремнева. Преобразование рассеянного органического вещества под воздействием процессов контактного метаморфизма и ураноносных гидротермальных растворов.— *Геохимия*, 1972, № 1.
25. H. R. Hoekstry, L. H. Fuchs. The origin of thucholite.— *Econ. Geol.*, 1960, 55, N 8.
26. H. S. Spence. Remarkable occurrence of thucholite and oil in a pegmatite dyke.— *Amer. Miner.*, 1930, 16.
27. М. Г. Гуревич. О химическом составе газов горных пород и процессах образования водорода и углеводородов в природных условиях.— В кн.: Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1959.
28. Н. С. Бескровный, Н. И. Тихомиров. Битумы в гидротермальных месторождениях Забайкалья.— В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Наука», 1968.
29. Т. В. Дроздова, К. И. Якубович, Е. Р. Константинов. Об органическом веществе из флюоритовых руд Покровно-Киреевского месторождения в Приазовье.— *Геохимия*, 1964, № 6.
30. E. S. Bastin. The fluorispar deposits of hardin and Pope Counties Illinois.— *Illinois State Geol. Surv. Bull.* 1931, 28, N 64.
31. R. M. Grogan, R. S. Shrode. Formation temperature of southern Illinois bedded fluorite as determined from liguin inclusions.— *Amer. Miner.*, 1952, 37, N 7-8.
32. В. В. Могаровский, А. Б. Марков. Битумы во флюорите из гидротермальных месторождений Таджикистана.— *Геохимия*, 1966, № 4.
33. М. Е. Раменская. О битуме в исландском шпате.— В кн.: Труды ВНИИ пьезоопт. мин. сырья, 1960, вып. 2.
34. В. В. Могаровский. О включениях битумов в кристаллах целестина.— *Литология и полезные ископ.*, 1965, № 3.
35. К. К. Матвеев. О нахождении битумов в минералах.— *Зап. Всес. мин. об-ва*, 1947, № 2.
36. И. С. Гольдберг, Л. С. Беллева. О природе органических соединений в кристаллах исландского шпата нижнетунгусских месторождений.— *Геохимия*, 1965, № 10.
37. R. C. Murray. Hydrocarbon fluid inclusions in quartz.— *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 1957, 41, N 5.
38. G. Muller. The teorie of genesis of through hydrothermal alteration of coal type substances eithin certain lower carboniferons strata of the British Ilsts.— *Congr. Geol. Alger*, 1954.
39. Н. А. Минский, М. Н. Саидов. К вопросу о происхождении битуминозного вещества в интрузивных породах.— *Геол. нефти и газа*, 1961, № 5.
40. C. L. Reese. Petroleum inclusions in quartz crystals.— *J. Amer. Chem. Soc.*, 1898, 20, 795.
41. Г. П. Вдовыкин. Некоторые результаты сравнения битумоидов углистых хондритов с битумами горных пород.— *Метеоритика*, 1963, вып. 23.
42. С. В. Икорский. Органическое вещество в минералах изверженных пород. М., «Наука», 1967.
43. Н. Г. Закржевская. Включения минералообразующей среды в породах Хибинских апатитовых месторождений.— Автореф. канд. дисс. М., 1968.
44. J. C. Touray, A. Janzen. Inclusions de methane dans quartz des terres noire de la Drome.— *Cr. Ass. Parist.*, 1967, 264, N 46.
45. J. C. Touray, J. Jayima. Hydrocarbures liquid inclusion dans des fluorites tunisiennes.— *Miner. Deposita*, 1967, 2, N 4.
46. J. S. Harington, J. J. Cilliers. A possible origin of the primitive oils and aminoaside esolated from amfibole asbestos and banded ironstoun.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1963, 27, N 5.
47. G. Eglinton. Hydrocarbons of biological origin from a one billion year old semdiment.— *Science*, 1964, 145262, N 3629.
48. D. W. Nooher, W. S. Updergove, D. A. Flory, G. Muller. Isotopic and chemical data of bitumes associated with hydrothermal veins from windy knoll. Derbyshire.— *Chemical Geol.*, 1973, 11, 189.
49. M. Z. Keith, K. A. Koenvolden, E. Roedder. Fluid inclusion in quartz cristalls from South — West Africa.— *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1971, 32, N 12.
50. Е. А. Глебовская. Применение инфракрасной спектрометрии в нефтяной геохимии. М., «Недра», 1971.
51. А. И. Германов, С. Г. Мелькановицкая. Органические кислоты в гидротермальных образованиях полиметаллических месторождений и в подземных водах осадочной оболочки Земли.— *ДАН СССР*, 1975, 225, № 1.
52. C. J. Kelly. Eicosyl alcohol an organic constituent of calcite from Deutsch — Altengurg.— *Amer. Miner.*, 1970, 55, M 11-12.
53. Э. М. Галимов, А. И. Тугаринов, А. А. Никитин. О происхождении вевелита в гидротермальном урановом месторождении.— *Геохимия*, 1975, № 5.
54. О. В. Николаева, А. И. Германов. Равновесие в системе С—S—H₂O в гидротермальных условиях.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1973, 15, № 1.
55. Н. Н. Семенов. О некоторых проблемах химической кинетики и реакционной способности. М., Изд-во АН СССР, 1954.

56. В. Я. Штерн. Механизмы окисления углеводов в газовой фазе. М., Изд-во АН СССР, 1960.
57. Н. М. Эмануэль, Е. Т. Денисова, Э. К. Майзус. Цепные механизмы реакций окисления углеводов в жидкой фазе. М., «Наука», 1964.
58. В. Л. Антоновский, И. В. Березин. Определение отношения констант скоростей отрыва метильным радикалом атомов трития от *n*-гептана.— ДАН СССР, 1959, 127, № 1.
59. G. A. Russel. The rate of oxidation of aralkyl hydrocarbons. Polar effect in free radical reaction.— J. Amer. Chem. Soc., 1956, 78, N 5.
60. К. И. Иванов, В. К. Савинова. Перекись метилциклогексана.— ДАН СССР, 1948, 59, № 3.
61. И. В. Березин, Л. Г. Березкина, Т. А. Носова. Изучение промежуточных реакций жирных кислот и эфиров при жидко-фазовом окислении парафина с применением метода меченых изотопов.— В кн.: Окисление углеводов в жидкой фазе. М., Изд-во АН СССР, 1959.
62. Л. К. Обухова, Н. М. Эмануэль. О составе кислот при окислении *n*-декана в жидкой фазе.— Изв. АН СССР, Отд. хим. наук, 1960, № 9.
63. Т. Терни. Механизм реакций окисления восстановления. М., «Мир», 1968.
64. П. Ф. Андреев, А. М. Богомолов, А. Ф. Добрянский, А. А. Карцев. Превращения нефти в природе. М., «Гостехиздат», 1958.
65. Б. Г. Гаврилов, Л. Ф. Стенина. Ароматизация высших алканов на алюмосиликатных катализаторах.— В кн.: Превращения углеводов нефти. Л., «Недра», 1967.
66. А. И. Богомолов, А. И. Смирнова, Е. М. Файзулина. Циклополимеризация *n*-октена над алюмосиликатными катализаторами.— В кн.: Превращения углеводов нефти. Л., «Недра», 1967.
67. Ю. Н. Половой, Б. М. Чепурнов, В. П. Ефимов. Превращение пропилбензола на алюмосиликатном катализаторе. В кн.: Превращения углеводов нефти. Л., 1967.
68. Б. Н. Долгов. Катализ в органической химии. М., «Госхимиздат», 1959.
69. Д. Жермен. Каталитические превращения углеводов. М., «Мир», 1972.
70. Э. М. Галимов. О новой химической модели процесса нефтеобразования.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973.
71. А. И. Германов, Л. А. Банникова, Ю. И. Корчагина, В. А. Чиненов. Изменение битумоидов осадочных пород под воздействием гидротермальных растворов.— ДАН СССР, 1972, 206, № 5.
72. А. И. Германов, Л. А. Банникова, В. А. Успенский, Л. С. Солнцева. Прожилковые битумы и нерастворимое органическое вещество вмещающих пород ртутных месторождений Северо-Западного Кавказа.— Литология и полезные ископ., 1973, № 2.
73. Л. А. Банникова, Т. М. Суцеевская, Б. И. Волков. Химический состав и комплексообразование в растворах, формировавших киноварные месторождения Северо-Западного Кавказа.— Геохимия, 1975, № 5.
74. Э. М. Галимов. Изотопы углерода в нефтегазовой геохимии. М., «Недра», 1968.
75. Э. М. Галимов. Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968.
76. Л. Беллами. Инфракрасные спектры сложных молекул. М., ИЛ, 1963.
77. О. В. Барташевич, Л. А. Банникова, В. И. Ермакова, В. С. Меламедова. Битуминозное вещество в гидротермально измененных породах Северо-Западного Кавказа.— В кн.: Геохимические методы поисков месторождений нефти и газа.— Труды ВНИИГГ, 1975, вып. 20.
78. Д. Сталл, Э. Вестрам, Г. Зинке. Химическая термодинамика органических соединений. М., «Мир», 1971.
79. В. Ф. Вольнец, Л. А. Банникова. Азот в гидротермальных растворах.— Тезисы докладов на IV Всесоюзном совещании по термобарогеохимии. Ростов-на-Дону, 1973.

ПОСЛЕДСТВИЯ НЕКОТОРЫХ ОШИБОЧНЫХ КОНЦЕПЦИЙ В ТЕОРИИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Э. Ингерсон

ВВЕДЕНИЕ

Энергетический кризис и угроза возникновения новых кризисов убедили наконец большинство мыслящих людей, что истощение мировых нефтяных ресурсов близится и что, возможно, уже никакие меры не предотвратят серьезное разрушение мировой экономики до того, как удастся вы-

работать и осуществить удовлетворительное долгосрочное решение энергетической проблемы.

В совершенно иной ситуации находятся другие невозможные ресурсы. Большинство неспециалистов, как и многие геологи, убеждены, например, в том, что все необходимые металлы могут быть получены просто в результате совершенствования технологических процессов, так что со временем в переработку будут вовлекаться все более бедные руды.

Дело обстоит, очевидно, не так. Для каждого металла будет достигнут такой момент, когда энергетические затраты на его извлечение значительно превысят его ценность (полезность). Поэтому крупномасштабное производство этого металла скорее отрицательно скажется на экономическом балансе, нежели приведет к его улучшению.

Так как использование все более бедных руд с целью извлечения металлов не является жизнеспособным решением этой проблемы, следует искать иные пути. В последние годы многие геологи-экономисты убедились в том, что большинство рудных месторождений, химические и физические признаки которых обнаруживаются на земной поверхности, уже выявлены, но что должно существовать много таких месторождений, которые никак не выражены на поверхности.

Думается, что внимание к этим скрытым или глубоко залегающим месторождениям является наилучшим в настоящее время решением проблемы металлов. Скрытым месторождениям уделяется ныне повышенное внимание, однако лишь немногие компании включают в свои исследовательские программы поиски месторождений такого рода, и в первых томах нового журнала «The Journal of Geochemical Exploration» почти нет статей, относящихся к этому вопросу.

Первый симпозиум по этой теме, названный «Геофизические и геохимические поиски скрытых рудных месторождений», был организован Международной ассоциацией геохимии и космохимии на XXIII сессии Международного геологического конгресса в Праге в 1968 г. В статьях подчеркивалась важность знания генезиса рудных месторождений данного типа при их поисках. Международной ассоциацией по проблеме генезиса рудных месторождений (IAGOD) была организована постоянная комиссия, которая, в частности, должна была акцентировать внимание геологов на важности изучения генезиса месторождений в поисковых целях. Разработка генетических представлений приобретает в настоящее время все большее значение, так как по мере углубления поисковых работ затраты на их проведение растут непомерно быстро.

В то время как верные представления о происхождении месторождений могут облегчить их поиски и снизить затраты, ошибочные концепции, напротив, могут затруднить поиски и увеличить общую стоимость затрат.

ЛОЖНЫЕ КОНЦЕПЦИИ

Проблема влияния ошибочных идей генезиса месторождений на поиски детально не рассматривалась в литературе, хотя она и подразумевается в представлении о полезности правильных теорий генезиса. Возможно, имеет смысл взглянуть на эту проблему с другой стороны. Осознание того, что на основе ошибочных идей поиски месторождений там, где они не могут образоваться, поглощают больше времени и энергии, чем потребовалось бы при чисто эмпирическом подходе к решению этой проблемы, может стимулировать переоценку отдельных гипотез рудогенеза.

Автор считает, что многие поисковые работы ведутся на основе несостоятельных гипотез, в связи с чем необходимо рассмотреть некоторые ошибочные положения теорий рудообразования и показать, каким образом ложные концепции могут привести к неэффективным и бесполезным поисковым программам.

Распределение малых элементов

Ложные представления нередко возникают вследствие неправильного понимания отдельных положений гидротермальной теории рудообразования. Это вызвало сомнения в существующей теории и способствовало разработке новых концепций, претендующих на более логичное и действенное объяснение условий образования ряда рудных месторождений. Так как большинство рудных металлов, за исключением немногих — никеля, хрома и платиноидов, не концентрируется в ультраосновных породах или вокруг них, среди геологов распространилось мнение о том, что прочие рудные металлы вместе с летучими компонентами магмы и редкими элементами пегматитов продолжают накапливаться в жидкой фазе до тех пор, пока не образуется конечный остаточный водный раствор, обогащенный рудными металлами и способный при соответствующих условиях превратиться в рудообразующий флюид, т. е.

$$D = \frac{\left(\frac{tr}{cr}\right)_{xl}}{\left(\frac{tr}{cr}\right)_{liq}} < 1,$$

где D — коэффициент распределения; tr — рассеянный элемент; cr — главный элемент; xl — в кристалле, liq — в расплаве, для большинства рудных металлов при всех температурах и составах. В этом и состоит первая ложная концепция, которую следовало бы обсудить. Если и существует какая-либо экспериментальная работа по силикатным расплавам, в которой делалась попытка доказать или опровергнуть это предположение, то значение ее крайне невелико.

Тем не менее данные о содержании малых элементов в изверженных породах и минералах могут указывать на характер их распределения между минералами и природными силикатными расплавами (магмами), и такая информация о поведении ряда важнейших рудных металлов существует уже на протяжении десятилетий.

Первая систематическая работа была выполнена Уэйджером и Диром [1] по Скергаардскому комплексу в Гренландии. Результаты детального изучения распределения малых элементов опубликованы Уэйджером и Митчелом в 1951 г. [2]. Они проследили поведение ряда рудных металлов в породах и в остаточных магмах, начиная от исходной магмы и кончая гранофирами; так, отчетливо видно накопление никеля и хрома в ультраосновных и основных породах. Не столь общепринятым является то, что такие металлы, как медь, ванадий и цинк, накапливаются с образованием резкого максимума в промежуточных продуктах дифференциации магмы, а затем их содержание падает до минимума в конечных фракциях.

Эти данные получены на примере одной интрузии, причем в отношении относительных возрастов пород эволюционирующей серии нет никаких сомнений. Та же самая тенденция в поведении малых элементов прослеживается (от диоритов к более кислым дифференциатам) при изучении как генетически связанного ряда интрузий [3] (табл. 1), так и биотитов из разобченных в географическом и геологическом смысле образцов [4] (табл. 2).

Первая ошибочная концепция может быть сформулирована в несколько иной форме: гидротермальные рудообразующие флюиды в большинстве своем связаны с гранитными интрузиями. Вильсон [5] приводит пример использования на практике этого аспекта гидротермальной теории для прогнозирования сульфидных месторождений на Канадском щите. Он указывает, что в течение двадцати лет, предшествовавших второй мировой войне, поисково-разведочные работы велись преимущественно

Таблица 1

Содержание ряда главных и малых элементов в гранитах востока центральной части Сьерра-Невады [3]

Порода	Содержание								
	%		10 ⁻⁴ %						
	SiO ₂	MgO	Cr	Ni	V	Co	Cu	Pb	Zn*
Гранодиорит	61,0	3,1	40	30	100	20	20	20	100
»	62,82	2,35	10	8	100	20	10	20	
»	63,53	2,54	20	7	90	10	9	20	100
»	64,86	1,55	10	4	70	9	10	20	
»	66,92	1,74	10	5	60	10	6	20	
Кварцевый монцонит	69,60	0,91	5	2	50	5	8	20	
То же	71,42	0,70	6	3	40	5	4	20	
»	71,42	0,78	3	1	50	4	3	10	
»	74,11	0,32	3	1	10	1	2	20	

* Чувствительность определения цинка — 10·10⁻⁴%.

Примечание. Элементы приведены в предлагаемой последовательности кристаллизации.

Таблица 2

Медианы малых и рассеянных элементов в биотите из изверженных пород разных типов [4]

Порода	Медианы, 10 ⁻⁴ %					Порода	Медианы, 10 ⁻⁴ %				
	Co	Cr	Cu	Ni	V		Co	Cr	Cu	Ni	V
Гранит	50	50	7	40	200	Пегматит	70	40	40	30	200
Кварцевый монцонит	70	30	20	50	300	Мафические интрузивы	100	40	70	300	500
Гранодиорит	50	40	30	40	400	Пирокластические породы	80	70	50	50	500
Диорит	60	20	30	100	500						

но на гранитах и вокруг гранитных тел; в течение этого времени не было открыто ни одного крупного нового месторождения. Только тогда, когда нанесенная на карты распространенность типоморфных малых элементов наглядно продемонстрировала пространственную связь сульфидных месторождений с более основными интрузиями, поисково-разведочные работы начали проводиться за пределами ранее известных районов.

Приведенные единичные примеры не могут сколько-нибудь значительно переориентировать геологов, которые не расстались с устаревшими представлениями гидротермальной теории. Офтедал [6] отстаивает их в несколько видоизмененной форме. Андерсон [7] принял эти представления, заявив, что сульфидные месторождения Кипра отчетливо связаны с вулканическими процессами, поскольку здесь нет гранитных пород. Он или не обратил внимание на то, что в этом районе широко распространены основные интрузии, или не придавал им значения как возможному источнику меди. Холланд приводит экспериментальные доказательства того, что цветные металлы могут поступать в гидротермальные растворы из гранитной магмы при благоприятных условиях. Вероятно, это в большей степени относится к средним и (или) основным магмам, так как в природных системах цветные металлы содержатся в них в гораздо большем количестве.

По-видимому, вследствие этой ошибочной концепции поисково-разведочные работы длительное время велись вокруг бесперспективных пород. Автор не собирается утверждать, что никакие рудные месторожде-

ния не ассоциируют с гранитами, а просто полагает, что поиски могли бы быть эффективнее, если бы геологи-поисковики уделяли больше внимания распределению определенного элемента или определенной группы элементов, которые они ищут среди магм и изверженных пород различного состава.

Латерально-секреционная гипотеза

Вторая ошибочная концепция является частично следствием первой. По всей вероятности, рассуждения строятся следующим образом: рудообразующие гидротермальные растворы должны поступать из гранитных систем. На многих месторождениях растворы имеют иное происхождение. Поэтому эти месторождения не являются гидротермальными, а само рудное вещество поступает из очевидного источника — вмещающих пород. Далее обычно принимается, что кластогенные и (или) рассеянные сингенетические сульфиды присутствуют во вмещающих породах (породах источника) в количествах, достаточных для образования рудных месторождений и могут переноситься на значительное расстояние (до 10 миль) и концентрироваться в процессах, точная природа которых практически никогда не определялась.

Латераль-секреционная гипотеза — логичное и полезное представление, которое объясняет локальный привнос продуктов изменения в гидротермальные жилы и их вынос из этих жил. В этом случае нет необходимости связывать образование месторождений с мобилизацией ранее отложенных рудных минералов. Совершенно иначе выглядит формирование таким путем крупных сульфидных месторождений. Здесь не обсуждаются возможные источники и составы растворов, предложенные для объяснения этого процесса.

Большинство исследователей, которые подошли к решению этой проблемы с физико-химической позиции, придерживаются мнения, что миграция больших количеств сульфидов на значительное расстояние могла происходить только в таких растворах, которые приводят к образованию классических гидротермальных месторождений. Наблюдаемые температуры образования (до 400°), наличие и природа жидких включений, количество и соотношение малых элементов в сульфидах и т. д. вполне согласуются с интерпретацией такого рода.

В этом случае потребовалось бы большое количество тепла, поскольку все вовлеченные в данный процесс породы источника должны были бы быть нагреты на несколько сот градусов. Помимо соответствующей массы самих пород источника, потребовались бы также в необходимых количествах и другие агенты — реликтовые и грунтовые воды и т. д. [8, 9]. В гидротермальном пирите селен и кобальт обычно содержатся в количествах, на порядок больших, чем в сингенетическом пирите [10]. Если массивные сульфиды образовались в результате мобилизации вещества рассеянных сингенетических сульфидов, то возникает вопрос, откуда взялись дополнительные $\frac{9}{10}$ селена и кобальта. Если между обоими типами сульфидов существует генетическая связь, тогда должно существовать и постепенное изменение свойств сульфидов при переходе от руд к неизменным рассеянным сульфидам. Исходя из направления движения минерализованных растворов, также можно было бы определить, двигались ли они из пород источника или наоборот. Более того, латераль-секреционная гипотеза не требует никакого структурного контроля, но месторождениям, которые, как полагают, образовались в соответствии с этой гипотезой, обычно присущи те же структурные черты, что и гидротермальным рудным залежам.

Таким образом, эта ложная концепция также могла бы помешать геолого-поисковику правильно определить источник рудообразующих компонентов. Поиски месторождения будут направлены по ложному

пути и в том случае, если не удалось установить роль структуры в локализации оруденения. Однако изучение перспективных рудовмещающих пород, уделение должного внимания процессам их изменения, распределению рудных металлов, элементам-индикаторам и т. д., поможет найти руду вопреки представлениям о генезисе руд, а не вследствие их.

Эксталяционно-вулканогенно-осадочные месторождения

Третья, и последняя, ошибочная концепция, обсуждаемая в этой статье, также частично возникла вследствие неправильного понимания отдельных положений гидротермальной теории рудообразования. Многие сульфидные месторождения размещаются в вулканических толщах. Как правило, рудные тела формируются на участках неглубокого моря [11, 12, 13]. Глубины образования редко оцениваются в футах, однако в момент излияния лав толща вышележащего слоя воды едва ли достигала нескольких сот футов; полагают, что временами вулканические постройки возвышались над поверхностью океана.

Существуют различные варианты теории образования таких руд, однако в большинстве работ развитие событий представляется примерно следующим. Экструзия лав и пирокластического материала сопровождается образованием подводных фумарол и других источников. Газы несут с собой достаточные для рудообразования количества вещества, по крайней мере металлов, и при вступлении в контакт с морской водой они конденсируются и сбрасывают свой груз в воду. Тяжелые металлы затем быстро осаждаются у поверхности раздела осадок — вода или вблизи нее (рис. 1) сероводородом вулканических газов и (или) сульфидными ионами, образующимися в результате бактериального восстановления сульфатов морской воды.

Эта теория получает, по-видимому, все более широкое признание отчасти, несомненно, вследствие того, что эти месторождения не ассоциируют с гранитными интрузивами [7]; в самом деле, существуют молодые, слабо эродированные толщи, на поверхности которых вообще нет выходов каких бы то ни было интрузивов.

Некоторые исследователи придерживаются точки зрения о закономерном распространении этих месторождений в пирокластических толщах преимущественно риолитового состава. Офтедаль [6] обращает внимание на эту ассоциацию и предполагает, что кислые магмы выделяют газы, содержащие многие металлы. Он делает вывод о том, что металлоносные газы нередко устремляются к поверхности, находясь под толщей морской воды, и что данный процесс должен привести к образованию рудных месторождений. Он не указывает, какие металлы вовлекаются в этот процесс, а возможность их переноса при постулированных условиях не обосновывается ни экспериментальными данными, ни теоретическим анализом.

Эти положения, по-видимому, приняты широким кругом исследователей без критического анализа. Их можно проверить, проанализировав возможные механизмы переноса металлических соединений от вулканического очага к поверхности: 1) в форме летучих соединений; 2) при определенных P — T условиях в растворах воды и других летучих, которые составляют основную массу вулканических эманаций; 3) в зависимости от температуры в сжатом водяном паре или в жидком водном растворе. При достаточном давлении они должны образовать «сепитим» [14].

Идея, согласно которой перенос металлов в форме летучих соединений может оказаться решением проблемы рудообразования, была поставлена под сомнение [15].

Наблюдения показывают, что в действительности рудные месторождения никогда не образуются вокруг вулканических аппаратов. В на-

стоящее время некоторые исследователи предполагают, что ситуация в корне изменилась бы, если бы эксгаляции происходили под водой. Необходимо выяснить, какое же именно изменение в растворимости металлических соединений в вулканических эманациях вызовет предполагаемое давление толщи воды в 500—600 футов. Косвенным ответом на этот вопрос может быть факт, что подводное бурение, проводившееся до настоящего времени, не привело к открытию ни одного месторождения, залегающего в поверхностных или близповерхностных вулканических отложениях.

Тем не менее можно найти и количественный подход к решению данной проблемы. Если принять толщину вышележащей воды равной 100 футам, то гидростатическое давление составит приблизительно 30 атм. Температура образования сульфидов по некоторым оценкам достигает 450—550°С; если предположить минимальную температуру 300°С и давление 30 атм., то удельный объем воды при этих условиях окажется равным приблизительно 30 см³ на 1 г, т. е. плотность ее будет слишком мала, чтобы она могла оказать существенное влияние на растворимость нелетучих соединений. Это подтверждается экспериментальными данными, приведенными на диаграмме растворимости [17], которая показывает, что предполагаемое изменение условий практически не скажется на изменении растворимости.

Эти условия оказываются очень близкими к тем, которые создаются в геотермальных полях (до 300°С и 20—40 атм), и в некоторых из них эманации действительно проходят сквозь риолитовые пирокластические толщи. При этом в результате сульфурации части мафических минералов образуется небольшое количество сульфидов; однако в геотермальных полях не обнаружено никаких руд, сколько-нибудь отдаленно напоминающих массивные.

По-видимому, давление должно быть очень высоким, чтобы растворилось значительное количество нелетучих компонентов при 400—500°С. Если мы определим «значительное» как максимальную растворимость при субкритических температурах и давлении пара раствора и обратимся к диаграмме растворимости, то увидим, что соответствующие давления окажутся примерно равными 350—510 атм (точки А и В, рис. 3). Эти условия нереальны для обстановки неглубокого моря.

В земной коре давления такого порядка соответствуют глубинам 4000—6000 футов. Следовательно, месторождения не могут формироваться в вулканических толщах и ассоциирующих с ними осадках до тех пор, пока не окажутся захороненными на глубины порядка 5000 футов в условиях существенно литостатического, а не гидростатического давления.

Нетрудно понять, какой вред эта ошибочная концепция может нанести любой поисковой программе. Например, если мы считаем, что эти месторождения образовывались вблизи границы раздела вода — осадок, тогда мы обязаны тщательно изучать вулканические постройки, в которых возможно нахождение перспективных вмещающих толщ, вместо того, чтобы ограничить наше внимание теми участками, где возможно наличие благоприятных непроницаемых перекрывающих толщ или каких-то иных структур.

Некоторые исследователи [16], вероятно, не могут понять, почему в докембрийских и палеозойских породах массивные сульфидные тела многочисленны, а в аналогичных по составу третичных породах, напротив, малочисленны. Данную закономерность можно объяснить, если учесть, что третичные вулканические породы только в очень немногих местах были захоронены на необходимую глубину в течение достаточно длительного времени для того, чтобы в них могли возникнуть месторождения такого рода. Молодые вулканические толщ, как и древние, кото-

рые оставались вблизи поверхности с момента их образования, не стоит охватывать съемкой в первую очередь!

Автор настоящей статьи полагает, что его точка зрения логична, а приведенные расчеты носят во всяком случае полуколичественный характер.

Однако прав автор или нет, указывая на эти три «ошибочные концепции», важно осознать, что чем точнее наши идеи соответствуют природным процессам, тем эффективнее окажутся методы поисков. Наоборот, если поиски ведутся на основе ошибочных идей, будет потеряно много драгоценного времени, что может вызвать нежелательные последствия в сложившейся ситуации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *L. R. Wager, W. A. Deer.* The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssauk, East Greenland.— *Medd. om Grönland*, 1939, **105**.
2. *L. R. Wager, R. L. Mitchell.* The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma (Skaergaard).— *Geochim. Cosmochi. Acta*, 1951, **1**, 129.
3. *P. C. Bateman et al.* The Sierra Nevada Batholith, synthesis of recent work across the Central part.— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 414D, 1963.
4. *T. G. Lovering.* Distribution of minor elements in samples of biotite from igneous rocks— *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 650-B, 1969.
5. *H. D. B. Wilson.* Volcanism and ore deposits in the Canadian Archean.— *Geol. Assoc. Can., Proc.*, 1967, **18**.
6. *C. Ojt Dahl.* A theory of exhalative sedimentary ores.— *Geol. Fören. Stockholm Förh.* 1958, **80**, H. 1, no. 492.
7. *C. A. Anderson.* Massive sulfide deposits and volcanism.— *Econ. Geol.*, 1969, **64**, 129.
8. *G. M. Anderson.* The solubility of PbS in H₂S — water solutions.— *Econ. Geol.*, 1962, **57**, 809.
9. *H. L. Barnes, G. K. Czamanske.* Solubilities and transport of ore minerals.— In: «*Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*» (Barnes, ed.), Holt, Rinehart and Winston, New York, Inc., 1967.
10. *M. Fleischer.* Minor elements in some sulfide minerals.— *Econ. Geol.*, 1955, **50**, 970.
11. *W. F. Jenks.* Some relations between Cenozoic volcanism and ore deposition in Northern Japan.— *New York Acad. Sci. Trans. ser. 2*, 1966, **28**, 463.
12. *R. Jr. Kinkel.* Observations on the pyrite deposits of the Huelva District, Spain, and their relation to volcanism.— *Econ. Geol.* 1962, **57**, 1071.
13. *J. D. Ridge.* Suggested volcanic — syngenetic origin for certain European massive sulfide deposits.— *Soc. Min. Eng. Trans.*, 1963, **226**, 28.
14. *E. Ingerson.* Relation of critical and supercritical phenomena of solutions to geological processes.— *Econ. Geol.*, 1934, **29**, 454.
15. *K. B. Krauskopf.* The possible role of volatile metal compounds in ore genesis.— *Econ. Geol.*, 1964, **59**, 22.
16. *H. F. King.* Lead — zinc deposits of Australia.— In: *Geology of Australian Ore Deposits*, 2nd ed., Austral. Mining and Metall. 1965.
17. *G. C. Kennedy.* A Portion of the system silica — water.— *Econ. Geol.*, 1950, **45**, 629.

РУДООБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

СОДЕРЖАНИЕ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ (Pb, Zn, Mo, Ag) И БОРА В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ ИСЛАНДИИ

В. И. Герасимовский, Л. А. Борисенко

Остров Исландия, расположенный в зоне Срединно-Атлантического хребта, на 90% сложен третичными и четвертичными базальтами и только около 10% приходится на долю других типов пород. Среди эффузивных пород Исландии встречаются все разновидности — от базальта до риолита (андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, риолито-дациты). Из основных эффузивов наибольшее распространение имеют базальты, а среди кислых — риолито-дациты и риолиты. Интрузивные породы (габбро и гранитоиды, включая гранофиры) и осадочно-вулканогенные распространены мало. Наиболее древние породы Исландии (плато-базальты) встречаются по периферии острова, преимущественно в северо-западной и восточной его частях. Максимальный их возраст около 16 млн. лет. В четвертичный период вулканическая деятельность развивалась главным образом в зоне, пересекающей остров в субмеридиональном направлении и незначительно — на западе Исландии (п-ов Снайфедльснес). Неоднократно она проявлялась и в историческое время. Последние извержения происходили в 1970 г. (вулкан Гекла), 1973 г. (о-в Хеймаэй) и в 1976 г. (вулкан Лейрхнукур) [1, 2] (рис. 1).

Содержание Pb, Zn, Mo, Ag и В в породах Исландии, по литературным данным, охарактеризовано неодинаково. Больше сведений по Pb, Zn, мало — по Mo, Ag и В, к тому же они иногда и несопоставимы, поскольку выполнялись разными исследователями и неодинаковыми методами.

Результаты наших определений Pb, Zn, Mo, Ag и В представлены в табл. 1.

Все элементы были определены методом количественного спектрографического анализа из одной навески. Навеска эталона или анализируемой пробы весом 50 мг смешивалась с 30 мг буфера, состоящего из 6 вес. частей фторопласта и 4 вес. частей NaCl, и помещалась в отверстие (диаметр 3,8 мм и глубиной 8 мм) угольного электрода марки ОС Ч-7. Сжигание производилось в дуге переменного тока (сила тока 17 а) с экспозицией 1,5 мин. Спектры фотографировались на пластинки «спектральные тип II», чувствительностью II ед. по ГОСТу, на дифракционном спектрографе ЖФС-13 с решеткой 600 штрихов/мм при ширине щели 0,015 мм. Обработка пластинок обычная. Градуировочные графики строились по методу трех эталонов в координатах $\Delta S = f(\text{сгс.})$. Эталоны были приготовлены путем добавления рассчитанных количеств $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$, AgNO_3 , PbSO_4 , MoS_2 , ZnO в основу базальтового и липаритового состава с известным содержанием определяемых элементов. Породы от базальта до андезита анализировались по эталонам на базальтовой основе, а от андезито-дацита до липарита — на липаритовой.

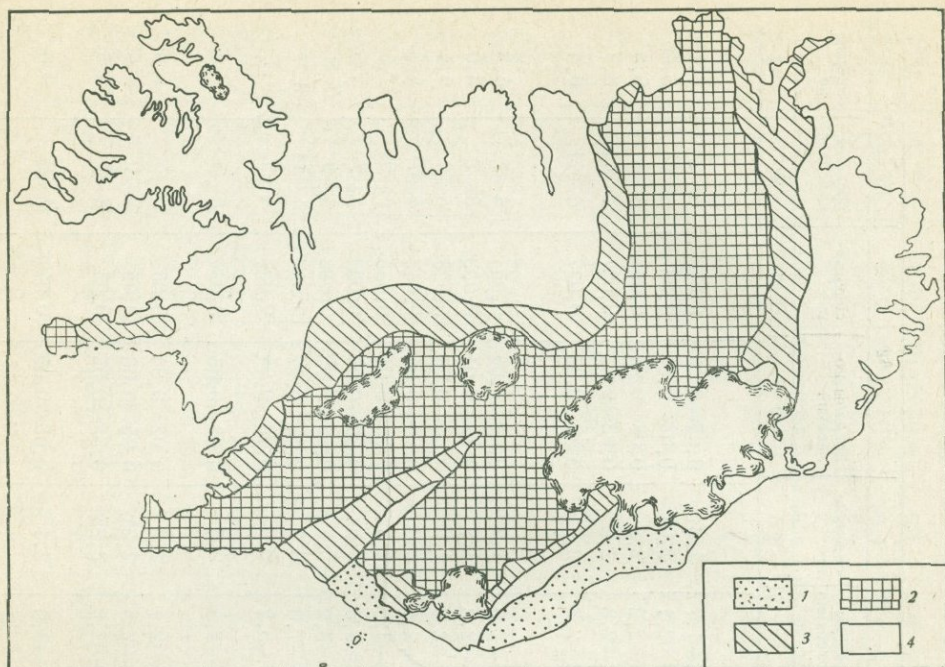


Рис. 1. Схема геохимического строения Исландии с учетом данных работ [1, 22]
 1 — молодые осадочные породы; 2 — рифтогенные вулканиты, возраст $< 0,7$ млн. лет; 3 — вулканические породы, возраст 0,7—3 млн. лет; 4 — миоценовые платобазальты

Измерение плотности почернения спектральных линий производилось на микрофотометре Цейсса, в качестве внутреннего стандарта был использован фон вблизи линии.

Повышение чувствительности анализа проводится путем фракционной дистилляции легколетучих фторидов определяемых элементов, образующихся в результате реакции с фторопластом в кратере электрода в процессе работы источника. Стабилизации температурного режима источника возбуждения, подавляющей влияние состава проб на интенсивность спектральных линий, способствовало присутствие в буфере NaCl.

Аналитические линии, чувствительность и точность метода, охарактеризованные относительной среднеквадратичной ошибкой, приведены в табл. 2.

Надежность метода была проверена по международным эталонам: диабазу W-1, базальту BCR-1, андезиту AGV-1, гранодиориту GSP-1 и гранитам G-1 и G-2.

Цифры, приведенные в табл. 1, показывают, что содержание элемента значительно варьирует в любом типе пород, поскольку их формирование происходило в разное время и не в идентичных геологических условиях. Средние величины содержаний одного и того же элемента для разных районов Исландии не всегда одни и те же. Например, в третичных плато-базальтах концентрация свинца колеблется (в г/т) в пределах 2—5; цинка — 85—200, молибдена — 1,8—2,0, серебра — 0,04—0,6, бора — 4—7; в третичных риолитах свинца: — в пределах 8—13, цинка — 95—145, молибдена 1,8—7,0, серебра 0,02—0,04, бора 4—11.

Средние величины содержаний свинца, цинка, молибдена, серебра и бора в породах одного типа, но разного возраста в большинстве случаев отличаются незначительно. Наибольшие различия установлены для бора, причем в четвертичных породах бора всегда больше, чем в

Таблица 1

Содержание Pb, Zn, Mo, Ag и В (в г/т) в породах Исландии

Порода, район	Число анализов	Pb		Zn		Mo		Ag		В	
		пределы колебаний	содержание	пределы колебаний	содержание	пределы колебаний	содержание	пределы колебаний	содержание	пределы колебаний	содержание
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Плато-базальты Исландии	8	3—4	3,4	90—200	131	1,2—1,7	1,6	0,03—0,05	0,04	6—7	6,75
Восточная часть	3	3—3	3,0	85—150	120	1,9—2,1	2,07	0,03—0,03	0,03	4—6	5,30
Северная »	8	2—5	3,1	100—170	127	1,8—2,2	2,0	0,03—0,03	0,03	4—8	5,5
Северно-западная »	3	4—5	4,7	120—190	143	1,7—2,8	2,2	0,02—0,03	0,027	7—11	8,7
Западная »	22	2—5	3,4	85—200	130	1,2—2,8	2,0	0,02—0,05	0,037	4—11	6,4
Среднее											
Базальты вулканов Исландии центрального типа (Тг)	5	4—6	5	115—200	161	1,8—2,0	1,9	0,04—0,06	0,05	4—7	4,8
Восточная часть	3	3—5	4	140—175	155	1,7—2,2	1,9	0,02—0,04	0,033	3—7	5,0
Долерито-базальты (дайки, Тг)	5	3—5	3,6	100—160	120	1,5—2,5	1,9	0,02—0,04	0,028	5—6	5,4
Габбро	4	4—7	5	100—160	126	1,7—2,4	2,0	0,04—0,04	0,04	4—7	5,2
Андезиты-базальты (Тг)	3	5—8	6,3	105—190	137	1,8—3,2	2,3	0,03—0,04	0,033	6—9	7,5
Андезиты	3	7—9	7,7	95—145	120	2,2—4,5	3,0	0,03—0,04	0,033	4—7	5,5
Дациты (Тг)	4	8—11	9,5	110—155	127	2,2—3,2	2,7	0,03—0,05	0,042	4—9	5,8
Риолито-дациты	7	8—13	11	95—170	125	1,8—7,0	3,3	0,02—0,04	0,03	4—11	6,7
Риолиты (Тг)	3	7—13	11	105—130	120	2,8—3,2	3,0	0,03—0,04	0,037	4—9	5,7
Гранофиры											
Базальты северной части Исландии (Q ₁₋₃)	4	3—3	3	120—170	144	2,1—2,5	2,3	0,03—0,05	0,035	5—5	5,0
Северная часть рифта											
Деттифосс (Q ₁₋₃)	3	3—4	3,3	160—200	177	1,6—2,1	1,8	0,02—0,04	0,03	5—5	5,0
Тейстарейкир (Q ₄)	6	3—4	3,8	110—180	138	2,0—2,5	2,25	0,05—0,06	0,05	8—9	8,5
Мивати (Q ₄)	2	4—5	4,5	135—160	148	2,0—2,5	2,25	0,05—0,05	0,05	8—9	8,5
Центральная часть рифта											
Аскья (Q ₄)	5	4—5	4,2	150—200	170	1,6—3,0	2,1	0,03—0,05	0,04	6—9	8,0

Келлинггарфьедль (Q ₄)	2	3—4	3,5	110—140	125	1,9—1,9	1,9	0,03—0,04	0,035	7—8	7,5
Юго-западная часть	5	4,5—8,0	4,7	115—140	127	1,8—2,1	1,94	0,03—0,05	0,04	6—8	7,2
Рейкьянес (Q ₄)											
Южная часть рифта (Q ₄)	5	3—9	4,5	130—220	186	1,7—3,5	2,3	0,02—0,05	0,036	5—9	7,4
О-в Хеймаэй (Q ₄)	2	4—5	4,5	110—120	115	1,9—2,5	2,2	0,04—0,05	0,045	8—10	9,0
П-ов Снайфедльснес	2	3—4	3,5	130—140	120	2,3—2,5	2,4	0,03—0,03	0,03	8—9	8,5
Среднее	36	3—9	4,0	110—220	150	1,6—2,5	2,15	0,02—0,06	0,04	5—10	7,8
Андезиты-базальты (Q ₁₋₄)	5	4—8	6,4	130—200	160	2,4—4,0	3,5	0,03—0,05	0,04	5—11	9,6
Андезиты (Q ₁₋₄)	3	6—6	6,0	120—155	138	2,3—5,0	3,8	0,03—0,04	0,037	7—10	9,0
Дациты (Q ₁₋₄)	4	5—8	6,8	95—135	110	3,4—4,7	4,0	0,02—0,04	0,028	7—15	9,8
Риолито-дациты (Q ₁₋₄)	6	7—12	8,5	90—100	98	2,2—5,5	4,2	0,02—0,03	0,025	7—13	10,2
Риолиты (Q ₁₋₄)											
Северная часть рифта	4	7—8	7,75	110—145	130	3,0—4,1	3,72	0,02—0,03	0,0275	10—22	15
Центральная »	2	8—8	8,0	115—130	122	4,6—5,0	4,8	0,03—0,04	0,035	12—13	12,5
Южная »	3	9—12	10,3	115—160	137	2,3—8,0	4,8	0,02—0,04	0,027	12—17	14,3
Юго-западная »	3	8—9	8,7	80—100	92	3,0—3,6	3,3	0,02—0,05	0,033	10—11	10,3
Среднее	12	9—12	9,6	80—160	120	2,3—8,0	4,06	0,02—0,05	0,03	10—22	13,2
Базальты (Тг)	27	2—6	3,7	85—200	136	1,2—2,8	2,0	0,02—0,06	0,04	4—11	6,1
Базальты (Q ₁₋₄)	36	3—9	4,0	110—220	150	1,6—2,5	2,15	0,02—0,06	0,04	5—10	7,8
Среднее	63	2—9	3,87	85—220	144	1,2—2,8	2,09	0,02—0,06	0,04	4—11	7,1
Андезиты-базальты	4	4—7	5,0	100—160	126	1,7—2,4	2,0	0,04—0,04	0,04	4—7	5,2
То же (Тг)											
» (Q ₁₋₄)	5	4—8	6,4	130—200	160	2,4—4,0	3,5	0,03—0,05	0,04	5—11	9,6
Среднее	9	4—8	5,8	100—200	145	1,7—4,0	2,8	0,03—0,05	0,04	4—11	7,6
Андезиты (Тг)	3	5—8	6,3	105—190	137	1,8—3,2	2,3	0,03—0,04	0,033	6—9	7,5
То же (Q ₁₋₄)	3	6—6	6,0	120—155	138	2,3—5,0	3,8	0,03—0,04	0,037	7—10	9,0
Среднее	6	5—8	6,15	95—190	137,5	1,8—4,7	3,05	0,02—0,04	0,035	6—15	8,3
Дациты (Тг)	3	7—9	7,7	95—145	120	2,2—4,5	3,0	0,03—0,04	0,033	4—7	5,5
» (Q ₁₋₄)	4	5—8	6,8	95—135	110	3,4—4,7	4,0	0,02—0,04	0,028	7—15	9,8
Среднее (дациты)	7	5—9	7,2	95—145	115	2,2—4,7	3,6	0,02—0,04	0,03	4—15	8,0
Риолито-дациты (Тг)	4	8—11	9,5	110—155	127	2,2—3,2	2,7	0,03—0,05	0,042	4—9	5,8
То же (Q ₁₋₄)	6	7—12	8,5	90—100	98	2,2—5,5	4,2	0,02—0,03	0,025	7—13	10,2
Среднее	10	7—12	8,9	90—155	110	2,2—5,5	3,6	0,02—0,05	0,03	4—13	8,4
Риолиты (Тг)	7	8—13	11	95—145	117	1,8—7,0	3,3	0,02—0,04	0,03	4—11	6,7
То же	12	9—12	9,6	80—160	120	2,3—8,0	4,06	0,02—0,05	0,03	10—22	13,2
Среднее	19	8—13	10,1	80—170	118	1,8—8,0	3,9	0,02—0,05	0,03	4—22	10,8

третичных. В третичных базальтах среднее содержание бора (в г/т) 6,1, в четвертичных — 7,8, в андезито-базальтах — соответственно 5,2 и 9,6, андезитах — 7,5 и 9, дацитах — 5,5 и 9,8, риолито-дацитах — 5,8 и 10,2, риолитах — 6,7 и 13,2.

Результаты, приведенные в табл. 1, показывают, что концентрация одних элементов в эффузивной серии пород: базальт — андезито-базальт — андезит — дацит — дацито-риолит — риолит постепенно увеличивается, а других — уменьшается. Например, для свинца это увеличение выражается следующими цифрами (в г/т): 3,87 (базальт) — 5,8 (андезито-базальт) — 6,15 (андезит) — 7,2 (дацит) — 8,9 (риолито-дацит) — 10,1 (риолит); молибдена — соответственно 2,09 (базальт) — 3,9 (риолит); бора — 7,1 (базальт) — 10,8 (риолит). Содержание цинка

Таблица 2

Определяемые элементы и характеристики метода

Характеристика	Pb	Zn	Mo	Ag	B
Длина волны аналитической линии, Å	2833,4	3345,0	3170,3	3280,7	2497,7
Чувствительность, %	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$
Точность, %	8,0	8,0	12,0	7,5	7,5

(в г/т) от базальта (144) к риолиту (118) уменьшается, равно как и серебра (от 0,04 до 0,03 соответственно).

В породах Исландии содержание цинка значительно выше, чем свинца. Величина Zn/Pb для базальтов (40) и риолитов (11,7) значительно выше, чем для средних составов аналогичных пород других регионов. Основные породы, согласно Виноградову [3], характеризуются величиной Zn/Pb около 16, а кислые — 3. Это, вероятно, можно объяснить региональными различиями в содержании свинца и цинка и методическими погрешностями определений этих элементов. Например, при определении свинца и цинка в стандартной пробе BCR-1 (базальт) были получены большие расхождения (в г/т) — от <4 до 35 Pb и от 94,4 до 278 Zn [4].

Концентрация свинца, цинка, молибдена, серебра и бора в дайках долерито-базальта и в габбро почти та же, что и в базальтах, а в гранофирах она аналогична таковой в третичных риолитах.

Сопоставление цифр по содержанию свинца, цинка, молибдена, серебра и бора в базальтах Исландии с базальтами Срединно-Атлантического хребта затруднено, поскольку последние охарактеризованы недостаточно.

Содержание свинца в базальтах Исландии несколько выше, чем в базальтах Срединно-Атлантического хребта (2 г/т [5, 6]). Это, вероятно, можно объяснить более высокой концентрацией калия в базальтах Исландии. Имеются данные [7], что в базальтах и андезитах с увеличением содержания K_2O увеличивается и концентрация свинца. В кислых эффузивах Исландии содержание свинца ниже (8,9—10,1 г/т) по сравнению с аналогичными породами других регионов, в которых средние величины для риолитов составляют (в г/т) 13—40,1 Pb [7].

В базальтах Срединно-Атлантического хребта содержание цинка несколько ниже (122 г/т) [5], чем в базальтах Исландии (144 г/т). По-видимому, это обусловлено неодинаковым количеством в них железа. Среднее содержание железа в четвертичных плато-базальтах 9,87% [8], а в базальтах Срединно-Атлантического хребта — 7,70% [9]. При изучении базальтов и аналогичных им пород ряда районов США и Гавай-

ских островов была установлена прямая корреляция между содержанием цинка и железа [10].

В базальтах разных регионов концентрация цинка составляет (в г/т) 62—154, в кислых эффузивах — 33—120, а в комендитах и пантеллери-тах она значительно выше — 290—500 [11].

Данные по содержанию молибдена в базальтах Срединно-Атлантического хребта в литературе не приводятся, в то время как данных о содержании молибдена в магматических породах других регионов довольно много, особенно по гранитам. Сопоставлять их со сведениями, которые мы получили для пород Исландии, трудно, поскольку средние величины содержаний в них молибдена для разных типов пород близки и противоречивы. Согласно Виноградову [3], в основных породах имеется около 1,4 г/т Мо, а в кислых — 1,0 г/т; по Рехарскому [12], наоборот, в основных породах содержание молибдена ниже (1,1 г/т), а в кислых — выше (1,3 г/т).

В базальтах Срединно-Атлантического хребта содержание серебра не превышает 2 г/т [13]. Сопоставление данных о содержании серебра в эффузивах Исландии с аналогичными породами других регионов затруднено, поскольку данных по ним опубликовано мало. В базальтах Японии содержание серебра составляет (в г/т) 0,10, липаритах — 0,049 [14]; в габбро Скергаардской интрузии — 0,039—0,10, гранофирах — 0,056—0,220 [15]; в долеритах Тасмании — 0,032—0,140, гранофирах — 100—120 [16]; в «стандартах» базальта — 0,036—0,06, диабазы — 0,081, андезита — 0,11, гранодиорита — 0,07—0,10, гранита — 0,049—0,05 [17]; в среднем составе основных пород — 0,10, кислых — 0,05 [3]. Учитывая приведенные выше немногочисленные данные, вероятно, все-таки следует считать, что основные эффузивы по сравнению с кислыми богаче серебром.

Концентрация бора в базальтах Исландии такая же, как и в базальтах Срединно-Атлантического хребта (7 г/т [5]).

По концентрации бора базальты Исландии (6,86 г/т) мало отличаются от базальтов и основных эффузивов других регионов. Так, по Хардеру [18], содержание бора в породах Тянь-Шаня составляет (в г/т) 5, по Отрощенко [19], 7, по Еллису [20] для Новой Зеландии — 7,5. В кислых эффузивах Исландии концентрация бора ниже (в риолитах она составляет около 10,1 г/т), чем в кислых эффузивах других участков земли. Например, 16 г/т — для пород Тянь-Шаня [19], 20—25 г/т — для пород Новой Зеландии [20], 24 г/т — для пород Горного Алтая [21].

Материалы, приведенные в табл. 1, не показывают высоких концентраций свинца, цинка, молибдена и серебра в породах Исландии. При полевых геологических наблюдениях не были установлены зоны или участки с оруденением этих и других элементов. В Исландии до настоящего времени производилась лишь добыча исландского шпата и то в ограниченном количестве.

Таким образом, концентрации свинца, цинка, молибдена, серебра и бора в любом типе эффузивной серии пород (базальты — андезиты — риолиты) Исландии значительно варьируют, поскольку их формирование происходило не одновременно и не в одинаковых геологических условиях.

В эффузивной серии пород от базальта к риолиту содержание свинца, молибдена и бора постепенно увеличивается, а цинка и серебра уменьшается. Это указывает на единый магматический источник расплавов, из которых формировались основные и кислые эффузивы Исландии.

В базальтах Исландии по сравнению с базальтами Срединно-Атлантического хребта концентрация свинца и цинка выше; данные по молибдену и серебру в базальтах хребта отсутствуют.

В базальтах и риолитах Исландии содержания цинка, молибдена выше, а свинца и серебра ниже, чем в среднем составе основных и кислых пород других регионов. Породы Исландии характеризуются высокими величинами отношения Zn/Pb .

Высокие концентрации свинца, цинка, молибдена и серебра в породах Исландии не установлены, равно как зоны или участки с оруденением этих и других металлов, представляющих промышленный интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. *G. Palmason, K. Saemundsson*. Iceland in relation to the Mid — Atlantic ridge.— Ann. Rew. of Earth and Planet. Sci., 1974, 2.
2. *В. И. Герасимовский, А. И. Поляков, Л. В. Кригман, Л. И. Несмеянова*. О соотношении щелочей и кремнезема в породах Исландии.— Геохимия, 1974, № 7.
3. *А. П. Виноградов*. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
4. *F. Y. Flanagan*. Geological Survey Standarts-II. First complication of data for the new U. S. G. S. rocks.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1969, 33, N 1.
5. *W. G. Melson, G. Thompson*. Petrology of the transform fault zone and adjacent ridge segments.— Phil. Trans. Roy. Soc. Lond., 1971, A 268, N 1192.
6. *G. Thompson, F. Shido, A. Miyashiro*. Trace element distributions in fractionated ocean basalts.— Chem. Geol., 1972, N 9.
7. *K. H. Wedepohl*. Lead, 82-E-Abundance in common magmatic rock types; crystal abundance. Handbook of geochemistry, 11-4, Ed. K. H. Wedepohl. Berlin, Springer, 1974.
8. *S. P. Jakobsson*. Chemistry and distribution pattern of recent basaltic rocks in Iceland.— Lithos, 1972, N 4.
9. *Л. В. Дмитриев*. Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Докл. дисс. ГЕОХИ АН СССР, М., 1973.
10. *L. F. Rader, W. C. Swadley, H. H. Lipp, C. Jr. Huffman*. Determination of zinc in basalts and other rocks.— U. S. Geol. Surv. Profes. Papers 400-B, 1960.
11. *K. H. Wedepohl*. Zink, 30-E-Abundance in common igneous rocks types; crystal abundance. Handbook of geochemistry, V. 11/3, Ed. K. H. Wedepohl, Berlin, Springer, 1972.
12. *В. И. Рехарский*. Геохимия молибдена в эндогенных процессах. М., «Наука», 1973.
13. *W. G. Melson, G. Thompson, T. H. Van Andel*. Volcanism and metamorphism in the Mid — Atlantic ridge, 22 N latitude.— J. Geophys. Res., 1968, 73, N 18.
14. *H. Hamaguchi, R. Kuroda*. Silver Content of igneous rocks.— Geochim., Cosmochim. Acta, 1959, 17, N 1, 2.
15. *E. A. Vincent*. Silver, 47-E. Abundance in common igneous rock types. Handbook of geochemistry, v. 11/4. Ed. K. H. Wedepohl, Berlin, Springer, 1974.
16. *J. P. Greenland, R. Fones*. Geochemical behavior of silver in a differentiated tholeiitic dolerite shée.— Neues Jahrb. Mineral, Monatsch., 171, N 9.
17. *F. Y. Flanagan*. U. S. Geological Survey Standart — II. First complication of data for new U. S. G. S. rocks.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1973, 37.
18. *H. Harder*. Beitrag zier Geochimie des Bors.— Nachr. Akad. Wiss. gottingen. II Marh. Phys. Kl., 1959, 1, N 5.
19. *В. Д. Отрощенко*. К геохимии бора и цезия в связи с вулканогенными породами Западного Тянь-Шаня.— Геохимия, 1967, № 8.
20. *A. Y. Ellis, W. A. Y. Mahon*. Natural hydrothermal systems and experimental hot-Water/rock interactions North Islands of New Lealand.— Geochim. Cosmochim. Acta, 1964, 28, N 8.
21. *Ф. В. Сухоруков, Б. Н. Лапин, В. И. Симонова*. Бор в девонских вулканогенных породах Горного Алтая.— Геохимия, 1964, № 12.
22. *В. В. Белоусов, Е. Е. Милановский*. О тектонике и тектоническом положении Исландии.— Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1975, 2, вып. 3.

ИСТОЧНИКИ СЕРЫ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТАМИ

Л. Н. Гриненко, Г. В. Нестеренко, В. А. Гриненко

Вопрос об источнике рудного вещества остается одним из главных в учении о рудных месторождениях. Интерес к нему в последние годы возрос в связи с получением новых фактов на основе изотопных методов исследования.

Большинство медно-молибденовых месторождений, для которых имеются изотопные данные серы, представляют собой сульфидную минерализацию, приуроченную к интрузивам пестрого состава, сложенных, в основном кислыми породами. Эти месторождения разного возраста, из различных регионов мира показывают довольно гомогенный изотопный состав серы, близкий к метеоритному, что позволяет предположить верхнемантийный или нижнекоровый источник их серы. Свообразными, фактически не изученными с точки зрения изотопии серы являются месторождения, ассоциирующие с основными эффузивами. Здесь в отличие от руд, связанных с плутонами кислого состава, преимущественное развитие имеет медная минерализация по сравнению с молибденовой.

Авторы использовали изотопный анализ серы при изучении ряда чилийских месторождений меди, залегающих в эффузивах андезито-базальтового состава. В структурном отношении месторождения подразделяются на жильные, согласные с эффузивами (тип манто), и штокверковые (медно-порфировые). Главными рудными минералами являются халькопирит и борнит; на ряде месторождений руды ассоциируют с гипсом и ангидритом.

Наиболее детально нами изучены штокверковые руды, представленные крупнейшим месторождением медных руд Эль-Теньенте. Медная минерализация наблюдается здесь в породах андезито-базальтового состава и не обнаруживает очевидной генетической или парагенетической связи с интрузивными массивами. Месторождение приурочено к зоне синклинали мезозой-третичного возраста, сложенной толщей вулканических пород мощностью 15 км, переслаивающихся с континентальными и морскими отложениями. В районе месторождения геосинклинальные отложения представлены третичными породами формации Фарельонес мощностью до 2700 м и залегающими ниже породами формации Челинсе мощностью до 3000 м.

Отложения формации Фарельонес представлены андезитами, базальтами с резко подчиненным количеством озерных отложений в средней части разреза, в интервале 750—1500 м. Формация Челинсе также сложена андезитами и базальтами, но здесь увеличивается роль озерных отложений (алевроиты, конгломераты), однако по суммарной мощности эффузивы преобладают над осадочными отложениями.

Месторождение Эль-Теньенте находится в центральной части зоны распространения пород формации Фарельонес. Оно приурочено к трубке изометрической формы с диаметром на поверхности около 1200 м и на глубине (горизонт Т-8) около 600 м. Трубка выполнена породой, по составу отвечающей туфобрекчии (формация Браден). Материал брекчии (размер обломков от микроскопических до 0,5 м и более) представлен вмещающими породами — андезитами, алевролитами, а также интрузивными дацитами и кварцевыми диоритами, залегающими соответственно в северной и юго-восточном контактах трубки. С глубиной размер крупных обломков и их количество возрастают.

Рудная минерализация наблюдается на контакте трубки с вмещающими породами, в зоне интенсивной трещиноватости, в виде штокверко-

вого тела с максимальной мощностью около 600 м. Кварц-ангидритовые, кварцевые и ангидритовые прожилки с борнитом, халькопиритом и в меньшей степени с пиритом наиболее интенсивно проявлены у контакта с трубкой. Кварц-молибденовые прожилки не имеют закономерного распределения в пределах кольцеобразного рудного тела и наблюдаются в основном в северной части рудной зоны.

Формация Браден, выполняющая трубку и имеющая в своем составе много глинистого материала, является слабопроницаемой для гидротермальных растворов, поэтому здесь отмечается только 0,2—0,3% меди по сравнению с 1,5—2,0% во вмещающих андезитах, а также дацитах и кварцевых диоритах. Медная минерализация здесь прослеживается в виде рассеянной вкрапленности и прожилков халькопирита часто с ангидритом. Кроме того, вблизи контакта отмечаются обломки андезитов, в различной степени, а иногда и полностью замещенные халькопиритом.

Рудное тело имеет зональное строение. В контакте с трубкой развито преимущественно борнитовое оруденение, далее — халькопиритовое и на границе рудной зоны — пиритовое. Вертикальная зональность аналогична горизонтальной: к верхним горизонтам количество пирита увеличивается, на глубину возрастает содержание борнита. За пределами зоны промышленного оруденения на расстоянии 0,5—4 км, а также в брекчии формации Браден отмечается полиметаллическая минерализация.

Наряду с рудной зональностью на месторождении Эль-Теньенте проявлена и метасоматическая. На фоне регионально пропилитизированных андезитов в 1,5 км от месторождения встречаются обособления и прожилки эпидота, турмалина, магнетита, спекулярита и незначительное количество кальцита. На расстоянии около 1 км от месторождения в андезитах появляется биотит, который серицитизируется в контакте с рудными прожилками. В кварцевых диоритах по полевым шпатам развивается агрегат серицита и кварца. Изменение брекчии в пределах формации Браден сводится главным образом к активной турмалинизации, интенсивность которой возрастает с глубиной.

Месторождение Эль-Теньенте по структуре, характеру рудной минерализации и изменению вмещающих пород является типичным представителем месторождений медно-порфирового типа. Особенности, отличающими его от других аналогичных месторождений, в том числе и от чилийских — Чукикамата, Эль-Сальвадор, Рио-Бланко, являются отсутствие интенсивно измененных (аргиллизированных) пород, которые, возможно, залегали на более высоких, ныне эродированных горизонтах, а также обильная минерализация ангидрита и в меньшей степени гипса.

Для месторождения типа манто, типичным представителем которого является месторождение Эль-Саладо-де-Катему (провинция Аконкагуа), характерны плащеобразные тела вкрапленных, шлировых и тонкопрожилковых медных руд, приуроченных к кровле андезитовых потоков. Руды залегают в верхних и средних структурных этажах вулканогенных свит и насчитывают до 11—28 стратифицированных рудных тел. Кровля рудоносных потоков отделена от безрудной подошвы вышележащего потока зоной милонитизации мощностью до 10 см. Район месторождения Эль-Саладо сложен меловыми андезитами, интенсивно разбитыми дизъюнктивными нарушениями. Оруденение сопровождается метасоматическим изменением пород, причем замещению подвергаются как брекчированные андезиты, так и мелониты с образованием осветленных (до бледно-розовых) альбитизированных пород. Оруденение представлено шлировыми образованиями борнита и реже халькопирита в зоне альбитизации андезитов; меньше распространены пустоты, vyplненные кварцем и борнитом.

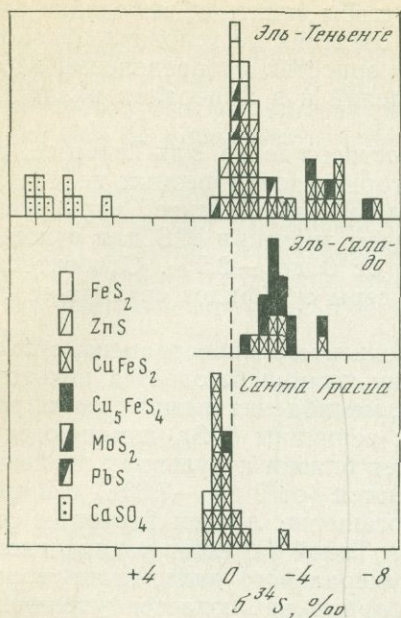


Рис. 1. Гистограмма значений $\delta^{34}\text{S}$ в рудах изученных месторождений

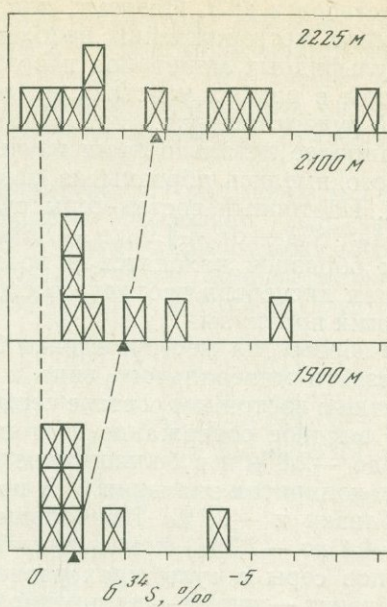


Рис. 2. Распределение значений $\delta^{34}\text{S}$ по стратиграфическим горизонтам Эль-Теньенте

Для сопоставления изучено также железорудное с медной минерализацией месторождение района Санта-Грасия (провинция Кокимбо), залегающее в более глубоких структурных этапах эффузивно-осадочной серии пород. Это месторождение сформировано в пределах зоны контактового метаморфизма пород, сложенных андезитами, туфами, известняками и песчаниками. Жильные, скарновые и межформационные (в андезитах) рудные тела района представлены магнетитом и гематитом с резко подчиненным количеством халькопирита. Из нерудных минералов распространены кальцит и реже кварц.

Существует несколько гипотез образования этих месторождений: 1) извлечение меди и серы из андезито-базальтов при контактовом и гидротермальном метаморфизме; 2) связь гидротермальных растворов и рудного вещества с интрузиями гранодиоритов, 3) частичное восстановление осадочных сульфатов.

Нами исследованы закономерности вариаций изотопного состава серы сульфидов и сульфатов указанных месторождений, залегающих в третичных и меловых андезито-базальтах, а также гипсов из нижележащих гипс-ангидритовых отложений. Результаты изотопного анализа серы рудных минералов приведены на рис. 1.

Как видно из полученных данных, сульфиды трех месторождений разного типа имеют довольно гомогенный изотопный состав серы, незначительно отличающийся от метеоритного уровня. Обращает внимание тот факт, что изотопный состав серы сульфидов месторождения типа манто (Эль-Саладо, $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср.}} = -2,6\text{‰}$) аналогичен изотопному составу серы сульфидов штокверкового месторождения Эль-Теньенте ($\delta^{34}\text{S}_{\text{ср.}} = -2,0\text{‰}$), хотя минеральный парагенезис этих месторождений весьма различен.

В последнее время работами ряда исследователей [1—3] было показано, что изотопный состав серы рудных сульфидов зависит не только от источника серы, но и от физико-химических условий отложения сульфидов (температуры, окислительно-восстановительного потенциала,

pH раствора и др.). Поэтому, для того чтобы судить об источнике серы изученных месторождений, необходимы сведения об условиях образования сульфидных минералов и о закономерностях распределения изотопов серы в разных участках месторождений и в минералах различных стадий рудоотложения.

Наиболее детально нами изучено месторождение Эль-Теньенте, для которого имелись образцы из разных горизонтов и разных по составу пород. Изотопный состав серы сульфидов Эль-Теньенте варьирует в пределах 8‰ — от +1,0 до -7,8‰, причем значения $\delta^{34}\text{S}$ для основной массы образцов находятся в пределах от 0 до -2,5‰. Относительно большая дисперсия изотопного состава серы сульфидов связана со следующими причинами.

Во-первых, на месторождении Эль-Теньенте распространены сульфиды разного минерального вида и между ними наблюдается некоторое различие в изотопном составе серы. Так, молибденит и пирит имеют наиболее высокое содержание изотопа ^{34}S : величины $\delta^{34}\text{S}_{\text{ср}}$ изменяются от +1,0 до -2,0‰ и в большинстве случаев близки к нулевому значению. В халькопиритах значения $\delta^{34}\text{S}$ понижаются (от 0 до -7,8‰) и в среднем близки к -2,1‰. Наибольшее обогащение легким изотопом серы (от -4,4 до -7,3‰) показывает борнит. Такой характер распределения изотопов серы в сульфидах разного минерального вида, когда в ряду молибденит — пирит — халькопирит — борнит наблюдается увеличение содержания легкого изотопа ^{32}S , характерен и для других месторождений медно-молибденовых руд [4]. Это свидетельствует в общем об условиях кристаллизации сульфидов, близких к изотопно-равновесным. Однако, как видно из рис. 1, сульфиды одного и того же минерального вида обнаруживают вариации в изотопном составе серы, что, по-видимому, указывает на существование нескольких генераций этих минералов или несколько различные условия их образования. Замечено, в частности, что наиболее низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (от -4 до -7,8‰) показывают, как правило, сульфиды из ангидритовых прожилков.

Во-вторых, наблюдаются также некоторые различия в изотопном составе серы сульфидов в зависимости от их приуроченности к разным по составу породам в пределах месторождения. Так, сульфиды из туфобрекчии в большей степени обогащены изотопом ^{32}S по сравнению с таковыми из андезитов: среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ для первых составляет -3,4‰, а для вторых равно -1,4‰.

В-третьих, намечается увеличение содержания изотопа ^{32}S от нижних горизонтов к верхним. Средняя величина $\delta^{34}\text{S}$ для наиболее глубокого горизонта Т-8 составляет -0,8‰, а для сульфидов на горизонтах Т-6 и Т-5 повышается соответственно до -2,7 и -2,9‰ (рис. 2).

Все эти данные свидетельствуют о том, что первоначальная сульфидная сера рудного раствора, по-видимому, имела довольно гомогенный изотопный состав, но в процессе отложения сульфидов он менялся в зависимости от локальных условий. Наибольшее обогащение легким изотопом ^{32}S сульфидной серы происходило в условиях, благоприятных для увеличения доли окисленной серы, а именно в брекчиевых породах, в более высоких стратиграфических горизонтах, где происходило даже выпадение ангидрита.

Значения $\delta^{34}\text{S}$ для ангидрита, широко распространенного на месторождении, варьируют от +6,1 до +10,6‰. Разница изотопного состава серы сосуществующих ангидритов и сульфидов составляет 10—15‰. На основании того, что сульфиды, ассоциирующие с сульфатами, имеют более высокое содержание легкого изотопа ^{32}S по сравнению с сульфидами, не находящимися совместно с сульфатами, можно предполагать тесную генетическую связь разных форм серы. Если это так, то отмеченная разница в изотопном составе серы сосуществующих сульфидов и сульфатов указывает на высокую температуру их образования — не

менее 450° С. Температуры, определенные по методу гомогенизации и декрепитации газовой-жидких включений в кварце, показывают, что отложение его происходит в диапазоне 230—340° С. Эти данные свидетельствуют о высокотемпературном характере рудоносных растворов, однако они не определяют точно температуру отложения сульфидов и сульфатов.

Отсутствие точных данных по температуре, рН растворов и летучести кислорода при отложении сульфидов не позволяет использовать метод [3] для определения значений $\delta^{34}\text{S}$ общей серы рудоносного раствора. Однако на основании полученных изотопных данных можно наметить диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ исходной серы изученного месторождения.

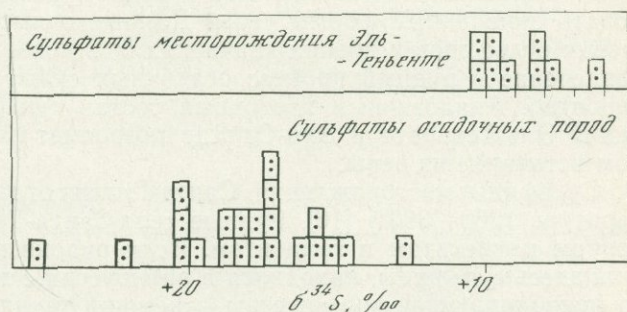


Рис. 3. Сравнение распределения изотопного состава серы в сульфатах руд Эль-Теньенте и осадочных пород

Изотопный состав серы совместно присутствующих сульфидов и сульфатов в высокотемпературном растворе зависит как от исходного источника серы, так и от соотношения окисленных и восстановленных форм серы. Если в растворе присутствуют сульфидная и сульфатная формы серы, то увеличение доли окисленной серы приведет к понижению значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах и сульфатах, а увеличение доли сульфидной серы — к увеличению значений $\delta^{34}\text{S}$. Отсюда следует, что изотопный состав суммарной серы раствора будет находиться в диапазоне наименьших значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы и наибольших значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы. Для месторождения Эль-Теньенте этот диапазон составляет от +1,0 до +6,1‰. Для более точной оценки необходимо иметь данные об исходной форме серы раствора, т. е. была ли она в сульфатной или в сульфидной форме.

В районе развития месторождения широким распространением пользуются гипс-ангидритовые пласты мелового возраста. Изотопный состав серы этих сульфатных толщ показал высокое содержание тяжелого изотопа ^{34}S , типичное для осадочных сульфатов данного возраста. Значения $\delta^{34}\text{S}$ для них находятся в пределах от +13 до +25‰, среднее для 22 образцов составляет +18‰. Существенное отличие изотопного состава серы гипсов и ангидритов рудных тел месторождения Эль-Теньенте от осадочных сульфатов вмещающих пород (рис. 3) указывает на то, что последние не вовлекались в рудный процесс и не являлись источником серы для рудных минералов. В случае, если бы сера осадочных сульфатов была каким-то образом частично восстановлена до сульфидной формы при температуре 450° С или выше, сульфиды бы имели среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ более +3‰, а ассоциирующие с ними ангидриты — более высокие значения этих величин, чем осадочные сульфаты.

Таким образом, на основании того, что сульфаты вмещающих и подстилающих пород в основном не участвуют в рудном процессе, можно прийти к выводу о первичном сульфидном источнике исходной серы рудного раствора месторождения Эль-Теньенте. Гипогенные сульфаты на месторождении образовались в результате частичного окисления сульфидной серы. Это хорошо согласуется с тем фактом, что условия, бла-

гоприятные для увеличения летучести кислорода, а следовательно, и доли сульфатной серы в растворе имелись на более высоких горизонтах, где выпадение ангидрита приводило к обогащению сульфидной серы легким изотопом ^{32}S (см. рис. 2). На основании изложенного можно полагать, что изотопный состав исходной серы рудного раствора был ближе к величине $+1\text{‰}$, чем к $+6\text{‰}$. Интересно, что в другом чилийском месторождении (Нозво-Римолинос), приуроченном к брекчированной трубке, халькопирит имеет такой же изотопный состав серы ($-0,6\text{‰}$), как и на Эль-Таньенте [5].

Сульфиды месторождения Эль-Саладо, так же как и месторождения Эль-Таньенте, отлагались при высоких температурах ($280\text{--}430^\circ\text{C}$) [6]. На этом месторождении не происходило отложение ангидрита и кальцита. Однако это не значит, что в рудном растворе не могли присутствовать окисленные формы серы. Данные о высокой температуре отложения сульфидов и низких значениях $\delta^{34}\text{S}$ позволяют предположить, что вовлечение в рудный процесс осадочных сульфатов здесь также маловероятно. Аналогичный изотопный состав сульфидной серы месторождений Эль-Таньенте и Эль-Саладо позволяет высказать мысль о сходном источнике их серы.

Сульфиды месторождения Санта-Грасия отлагались при высокой температуре ($280\text{--}390^\circ$) [16]. Рудные тела Санта-Грасия представлены в основном магнетитом и гематитом. Если рудоносный раствор, отложивший здесь сульфиды, находился в равновесии с магнетитом и гематитом, то преобладающей формой серы в нем при таких условиях должна быть сульфатная сера. При 350°C сульфаты должны быть обогащены изотопом ^{34}S по сравнению с сульфидами на $18\text{--}20\text{‰}$. Отсюда следует, что участие осадочных сульфатов мелового и третичного возраста не исключается в образовании сульфидов Санта-Грасия, для которых значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от $+1,5$ до -3‰ . Однако в этом случае кажется странным, что при наличии кальцита из раствора, содержащего большое количество сульфатной серы, не отложился ангидрит. Возможно, сульфиды отлагались неодновременно с гематитом и магнетитом и раствор не был в равновесии с этими минералами. Поэтому вопрос об источнике серы данного месторождения остается открытым.

Для того чтобы проверить гипотезы о связи рудных растворов с интрузивами гранодиоритов и о возможности извлечения меди и серы из андезит-базальтов при контактовом и гидротермальном метаморфизме, было проведено определение содержания и изотопного состава серы в неизменных и гидротермально измененных гранитоидах и андезит-базальтах разного возраста. Результаты приведены в табл. 1—4. Из данных таблиц видно, что неизменные гранодиориты Чили содержат меньше серы, чем андезит-базальты, причем значение $\delta^{34}\text{S}$ первых заметно выше, чем вторых. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ суммарной серы андезит-базальтов близко к величине $+2,5\text{‰}$, а у гранодиоритов — к $+4,8\text{‰}$.

Контактовый метаморфизм пород, по-видимому, не сопровождается существенным изменением изотопного состава общей серы. Так, слабо измененный диорит в 50 м от контакта и измененный диорит вблизи контакта имеют практически одинаковый изотопный состав серы. Метаандезит в 40 м от контакта с диоритовой интрузией и в 2 м от контакта имеет одинаковое количество и близкий изотопный состав серы. Правда, при приближении к контакту наблюдается тенденция к некоторому увеличению содержания легкого изотопа серы в метаандезите. Возможно, это случайная закономерность.

Более значительные изменения изотопного состава серы пород происходят при их гидротермальном преобразовании. Однако определенную направленность в изменении изотопного состава серы наметить трудно. Так, сильно измененные гранитоиды в районе Копьяно в контакте с зо-

Таблица 1
Андезито-базальты Чили

Номер пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	S, %	Порода, район
71-116	+3,5	0,004	Четвертичные андезиты
71-159	+0,8	0,008	Лагуны Мадле
A-809	+8,3	0,022	Третичные андезито-базальты
A-1766	-0,2	0,008	Высокие Кордильеры, провинция Аконкагуа
71-191	+1,0	0,007	Меловые андезито-базальты
71-192	+3,7	0,006	Санта-Грасия, Ла-Серена
2096	+1,5	0,07	Меловые андезито-базальты
2100	+1,0	0,002	Чапеканья, провинция Тигнамар
2036	+6,5	0,025	Юрские андезито-базальты
2062	-1,0	0,013	Арика

Таблица 2
Кислые изверженные породы

Номер пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	S, %	Порода, район
71-173	+5,3	0,003	Меловые гранодиориты, Санта-Грасия, Ла-Серены
1422	+5,5	0,005	Кабеза-де-Вака, Копьяно
1135	+11,0	0,002	Там же
71-502	-0,6	0,0006	Диориты Эль-Саладо, Кабилдо
71-503	+4,5	0,005	То же, там же
2152	+3,5	0,01	Юрские гранодиориты, Антофагаста
21-53	+3,8	0,009	

Таблица 3
Измененные при контактовом метаморфизме породы

Номер пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	S, %	Порода, район
1192	+6,7	0,011	Метаандезит, Копьяно
71-404	0	0,001	Метаандезит мелового возраста, Бустаманте
71-528	-1,3	0,004	Метаандезит мелового возраста в 40 м от контакта с диоритом, Эль-Саладо
71-526	-2,4	0,005	То же, в 8 м »
71-524	-4,4	0,005	» в 2 м »
71-522	-0,5	0,008	Измененный диорит в 2 м от контакта
71-521	0,0	0,007	Измененный диорит в 20 м от контакта
71-520	-0,4	0,03	Слабо измененный диорит в 40—50 м от контакта

лотоносной жилой показывают более низкое содержание тяжелого изотопа серы по сравнению с неизмененными. Можно было бы предположить, что при гидротермальном процессе происходит вынос тяжелого изотопа из пород. В таком случае следовало бы ожидать уменьшения содержания серы по мере изменения гранитоидов. Такой зави-

Таблица 4

Породы, измененные при гидротермальном метаморфизме

Номер пробы	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	S, %	Порода, район
71-181	-4,1	0,001	Эпидозит, центр зоны, Санта-Грасиа
71-182	-8,2	0,001	Зона хлоритизации
71-184	-5,2	0,004	Андезито-базальт с редким эпидотом, в 3—5 м от жилы
71-411	-7,5	0,001	Эпидотизированный андезито-базальт,
71-412	-14,8	0,001	Серро-Бустаманте
1202	+13,4	0,04	Эпидозит Копьяно
1215	+5,6	0,008	Эпидотизированный андезито-базальт, Копьяно
71-316	-16,7	0,0008	Зеленый андезито-базальт с миндалинами цеолитов, хребт Тукито
2035	+17,5	0,058	Зеленый андезито-базальт с миндалинами кварца
2037	+1,7	0,015	Слабоизмененный андезито-базальт, в удалении от жилы
2038	+16,6	0,033	Окисленный андезито-базальт на контакте с жилой
1162	-1,7	0,016	Сильно измененный гранитоид, Копьяно
1163	+2,6	0,005	Измененные гранодиориты в 60 см от контакта
1164	+7,3	0,022	То же

симости не наблюдается. В другом примере при околожильном изменении андезитов в районе Санта-Грасиа направленного изменения изотопного состава серы не происходит.

При гидротермальном преобразовании пород отмечается повышенное содержание легкого изотопа при низком общем содержании серы и

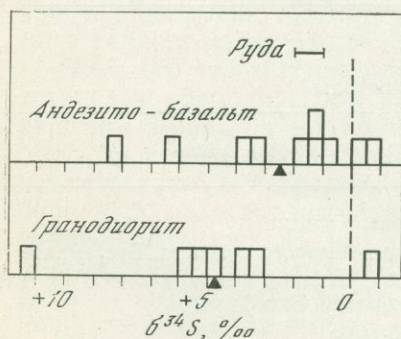


Рис. 4. Сравнение изотопного состава серы рудного раствора и изверженных пород из районов изученных месторождений

тяжелого изотопа при высоком содержании общей серы. Обогащение пород тяжелым изотопом серы связано с привнесом сульфатной серы, по-видимому, осадочного происхождения. В том случае, когда кроме сульфатной серы в породе присутствует и сульфидная сера, последняя также показывает высокое содержание тяжелого изотопа. Так, в обр. 2035 значение $\delta^{34}\text{S}$ общей серы равно $+17,5\text{‰}$; большая часть серы здесь находится в сульфатной форме, значение $\delta^{34}\text{S}$ которой равно $+24\text{‰}$, а меньшая — в сульфидной форме со значением $\delta^{34}\text{S} + 11\text{‰}$.

Таким образом, результаты изучения гидротермального воздействия на породы показывают, что этот процесс приводит к большой дисперсии изотопного состава серы в различных участках пород, причем участие в нем осадочных сульфатов сопровождается образованием в породе тяжелых изотопов сульфидов.

Изученные месторождения и месторождения аналогичного состава в Кордильерах характеризуются однородностью изотопного состава серы и близостью его к метеоритному значению. Поэтому полученные нами данные позволяют отвергнуть гипотезу о сульфатном источнике их серы.

На рис. 4 сопоставлены изотопный состав серы андезитов-базальтов, гранитоидов и предполагаемые нами величины $\delta^{34}\text{S}$ для исходной серы чилийских месторождений. Как видно, изотопный состав серы месторождений ближе к последнему для андезитов-базальтов, чем гранодиоритов, что позволяет отрицать генетическую связь руды с гранодиоритами. Согласно некоторым данным [6], специфика распределения меди в андезитов-базальтах не исключает их как возможный источник рудного вещества. Однако изотопные данные серы не дают однозначного ответа на вопрос, извлекалась ли сера из этих пород при гидротермальной высокотемпературной переработке или она имеет, как и эти породы, глубокий источник.

ЛИТЕРАТУРА

1. H. Sakai. Isotope properties of sulfur compounds in hydrothermal processes.— *Geochem. J.*, 1968, 2, N 1.
2. Л. Н. Гриненко, В. А. Гриненко, Г. Д. Загрязская, Ю. М. Столяров. Изотопный состав серы сульфидов колчеданных месторождений Левихи в связи с вопросами их генезиса.— *Геол. рудн. месторожд.*, 1969, № 3.
3. H. Ohmoto. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.— *Econ. Geol.*, 1972, 67, N 5.
4. В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко. Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974.
5. R. H. Sillitoe, F. J. Sawkins. Geologic, mineralogic and fluid inclusion studies relating to the origin of copper — bearing tourmaline breccia pipes, Chile.— *Econ. Geol.*, 1971, 66, N 7.
6. В. Б. Наумов, Г. В. Нестеренко, И. Лозерт, Л. Чавез. Термобарические условия формирования некоторых медных месторождений Чили.— *Геохимия*, 1973, № 8.

ЭВОЛЮЦИЯ РУДОГЕНЕЗИСА В РАЗВИТИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Д. Н. Алексеев

Представления о гидротермальном происхождении рудных месторождений Забайкалья и особенно универсальной роли в этом отношении мезозойского магматизма требуют существенного пересмотра.

Металлогенические исследования последних лет и особенно изучение металлоносности домезозойских толщ свидетельствуют о полициклическом формировании рудных районов Забайкалья. При этом в формировании рудных месторождений существенную роль играли древние слоистые толщи.

Во-первых, с этими толщами связаны все стратиформные месторождения железа, марганца, меди, свинца и других металлов, которые обнаруживают с вмещающими формациями тесную парагенетическую связь. Во-вторых, металлоносность домезозойских толщ во многих случаях была определяющей в образовании эндогенных месторождений редких и благородных металлов благодаря процессам метаморфизма и палингенеза. В-третьих, домезозойские породы служили источником рудного вещества при образовании рудных месторождений мезозойского структурного этажа.

В этой исходной позиции следует прежде всего рассмотреть те главные особенности металлоносных древних толщ, с которыми прямо или косвенно связана металлогения Забайкалья.

РУДОНОСНОСТЬ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

В рассматриваемом регионе выделяется семь групп вулканогенно-осадочных и осадочных формаций докембрия¹ и палеозоя, с которыми, как это будет видно из дальнейшего изложения, связаны металлы, определяющие рудный облик Забайкалья (рис. 1).

Вулканогенно-сланцевые формации. Эта группа включает собственно вулканогенную диабазово-порфиритовую (зеленокаменную), кварцито-во-черносланцевую, кремнисто-черносланцевую, карбонатно-кремнисто-черносланцевую и карбонатно-черносланцевую формации. В пределах группы формации образуют устойчивые латеральные и вертикальные ряды (рис. 2).

Литогеохимические исследования показывают, что с вулканогенно-сланцевыми формациями связано весьма разнообразное оруденение, прежде всего месторождения меди, свинца, цинка, флюорита, олова, вольфрама, а также повышенные содержания этих и других металлов.

В зеленокаменной формации отмечаются стратиформные магнетитовые месторождения, которые широко развиты в северной части Забайкалья, Прибайкалья и в пределах Агинского поля. Во всех изученных примерах установлена устойчивая связь магнетитовых руд с горизонтами частого чередования амфиболовых, хлоритовых сланцев, известняков и кварцитов.

Кварцито-черносланцевая формация характеризуется регионально повышенными содержаниями олова и вольфрама. Наиболее широкое развитие этой формации отмечается в Прибайкалье и на Агинском поле. В пределах Агинского поля работами последних лет установлен стратиформный характер Барун-Шивинского месторождения, ранее считавшегося типично гидротермальным. Вольфрамовая минерализация приурочена здесь к зоне частного ритмичного чередования кварцитов, графитистых и серицит-хлоритовых сланцев. Продуктивными являются кварциты, которые, помимо вольфрама, несут повышенные содержания сурьмы и ртути.

Аналогичная картина отмечается в пределах Холоднинского месторождения. Здесь наблюдается постепенная смена породной ассоциации с колчеданно-свинцово-цинковым оруденением, чередованием кварцитов и графитистых сланцев, включающих редкие тела амфиболитов. Одновременно с этим колчеданно-свинцово-цинковое оруденение затухает и сменяется повышенными содержаниями олова, вольфрама и сурьмы, приуроченными к темным-серым и черным кварцитам.

В карбонатно-кремнисто-черносланцевой формации размещены стратиформные колчеданные и колчеданно-свинцово-цинковые месторождения. Наиболее интенсивно они развиваются в пределах Севера Прибайкалья, в Муйском районе и на юге Приаргунья, образуя рудоносные полосы протяженностью в несколько километров. В пределах этих полос оруденение приурочено к крупным макролинзам сложного литологического состава, где различные типы рудной минерализации хорошо сочетаются с определенными породными ассоциациями. Руды с продуктивной свинцово-цинковой минерализацией приурочены к карбонатно-кремнисто-графитистой породной ассоциации, в то время как пирит-пирротинное оруденение отчетливо локализуется в зоне чередования кремнистых и графитистых сланцев.

Карбонатно-черносланцевая формация завершает разрез вулканогенно-сланцевой группы и характеризуется флюоритовым оруденением. Стратиформные месторождения флюорита известны в Приаргунье и на Агинском поле, где они по существу представляют крупные макролинзы,

¹ Рассматриваются древние образования без архея, формационные и металлогенические особенности которого изучены крайне слабо.

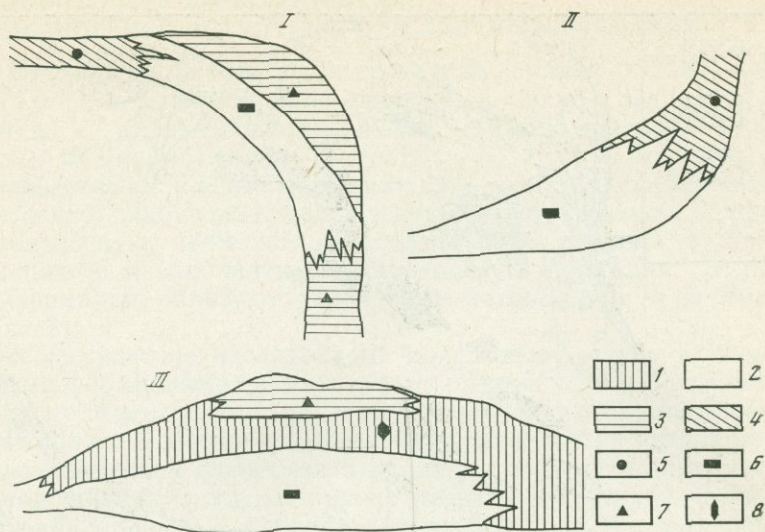


Рис. 3. Строение рудоносных формаций вулканогенно-сланцевой группы

Рудоносные макролинзы:

- I — Савинского месторождения № 5;
 II — Чупинского месторождения;
 III — Холоднинского месторождения.

Породные ассоциации:

- 1 — кварцево-черносланцевая;
 2 — карбонатно-кремнисто-черносланцевая;
 3 — карбонатно-черносланцевая;
 4 — кремнисто-черносланцевая.

Рудная минерализация:

- 5 — пирит-пирротиновая;
 6 — колчеданно-свинцово-цинковая;
 7 — флюоритовая;
 8 — редкометалльная

в которых отмечается частое чередование известняков, графитистых и редко серицит-хлоритовых сланцев. Рудоносными являются известняки, которые содержат тонкорассеянную густую вкрапленность флюорита. Известны слоистые руды, где слоистость образуется чередованием слоев глинисто-графитистого вещества и черного флюорита, обогащенного органикой. Все эти факты в сочетании с данными литостратиграфического и геохимического характера позволяют предполагать седиментогенное образование минерализации.

К формациям описанной группы близки по возрасту, а главное в парагенетическом и структурном отношении вулканогенно-осадочные формации с преобладающей ролью вулканогенных пород кислого состава. Для них характерен медно-колчеданный тип оруденения.

В Муйском районе, например, с этой формацией связаны многочисленные проявления медно-колчеданных руд. В пределах наиболее изученного Каменного месторождения наблюдается ритмичный характер рудовмещающих образований с частым чередованием кварцевых порфиров, фельзитов, кремнистых и графитистых сланцев. Медноколчеданное оруденение здесь представлено интенсивно оруденелыми кремнистыми сланцами и залежами сплошных руд среди них. В ритмичном строении рудоносные пласты подстилаются вулканитами и перекрываются графитистыми сланцами. Отмечается до четырех подобных рудных ритмов. В составе руд преобладают пирит, халькопирит.

В заключение следует отметить часто наблюдаемую зональность стратиформного оруденения во многих рудоносных формациях, характеризующихся совмещенностью нескольких породных ассоциаций. Чаще всего в таких случаях наблюдается совмещение нескольких породных ассоциаций с разнотипной рудной минерализацией (рис. 3). При этом породные ассоциации сменяют друг друга по латерали и снизу вверх с одновременной сменой минеральных типов. Эта особенность рудоносных формаций

вносит ясность в понимание зональности оруденения многих стратиформных месторождений не в связи с гипотетичной специализацией магматических очагов, как принято трактовать, а в результате изменений геохимических условий седиментации во времени и пространстве, запечатленных породными ассоциациями.

Вулканогенно-терригенные формации. Формации этой группы образуют краевой вулканический пояс в пределах Прибайкалья. Общей особенностью тектонического положения этой группы является приуроченность формации к границе геосинклинали и платформы (внешний геосинклинальный пояс) и окраинам внутренних геосинклинальных поднятий (Муйские глыбы).

В Прибайкальском краевом вулканическом поясе [2] в ее составе участвуют (снизу вверх) эффузивно-терригенная, эффузивная и терригенная формации. В целом для формаций этой подгруппы характерно медно-колчеданное и медно-свинцово-цинковое оруденение. Максимальным развитием отмеченные типы оруденения пользуются в вулканогенно-порфировой формации (хибеленская свита), а также в виде убогих минерализованных горизонтов отмечаются в нижней, эффузивно-терригенной, формации.

Отсутствуют достаточные материалы, по которым была бы возможна характеристика парагенетического отношения рудной специализации к вмещающим породам. Имеющиеся в настоящее время предварительные данные свидетельствуют о подавляющей приуроченности медно-колчеданного оруденения к вулканогенным образованиям, а точнее, к порфирам жерловой фации. Медно-свинцово-цинковая минерализация обнаруживает парагенетическую связь с перемежаемостью кварцевых порфиров, дацитов, фельзитов, серицит-хлоритовых сланцев с участием в составе рудных интервалов углистого и кремнистого материала.

С пестроцветно-терригенными формациями связана вся стратиформная меденосность Забайкалья. Положение медного оруденения в формационной группе или ряду определяется переходной зоной от красноцветных к сероцветным молассоидам [3]. В размещении оруденения устанавливается палеогеографический и литолого-фашиальный контроль.

Помимо меди, руды месторождений Кодаро-Удоканской зоны характеризуются повышенными содержаниями железа и незначительным развитием свинца и цинка. Отмечаются повышенные содержания серебра, висмута и бора.

Флишоидные терригенно-карбонатно-сланцевые формации известны в Чикойском, Уакитском, Ципиканском и Троицком районах, где слагают сухтунную и суванихинскую свиты верхнего протерозоя. В Северном Прибайкалье их аналогом, по-видимому, является бургузинская свита, которая имеет несколько иной литологический состав. Отличительная особенность названной формации — наличие в разрезе довольно устойчивого флишоидного чередования кварц-биотитовых (первоначально алевролитово-глинистых), углисто-биотитовых сланцев и песчаных известняков.

По характеру отложений формации представляют продукты остаточных геосинклиналей, существующих в начале орогенного этапа в пределах и по периферии срединных массивов.

Рассмотрим кратко эту особенность флишоидных формаций на примерах Уакитского, Карафтитского и Чикойского районов.

Наиболее высокие содержания меди, свинца, никеля, бария, молибдена отмечаются в отдельных интервалах углистых алевролитов, но максимальные концентрации их характерны для средней части разреза, где значительно повышается сульфидная минерализация, а чередование пород становится все более частым. Здесь содержания бария, меди и молибдена достигают сотых долей процента, а свинца — сотых и в отдельных пробах десятых долей процента.

В Карафтитском районе характер седиментации аналогичен и представляет стабильное накопление карбонатно-глинисто-алевролитистого материала со значительным участием органического вещества. Здесь наиболее распространенными являются медь, свинец, цинк, а также вольфрам и молибден.

Таким образом, черносланцевые флишоидные формации характеризуются своеобразными литологическими и геохимическими особенностями. Во-первых, они представлены грубо- и мелкообломочными породами глинистого, карбонатного и органогенно-глинистого состава, для которых характерно устойчивое ритмичное чередование. Во-вторых, для них характерна убого вкрапленная регионально развитая сульфидная минерализация. В-третьих, геохимический облик формации в разных районах почти одинаков и характеризуется постоянным присутствием свинца, цинка, меди, мышьяка, а в отдельных районах — молибдена и вольфрама. Золото постоянно выделяется повышенными концентрациями в отдельных интервалах разрезов, а также типах пород с постоянно выдержанным фоном. В составе руд преобладают пирит, пирротин, минералы меди и незначительное количество минералов свинца и цинка.

Вулканогенно-карбонатные формации включают терригенную, эффузивно-терригенную и эффузивно-карбонатную формации нижнего кембрия, распространенные в Курбино-Еравнинском районе. В пределах Еравнинского рудного района развита вулканогенно-карбонатная формация порфиrowого ряда, которая является рудоносной и вмещает сидерит-колчеданное оруденение и руды магнетитового состава. За пределами этого района (Кондинская группа месторождений) к ней приурочено медно-свинцово-цинковое оруденение.

Кроме сидерит-колчеданного оруденения, в этой формации отмечается повышенная рудоносность вулканогенных пород, которые по существу лишены сульфидной минерализации и расположены за пределами породных ассоциаций, вмещающих продуктивные магнетитовые и сидерит-колчеданные ряды.

В пределах этой группы формаций отчетливо намечается парагенетический ряд рудоносных образований с медно-колчеданным, сидерит-колчеданным и магнетитовым оруденениями, скользящий от формаций существенно вулканогенного профиля к формациям, в составе которых ведущее значение приобретают породы смешанного и осадочного образования (рис. 4). Эта особенность находит логичное толкование в процессах эволюции вулканического очага и смещений по отношению к нему геохимических фаций во времени и пространстве [4].

Пестроцветно-карбонатные формации. В этой группе выделяются пестроцветно-известняковая и пестроцветно-углисто-доломитовая формации. С первой на территории Забайкалья тесно связаны стратиформные магнетитовые и железо-марганцевые месторождения и проявления. Особенно многочисленны они в Прибайкалье и на севере Забайкалья.

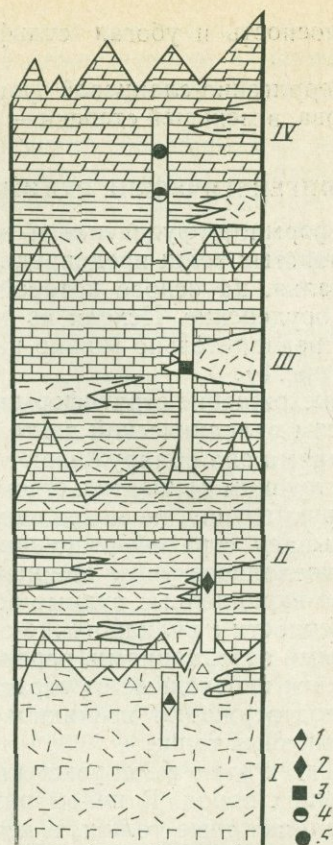
Пестроцветно-углисто-доломитовая формация является одним из высокопродуктивных образований позднего протерозоя — раннего кембрия и вмещает основную часть свинцово-цинковых и медно-полиметаллических месторождений Забайкалья. Наиболее изучены в настоящее время особенности локализации в этой формации свинцово-цинковых месторождений Прибайкалья и Забайкалья.

В пределах наиболее изученных месторождений отмечается ритмичное строение формации, выраженное обычно в виде нескольких крупных макроциклов. В строении каждого макроцикла отчетливо выделяются его трансгрессивные и регрессивные части, отвечающие смене фациальных условий седиментации. Трансгрессивная часть представлена известняками, доломитами, доломитовыми известняками; регрессивная характеризуется развитием терригенных пород, общей особенностью которых

Рис. 4. Обобщенная колонка рудоносных формаций вулканогенно-карбонатной группы

Рудоносные формации:

- I — андезито-дацитовая;
- II — вулканогенно-карбонатно-терригенная;
- III — вулканогенно-карбонатная;
- IV — пестроцветно-углисто-доломитовая; оруденение:
 - 1 — зоны минерализованных пирит-халькопиритовых и пирит-арсенопиритовых брекчий; стратиформное оруденение;
 - 2 — медно-колчеданное;
 - 3 — сульфидно-магнетитовое;
 - 4 — свинцово-цинковое прожилково-вкрапленное;
 - 5 — свинцово-цинковое пластовых руд



является их яркая пестроцветная окраска. Обычно это тонко-ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, окрашенные в зеленые, бурые, кирпично-красные и фиолетовые тона.

Свинцово-цинковое оруденение фиксируется в пределах всех макроциклов и имеет широкое площадное распространение. Намечается отчетливая связь оруденения с ритмичным характером напластования пород, в силу чего залежи свинцово-цинковых руд в пределах рудоносной формации располагаются многоярусно. Эта же особенность устанавливается по простирацию рудоносных образований, отражая тем самым одновременные смещения фаций в вертикальном и латеральном направлениях. Подобное кулисообразное расположение рудных тел с одновременным скольжением в пространстве и времени является характерным признаком их седиментогенного образования.

В заключение отметим, что помимо свинца и цинка эти месторождения содержат повышенные концентрации редких элементов, серебра, сурьмы, висмута и ряда других металлов. С карбонатными породами связаны также бор, фтор, стронций, барий и фосфор.

Вулканогенно-кремнистые формации. Вулканогенно-кремнистые формации самого молодого возраста (девон, пермо-карбон) из всех групп имеют совершенно ограниченное распространение и развиты в основном в западном обрамлении Агинского массива.

Группу составляют вулканогенная диабазово-порфиритовая, яшмоидно-сланцевая и терригенно-сланцевая формации. Рудоносность и повышенная металлоносность этих формаций в настоящее время изучены крайне слабо. Известны, например, многочисленные проявления марганца в яшмоидно-сланцевой формации, где отмечаются также повышенная

золотоносность и убогая сульфидная минерализация стратиформного типа.

С терригенно-сланцевой формацией связаны повышенные содержания олова, в меньшей степени — вольфрама.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ РУДНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Стратиформное оруденение и повышенная металлоносность домезозойских слоистых толщ предопределили металлогеническую специализацию Забайкалья, на основе которой развивалось разнообразное эпигенетическое оруденение. Исходя из этого, в металлогенической схеме Забайкалья предварительно можно наметить три основные группы месторождений (рис. 5).

Происхождение **стратиформно-сингенетических месторождений** обязано процессам вулканической деятельности и седиментации. С вмещающими формациями они обнаруживают устойчивую парагенетическую связь, что служит лучшим доказательством их сингенетичности.

Вторую группу, не менее важную, образуют месторождения, которые мы называем **стратиформно-эпигенетическими**. Сюда относятся послонные и послонносекущие кварцевые жилы, скарны, вкрапленные и прожилково-вкрапленные рудные образования при обязательном условии их совмещенности с вулканогенно-осадочными и осадочными формациями и породными ассоциациями, первично обогащенными металлами. Следовательно, эти переходные от стратиформных к эпигенетическим месторождения подтверждают возникновение эндогенного оруденения на основе металлоносных толщ.

Для всех этих месторождений характерен довольно близкий состав вмещающих пород. В целом рудовмещающие отложения представляют собой флишоидные толщи, в которых главная роль принадлежит высокоуглеродистым и углисто-глинистым сланцам, кремнистым породам, алевролитам, песчаникам и карбонатным образованиям. При этом кварцевые жилы наиболее часто расположены в интервалах развития углисто-глинистых или алевролитово-углистых пород, несущих повышенную сульфидную минерализацию. Для некоторых месторождений, напротив, интенсивность сульфидной минерализации не влияет на продуктивность в жилах и прямо связана с повышением содержания во вмещающих породах, причины которого пока не раскрыты.

Второй и не менее важной особенностью рассматриваемых месторождений является их близкий минеральный состав в рудоносных кварцевых жилах и вмещающих породах. Наиболее распространенными жильными минералами являются кварц, кальцит и частично анкерит и альбит. Рудные минералы в порядке распространенности представлены пиритом, арсенопиритом, которые почти везде являются ведущими. Кроме того, встречаются халькопирит, галенит, сфалерит, шеелит, молибденит.

Третьей отличительной особенностью рассматриваемых месторождений является совмещение в них нескольких морфологических типов оруденения: стратиформного жильного (единичные жилы), штокверкового кварц-сульфидного и метасоматического замещения.

Приведенный материал, вероятно, может служить основанием для выделения этих и подобных месторождений в стратиформно-эпигенетическую группу, развивающуюся преимущественно в пределах флишоидных формаций.

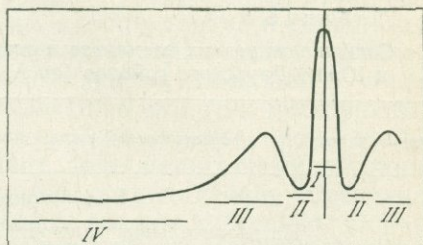
Третью группу образуют многочисленные довольно изменчивые по составу **эпигенетические месторождения**. Эти месторождения, обладая всеми признаками эндогенных образований, уже не несут тех прямых связей с вмещающими вулканогенно-осадочными и осадочными формациями, которые были отмечены в двух предыдущих группах. В этой группе следует различать месторождения, тесно связанные с интрузив-

ными породами, образованными в процессах анатексиса и палингенеза, которые протекали главным образом в домезозойское и раннемезозойское время, и месторождения, относящиеся к мезозойской тектоно-магматической активизации.

Типичным представителем месторождений, образованных в связи с процессами анатексиса и палингенеза древних толщ, являются месторождения так называемого дарасунского типа, приуроченные к гранитоидам повышенной основности. В Забайкалье они имеют относительно широкое распространение и в основном сосредоточены в северо-восточной части Монголо-Охотского пояса.

Рис. 5. Кривая распределения металлов (мышьяка, свинца, меди) в одной из жил Дарасунского месторождения [11]

- I — рудная жила;
- II — зона выщелачивания;
- III — зона обогащения;
- IV — фоновые содержания в диоритах



Общими особенностями этих месторождений являются сложный полиметаллический состав рудных тел, их кварц-сульфидно-метасоматический характер и, что самое важное, наличие в околорудных частях зон отбеленных выщелоченных пород. Последнее позволило В. А. Напартэ [5, 6] установить, что при образовании золоторудных жил происходит заимствование металлов из вмещающих пород.

Как видно из приведенного графика (см. рис. 5), выделяется несколько зон, отличающихся интенсивностью оруденения. Первая зона представляет кварц-полиметаллическую жилу с продуктивной золотоносностью, вторая — зону отбеливания и выщелачивания с почти полным отсутствием рудных элементов. Третья зона, которая внешне не отличается от обычных вмещающих пород, представляет собой промежуточную ступень скопления рудных компонентов перед зоной выщелачивания. Наконец, четвертую зону образуют по существу обычные кристаллические породы с фоновым содержанием рудных элементов.

Заметим, что помимо оруденения с гранитоидами повышенной основности, часто ассоциирует и медно-молибденовое оруденение. В Забайкалье известны многочисленные штоки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров с прожилково-вкрапленным оруденением указанного типа (Уakitский, Амольский и др.), причем вмещающие породы обладают в этих случаях повышенными содержаниями молибдена. Наиболее ярко наследование такой специализации проявляется в Уakitском рудном поле, особенности геохимии флишоидной формации для которого были рассмотрены несколько выше. Возраст оруденения в интрузивах, по данным изотопного анализа свинцов в Аукитском рудном поле, определен кембрийским.

Редкометальное оруденение в Забайкалье ассоциирует с магматическими породами сиалического профиля [7]. По данным этих же исследователей [8], вольфрамо- и оловоносные гранитоидные массивы располагаются среди домезозойских и частично раннемезозойских песчано-сланцевых толщ, несущих повышенные содержания этих металлов (табл. 1). При этом существует четкая зависимость состава рудоносных гранитоидов и находящихся в них рудных образований от состава вмещающих толщ. Вольфрамоносные гранитоиды приурочены главным образом к протерозойским вулканогенно-сланцевым и флишоидным терригенно-карбонатно-сланцевым формациям, оловоносные — к пермокарбонатным

вулканогенно-кремнистым и пермтриасовым песчано-сланцевым формациям. С последними связана также тантал-ниобиевая минерализация.

Разнотипная эпигенетическая минерализация широко развита в мезозойских породах и обусловлена процессами тектоно-магматической активизации [9]. Встречаемые здесь месторождения представлены в основном жилами, зонами прожилковой и вкрапленно-прожилковой минерализации с ореолами околорудных измененных пород.

Одной из важных особенностей пространственного размещения оруденения в этих породах является его преимущественная приуроченность к районам или участкам развития мезозойских вулканитов. Это Алга-

Таблица 1

Содержания редких элементов в осадочно-метаморфических отложениях Агинского и Южно-Даурского районов (по А. М. Гребенникову)

Рудный район	Вещественный состав пород	Число проб	Содержание, г/т				
			W	Sn	Nb	Y	Yb
Вольфрамоносные. (PR — P)							
На значительном удалении от контакта (20—30 км и более)							
Агинский	Сланцы	30	1,5	3,3	11,0	23,0	2,3
	На удалении от контакта 1—20 км						
	Песчаники	448	9,4	3,8	7,1	14,3	1,3
	Сланцы	392	9,1	4,8	10,1		
	»	20		1,7	9,5	30,0	3,0
Зона непосредственного экзоконтакта (0—200 м)							
	Песчано-сланцевые отложения	36	45,2	16,5	14,2		
Оловоносно-вольфрамоносные (C ₃ — P ₁)							
На удалении от контакта 1—20 км							
	Песчаники с прослоями алевролитов и сланцев	188		5,1	1,2	19,2	5,0
	Песчаники, гравелиты, туфопесчаники, алевролиты	155		3,4	10,0	21,0	4,4
Оловоносные (S, P)							
На удалении 0—200 м							
Южно-Даурский	Песчано-сланцевые отложения	6	11,0	9,1	30,0		
	Сланцы, филлиты	50		5,3	11,0	26,0	2,4
	Алевролиты, алевропесчаники	70		6,0	16,0	38,0	1,4
	Песчаники	150		5,8	14,0	28,0	3,5

чинское, Алек-Заводское, Ново-Широкинские рудные поля и некоторые из известных групп или месторождений. С этой особенностью тесно сочетается другая, которая заключается в наличии в этих районах более древнего металлоносного фундамента.

Исследования фундамента Балецкого золоторудного месторождения [10] показали наличие здесь гранитоидов повышенной основности, среди которых проявлено полиметаллическое оруденение дарасунского типа. Этот факт является косвенным свидетельством регенерации рудного вещества из месторождения более древнего возраста с образованием жил в меловых породах.

Таким образом, рассматривая возможные источники рудного вещества для месторождений мезозойского структурного этажа, трудно отрицать важную, а в ряде случаев решающую роль в этом отношении древнего фундамента, которым являются главным образом домезозойские

слоистые толщи и развивающиеся по ним интрузивные образования. Этот вывод находит прямое подтверждение и в наследовании геохимических особенностей. Известно, что стратиформные месторождения, и особенно в докембрийских вулканогенно-осадочных и осадочных формациях, характеризуются при относительно простом минеральном составе сложной геохимической специализацией за счет нахождения в минералах большого числа элементов-примесей.

Так, в колчеданно-свинцово-цинковых месторождениях среди вулканогенно-сланцевых формаций Приаргуны ведущими являются пирит, пирротин, сфалерит и галенит, присутствуют селен, кадмий, теллур, индий, галлий, таллий, серебро, висмут, олово, сурьма и мышьяк. Кроме того, часто встречаются бериллий, литий, ниобий, тантал и редкие земли, которые как акцессорные примеси сосредоточены в алюмосиликатах. Особенно высоких концентраций достигают здесь кадмий, висмут и селен, определяющие редкометальную специализацию руд этих месторождений [11]. Отмечены также повышенные содержания сурьмы, олова, теллура.

В свинцово-цинковых месторождениях, залегающих среди пестроцветно-карбонатных формаций, редкометальная специализация определяется высокими концентрациями индия, таллия, галлия и серебра. Одновременно такие элементы, как селен, кадмий и висмут, встречаются довольно редко и в очень низких содержаниях.

Месторождения, залегающие в породах мезозойского структурного этажа, наследуют редкометальную специализацию стратиформных месторождений домезозойских толщ. Это наследование полностью отвечает особенностям тех рудоносных формаций, которые составляют фундамент в каждом конкретном районе. Показателен пример Алгачинского рудного поля, где фундамент представлен одновременно докембрийскими и палеозойскими образованиями. В этом случае месторождения верхнего структурного яруса содержат одновременно повышенные концентрации висмута, селена, кадмия, с одной стороны, а с другой — серебра, индия и теллура.

Важным типоморфным признаком полиметаллических месторождений в мезозойских породах следует считать предельно низкие содержания или отсутствие элементов-примесей в сульфидных минералах (табл. 2). Отмечая это для регенерированных месторождений, следует, видимо, считать, что месторождения, образованные в процессе перемещения рудного вещества, являются крайним членом единого ряда, на другом конце которого располагается первичное стратиформное оруденение. Нужно полагать, что эта особенность, ярко проявленная в Забайкалье — следствие изменений рудообразующих и генерирующих процессов, развивающихся в ходе эволюции атмосферы, гидросферы и литосферы [12].

Возвращаясь к вопросу об обедненности редкими элементами сульфидов месторождений, залегающих в мезозойских породах, отметим, что они не исчезли бесследно. В процессе дифференциации и усложнения связей между элементами во время интенсивной регенерации рудного вещества ранних структурных этажей они сконцентрировались уже не в рудных телах, а во вмещающих породах, связав свою судьбу с серицитами и полевыми шпатами.

Таким образом, оценивая металлогению докембрия, палеозоя и мезозоя, следует отметить прежде всего их полное геохимическое сходство. И лишь по масштабности оруденения, типам руд, их вещественному составу и морфологии рудных тел эти этапы резко различаются. Но это уже не следствие мезозойских магматических очагов с их рудной специализацией, а результат всей эволюции рудообразующих процессов от докембрия до мезозоя.

Таблица 2

Распространение элементов-примесей в рудах полиметаллических месторождений Приаргуныя (по данным Н. Ф. Кузнецова, Г. М. Мейтув, Н. Н. Морозовой)

Месторождение	Галениты				Сфалериты				
	Таллий	Кадмий	Селен	Теллур	Таллий	Галлий	Кадмий	Селен	Теллур
Месторождения нестратифицированные									
Мезозойские осадочно-вулканогенные породы J ₃									
Алгачинское	—		Не обн.	Не обн.		0,0007	0,43	Не обн.—0,0007	Не обн.—0,0005
Сухаревское	0,0003		—	—		0,0004	—	—	—
Быркинское	—		0,0007	0,0004		—	—	—	—
Игнатовское	Не обн.		0,0005	Не обн.		0,0005	0,40	0,00013	Не обн.
Стратифицированные месторождения									
Пестроцветно-карбонатные формации С									
Ивановское	0,0003—0,01	0,001—0,006	Сл.	0,0013		0,0015—0,013	0,2—0,35	—	—
Воздвиженское	0,0014—0,013	н. о.—0,008	Не обн.	0,0028		0,0037—0,009	0,9—0,25	—	—
Резановское	0,0025—0,03	0,003—0,078	Сл.	Не обн.		0,0006—0,0042	0,11—0,32	Сл.	Не обн.
Благодатское	0,0006—0,017	0,002—0,007	Не обн.	0,0031		0,001—0,0062	0,06—0,24	—	—
Е. Благодатское	0,001—0,07	0,001—0,006	Не обн.	0,031		0,0015—0,013	0,2—0,35	—	—
Центральное	0,0002—0,001	0,003—0,005	0,001	0,0025		0,001—0,007	0,06—0,27	—	—
Северо-Акагуевское	Не обн.—0,0015	—	Сл.—0,0013	Сл.—0,0003		Не обн.—0,001	0,16—0,22	Сл.—0,0012	Сл.
Покровское	0,0006—0,0007	—	Сл.—0,0006	Не обн.—0,0006		0,0001—0,00025	0,16—0,38	—	—
Смирновское	—	—	—	—		0,0025	0,16—0,19	—	—
Перво-Каразаргинское	0,0005	0,005	Сл.	Сл.		0,0009	0,1	—	—
Вулканогенно-сланцевые формации P _г									
Савинское № 5	0,0015—0,0019	0,0034	0,0012—0,0032	0,0004—0,0016	0,0007	Не обн.—0,007	0,12—0,16	0,0012	Сл.
Почкуевское	0,0047	0,0035	0,0064	0,0019	0,0002	0,0025—0,0044	0,1—0,2	0,0006	Сл.
Чупинское	—	—	—	—	—	—	0,13—0,19	—	—

Металлогенический облик Забайкалья определяется не вдруг и единой возникшими в мезозое металлоносными магматическими очагами, а суммой их геологических процессов, приведших к образованию наблюдаемых разновозрастных геологических формаций и рудных концентраций.

Вулканогенно-осадочные и осадочные процессы в докембрии и палеозое явились определяющими в создании рудной специализации Забайкалья. С ними связаны образование стратиформных месторождений черных и цветных металлов, фтора, фосфора, а также повышенная металлоносность толщ. Отмечается тесная парагенетическая связь металлов с определенными породными ассоциациями, что отражает устойчивую и строгую дифференциацию — концентрацию вещества в процессах осадконакопления и является одним из главных доказательств сингенетичности пород и руд.

Развивающиеся по домезозойским металлоносным толщам стратиформно-эпигенетические и эпигенетические рудные образования полностью наследуют их геохимическую специализацию. Вместе с тем по мере сокращения вулканогенно-осадочных и осадочных процессов и увеличения вулканоплутонических в связи с многократными переотложениями рудного вещества все более затушевывается и окончательно теряется рудная специализация геологических формаций.

В направлении от ранних периодов к более поздним наблюдается кажущееся усложнение металлогении, выраженное в образовании мономинеральных или почти мономинеральных рудных концентраций. Эти особенности вызваны усиливающейся дифференциацией вещества.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Тугаринов. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973.
2. П. М. Хренов, Ю. В. Комаров, А. А. Бухаров, И. В. Гордиенко, А. И. Киселев, М. П. Лобанов. Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966.
3. Л. Ф. Наркелюн, Ю. Н. Безродных, А. И. Трубачев. Размещение и условия образования медистых песчаников юга Сибирской платформы.— В кн.: Состояние и задачи советской литологии. М., «Наука», 1970.
4. Н. М. Страхов. Подводный вулканизм и породообразование, с ним связанное.— В кн.: Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., «Госгеолтехиздат», 1963.
5. В. А. Нанартэ. О некоторых закономерностях миграции химических элементов в процессе рудообразования.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3. Изд-во Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР, 1968.
6. В. А. Нанартэ. Об источнике рудного вещества.— Изв. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР, 1969, 5, вып. 2.
7. А. М. Гребенников, Б. А. Гайворонский. Факторы метасоматического рудоотложения в мезозойских редкометалльных гранитоидах Забайкалья.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М., «Наука», 1972.
8. А. М. Гребенников, Б. А. Гайворонский. Минерально-геохимические особенности вмещающих пород редкометалльных гранитоидов.— Зап. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР, 1972, вып. 83.
9. А. Д. Щеглов. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Наука», 1968.
10. С. С. Максимов, Г. А. Юргенсон, В. П. Бородин. Новые данные о геологии и рудоносности Балейского грабена.— Конференция Забайкальского Географ. об-ва СССР, 1969.
11. К. Ф. Кузнецов, Г. М. Мейтув. Геохимия редких элементов в свинцово-цинковых месторождениях Восточного Забайкалья. М., «Наука», 1967.
12. А. И. Тугаринов. Об эволюции рудообразования в истории Земли.— В кн.: Геохимия. Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 10. М., «Наука», 1972.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С ШАРТАШСКОЙ ИНТРУЗИЕЙ ГРАНИТОВ

В. М. Ершов, В. И. Шилов

Проблема источников вещества является одной из самых актуальных в учении о рудных месторождениях. К этой проблеме привлечено внимание многих исследователей и выдвинут ряд предположений, объективность которых пока не может быть доказана из-за отсутствия надежных признаков, позволяющих распознавать источники рудного вещества. Изучению изотопного состава элементов в решении этой проблемы должно принадлежать особое место. Уже сегодня исследование изотопных сдвигов в ряде случаев позволяет делать уверенные заключения об источнике вещества руд [1].

Изотопный состав свинца несет ценную информацию об источнике рудообразующего вещества, так как он изменяется во времени и имеет региональные особенности, обусловленные конкретной геохимической обстановкой. Конечно, сходство или различие в изотопном составе свинца не является достаточным признаком для однозначного заключения, так как свинцы одинакового изотопного состава встречаются на разных континентах и может происходить смешение свинцов при миграции к местам рудоотложения. Поэтому изотопные исследования должны сопровождаться комплексом соответствующих геологических наблюдений. Изотопный состав свинца может быть основным аргументом для альтернативной оценки заключений об источниках рудного вещества, основанных на геологических данных. Примером этого может служить Березовское месторождение.

Геологическое строение Березовского рудного поля хорошо известно [2]. Здесь основное оруденение приурочено к так называемым лестничным жилам, находящимся преимущественно в дайках гранитоидов. Н. И. и М. Б. Бородаевские [2] писали, что связи между дайками и рудными жилами должны рассматриваться как связи тектонического характера. Однако известные в Березовском районе месторождения цветных и редких металлов авторы относили к одному металлогеническому циклу, который в широком смысле генетически связан с интрузиями гранитов [2]. Считается также, что золотое оруденение на Урале связано главным образом с гранодиоритовой формацией, а Шарташский массив гранитов составляет исключение.

Определив по гравиметрическим данным форму Шарташской интрузии, О. В. Беллавин и другие [3] заметили, что оруденение в северном и южном обрамлении этой интрузии наблюдается на расстоянии 1,7 км от кровли массива, и заключили, что приведенные факты указывают на вероятность генетической связи Березовского месторождения с Шарташской гранитной интрузией.

Минералогическими исследованиями была выявлена зональность в распространении минеральных ассоциаций, соответствующих четырем стадиям рудообразования. Учитывая общее строение зональности Березовского месторождения, а также взаимоотношения шеелит-турмалин-кварцевых и сульфидно-кварцевых жил с дайками и гранитами Шарташского массива, становится возможным предположить, что глубинные части последнего и были тем самым магматическим очагом, который создал все рудные тела и дайки месторождения.

Таким образом, можно отметить, что весь комплекс геологических сведений дает основание предполагать генетическую или парагенетическую связь оруденения Березовского месторождения с Шарташской ин-

трузией, поэтому изучение изотопного состава свинца руд и примесного свинца гранитоидов представляется особенно интересным.

Изотопный состав свинца определен на приборе МИ-1305 с применением термоионной эмиссии и систематической эталонировкой прибора по стандартам. Измерения выполнены комбинированным способом при интенсивности ионного тока изотопа ^{206}Pb , соответствующей 5в на выходе усилителя. Компенсационная схема и делитель к стрелочному прибору выполнены по классу 0,02. Использован вольтметр класса 0,2. Рабочий вакуум $5-7 \cdot 10^{-8}$ тор обеспечивался насосами, имеющими систему очистки ртuti в процессе работы. Относительные ошибки измерения изотопных отношений по результатам внешнего контроля не превышают 0,4%.

Таблица 1

Изотопный состав рудного свинца Березовского месторождения и свинца галенита из Шарташского гранитного массива

Образец, место взятия	Изотопный состав		
	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Галенит из сульфидно-кварцевой жилы, Березовское месторождение шх. 650, гор. 188, маг. 8	17,43	15,52	38,98
	17,44	15,53	38,97
	17,50	16,57	38,82
Среднее	17,46	15,54	38,92
Айкинит из сульфидно-кварцевой жилы, Березовское месторождение, шх. 650, гор. 188, маг. 11	17,41	15,53	38,99
	17,42	15,53	38,98
Среднее	17,42	15,53	38,98
Галенит, Березовское месторождение Галенит из сульфидно-кварцевого прожилка, Шарташский гранитный массив	17,33	15,48	38,23
	18,25	15,52	38,14
	17,45	15,51	38,90
	17,47	15,52	38,87
Среднее	17,46	15,52	38,88

В табл. 1 приведены изотопный состав рудного свинца Березовского месторождения и литературные данные о свинце галенита двух образцов из коллекции А. Д. Ракчеева [4]. Различия в изотопном составе свинца галенита из этих образцов превышают возможные ошибки измерений, что позволило предположить [4], что эти образцы представляют разные генерации. В рудах Березовского месторождения галенит является одним из наиболее поздних рудных минералов. Поэтому можно считать, что если оба образца действительно из Березовского месторождения, то один из них не относится к золото-сульфидному типу оруденения.

Внешний контроль подтвердил достоверность полученных нами данных об изотопном составе рудного свинца Березовского месторождения. Средние значения изотопных отношений составляют: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,45$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,53$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,92$. Эти значения близки отношениям изотопов в одном из ранее проанализированных образцов.

В табл. 1 приведен изотопный состав свинца галенита из сульфидно-кварцевого прожилка в гранитах Шарташского массива. Сходство изотопного состава свинца и одинаковый характер минерализации позволяют связывать формирование этой минерализации с образованием сульфидно-кварцевых жил Березовского рудного поля. Кроме того, необходимо отметить, что образование минералов внутри интрузивного тела в определенной мере обеспечивает его чистоту при переносе вещества из глубоких частей интрузии. Поэтому можно считать, что рудный свинец Березовского месторождения не был загрязнен свинцом вмещающих пород, если он переносился из нижних горизонтов интрузии.

Таблица 2

Изотопный состав свинца гранитоидов Шарташской интрузии и Березовского месторождения

Образец, место взятия	Содержание, п.10 ⁻⁴ %			Изотопный состав					
	U	Th	Pb	измеренный			вычисленный *		
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
Гранит, Шарташский массив, каменный карьер, отсев	8	4,3	23	19,22	15,60	37,83	18,14	15,53	37,60
Полевой шпат из Шарташского гранита, каменный карьер, отсев	8	3,6	31	18,46	15,65	38,01	18,06	15,60	37,87
Полевой шпат из пегматоидного прожилка	9	8	79	18,42	15,58	37,69	18,07	15,56	37,57
Гранит-порфир **, дайка Второ-Павловская, Березовское месторождение	14	13	44	19,59	15,61	37,85	18,60	15,55	37,50
Полевой шпат из гранит-порфира, дайка Второ-Павловская, Березовское месторождение	9,3	4	12	21,00	15,77	38,03	18,53	15,62	37,62

* При внесении поправки на примесь радиогенного свинца абсолютный возраст гранитоидов принят равным 355 млн. лет. [5]

** Образец предоставлен Н. Н. Котыбаевой.

В табл. 2 приведен измеренный и вычисленный с поправкой на радиогенную составляющую изотопный состав примесного свинца Шарташского гранита и дайки Второ-Павловской Березовского месторождения. Различия в изотопном составе примесного свинца трех образцов из Шарташского массива находятся в пределах аналитических погрешностей. В среднем изотопные отношения составляют: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,09$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,56$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,68$.

Изотопный состав примесного свинца гранит-порфира дайки Второ-Павловской и полевого шпата из него практически одинаковый. Средние значения отношений будут: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,57$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,58$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,56$.

Данных об изотопном составе свинца в других дайках Березовского месторождения пока нет, так как не было образцов гранитоидов, не затронутых березитизацией. Поэтому будем считать, что имеющиеся данные о свинце гранит-порфира дайки Второ-Павловской характеризуют свинец всех даек Березовского рудного поля.

Сравнивая изотопные отношения примесного свинца Шарташской интрузии и дайки гранитоида Березовского месторождения, можно отметить существенное (около 2,5%) различие изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при сходстве других отношений. С учетом погрешностей определения содержаний урана, тория и свинца ошибки в значениях вычисленных изотопных отношений составляют примерно 0,6% относительных, что в 4 раза меньше указанного различия в изотопных отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Следовательно, вероятность принадлежности этих свинцов к одному источнику ничтожна (0,0025). Отсюда следует вывод о том, что дайки гранитоидов Березовского рудного поля не связаны с гранитами Шарташской интрузии. Однако для такого заключения необходимы более представительные данные о свинце дайкового комплекса.

Изотопный состав рудного свинца Березовского месторождения и примесного свинца гранитоидов по $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ различается

более чем на 3%. При этом разница в отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ рудного свинца и примесного свинца дайки достигает 1,12, или 6%. Совершенно очевидно, что изотопный состав свинца свидетельствует об отсутствии генетической или парагенетической связи между оруденением Березовского месторождения и гранитоидами Шарташской интрузии и дайкового комплекса. Кроме того, можно отметить, что источник рудного вещества Березовского месторождения отличается от гранитоидов низким уран-свинцовым и высоким-торий-свинцовым отношениями.

Таким образом, изучение изотопного состава свинца позволяет критически оценить всю совокупность косвенных геологических данных, на основании которых была выдвинута гипотеза о связи оруденения Березовского месторождения с Шарташской интрузией гранитов, и сделать более обоснованный вывод об отсутствии между этими геологическими образованиями генетической или парагенетической связи.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. И. Тугаринов. Источник рудного вещества по изотопным данным.— Геол. рудн. месторожд., 1975, № 4.
2. Н. И. Бородаевский, М. Б. Бородаевская. Березовское рудное поле. М., Metallurgizdat, 1947.
3. О. В. Беллавин, Д. С. Вагшаль, В. А. Ниренштейн. Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 6.
4. А. П. Виноградов, Л. С. Тарасов, С. И. Зыков. Изотопный состав свинцов колчеданных месторождений Урала.— Геохимия, 1960, № 6.
5. Л. Н. Овчинников, А. И. Степанов, А. А. Краснобаев, В. А. Дунаев. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, УФАН, 1969.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
ГЕОХРОНОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	
<i>Н. П. Лаверов, И. В. Чернышев</i>	
Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом	
<i>С. Ф. Карпенко, А. В. Тарханов</i>	
Некоторые основные рубежи докембрийской истории геологического развития центральной части Украинского щита	18
<i>Е. В. Бибикина, И. А. Бергман, Т. В. Грачева, В. А. Макаров</i>	
Архейский возраст железорудных формаций Карелии	
<i>Ю. А. Шубер, А. М. Фор-Мюре</i>	
Интерпретация геохронологических данных в мобильных зонах на примере Анти-Атласа (Марокко)	33
<i>Ш. Костольяни</i>	
Определение возраста урановых месторождений Вандеи (Франция) U—Pb методом	43
<i>Т. В. Семенова, Б. М. Найденов, В. А. Халилов</i>	
Исследование изотопного состава свинца месторождений Южного Казахстана и примыкающих к нему территорий Киргизии с целью установления особенностей их генезиса и возраста	56
<i>Дж. Р. Ричардс</i>	
Некоторые соображения об изменении изотопного состава свинца во времени	68
РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФОГЕННОМ ЦИКЛЕ	
<i>В. В. Щербина</i>	
Критерии для выяснения генезиса месторождений спорного происхождения	83
<i>Н. П. Ермолаев</i>	
Главные тенденции перераспределения радиоактивных элементов при метаморфизме осадочных горных пород	88
<i>Дж. С. Стейси, Б. Р. Доу, Л. Т. Силвер, Р. Е. Зартман</i>	
Плюмботектоника ПА. Докембрийские колчеданные месторождения	93
<i>В. А. Теняков</i>	
Экзогенно-метаморфогенные циклы, геохимическая судьба CO ₂ и рудогенные процессы в докембрии	107
<i>З. В. Тимофеева</i>	
Сидеритообразование в фанерозое и позднем докембрии	111
<i>С. Т. Бадалов</i>	
О единстве источников породо- и рудообразующих компонентов при образовании их природных концентраций	117
<i>А. Б. Соловьев, В. И. Пузанов</i>	
Происхождение гранитоидов Челасинского плутона и оруденение (хр. Джугджур)	123

ГИДРОТЕРМАЛЬНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ

Викт. Л. Барсуков, Н. П. Лаверов, А. А. Пэк

Структура потока рудообразующих растворов как один из факторов зональности гидротермальных месторождений 132

И. Г. Ганеев, И. А. Тугаринов

К вопросу о возможных формах миграции свинца в гидротермальных растворах 145

А. А. Никитин

Физико-химические условия образования урановых месторождений, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах 151

Л. А. Банникова, Э. М. Галимов

Органическое вещество в гидротермальном процессе 158

Э. Ингерсон

Последствия некоторых ошибочных концепций в теории рудообразования . . . 170

РУДООБРАЗОВАНИЕ

В СВЯЗИ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

В. И. Герасимовский, Л. А. Борисенок

Содержание рудных элементов (Pb, Zn, Mo, Ag) и бора в эффузивных породах Исландии 178

Л. Н. Гриненко, Г. В. Нестеренко, В. А. Гриненко

Источники серы сульфидных медных месторождений, связанных с андезито-базальтами 185

Д. Н. Алексеев

Эволюция рудогенезиса в развитии геологических формаций Забайкалья . . . 193

В. М. Ершов, В. И. Шилов

К вопросу о генетической связи оруденения Березовского месторождения с Шарташской интрузией гранитов 206

ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Утверждено к печати
ордена Ленина институтом геохимии
и аналитической химии им. В. И. Вернадского

Редактор издательства *О. А. Харнас*
Художник *Н. В. Илларионова*
Художественный редактор *И. К. Капралова*
Технический редактор *Н. Н. Плохова*
Корректоры *П. А. Пирязев, Р. П. Шаблеева*

Сдано в набор 23/II 1977 г.
Подписано к печати 3/VIII 1977 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2
Усл. печ. л. 18,9. Уч.-изд. л. 19,4
Тираж 1350. Т-14912. Тип. зак. 4472
Цена 1 р. 90 к.

Издательство «Наука»
117485, Москва, Профсоюзная ул., 94а

2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

УДК 553.06

Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом. Лавров Н. П., Чернышев И. В.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Рассматриваются результаты комплексного геологического и изотопно-геохронологического изучения трех молибден-урановых месторождений. Применена разработанная авторами методика уран-свинцового датирования локальных проб натурана. Впервые определена временная близость или синхронность уранового оруднения и пород, образовавшихся в завершающую стадию вулканизма. Подчеркивается роль вулканизма как важнейшего геологического фактора в формировании месторождений рассматриваемого типа. Изотопные данные указывают на проявление постгенетических преобразований руд, сопровождавшихся миграцией радиогенного свинца и переотложением урана. Табл. 5. Библ. 18 назв.

УДК 550.93

Некоторые основные рубежи докембрийской истории геологического развития центральной части Украинского щита. Карпенко С. Ф., Тарханов А. В.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

На основании критического анализа геолого-минералогических и геохронологических данных в докембрийской истории Украинского щита выделены следующие основные рубежи: образование плагногранитов, плаггиомigmatитов и амфиболитов Среднего Приднестровья произошло не менее 2600 млн. лет назад; плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые граниты, пегматиты, аплиты и породы метаморфического комплекса центральной части щита, а также породы средней свиты криворожской серии возникли более 2000 млн. лет назад; породы верхней свиты криворожской серии, кировоградские и новоукраинские граниты образовались более 1800 млн. лет назад; возраст Корсунь-Новомиргородского плутона превышает 1800 млн. лет.

Табл. 1. Библ. 6 назв.

УДК 550.93

Архейский возраст железорудных формаций Карелии. Бибилова Е. В., Бергман И. А., Грачева Т. В., Макаров В. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Для гранитоидов, прорывающих породы шмольской и парандовской серий, определен Rb—U методом возраст по аксессуарным цирконам, который датируется 2780 ± 20 млн. лет. Сделан вывод, что железорудные месторождения Карелии, связанные с этими формациями, не могут относиться к нижнему протерозою, а представляют собой архейские образования. Табл. 3. Илл. 3. Библ. 18 назв.

УДК 550.93

Интерпретация геохронологических данных в мобильных зонах на примере Анти-Атласа (Марокко). Шубер Ю. А., Фор-Мюрэ А. М.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Большое количество данных по определению возраста для пород Анти-Атласа, полученное различными геохронологическими методами, оказываются сомнительными при интерпретации, поскольку породы этого региона испытали сильное влияние процессов панафриканской, каледонской и герцинской орогении, что привело к их омоложению. Подробно рассмотрены вопросы геохронологии ряда геологических формаций этого региона. Илл. 2.

УДК 550.93

Определение возраста урановых месторождений Вандей (Франция) U—Rb методом. Костольяни Ш.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Определен абсолютный возраст трех урановых месторождений Вандей. Образование этих месторождений связано с последней фазой герцинского орогенеза. В последующее время месторождения испытали интенсивное влияние процессов выветривания. Табл. 6. Илл. 7. Библ. 12 назв.

УДК 553.06

Исследование изотопного состава свинца месторождений Южного Казахстана и примыкающих к нему территорий Киргизии с целью установления особенностей их генезиса и возраста. Семенов Т. В., Найденов Б. М., Халилов В. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

В результате исследования изотопного состава свинца рудных минералов различного типа месторождений Южного Казахстана показано, что большинство из них имеет единый источник рудного вещества. Основные промышленные месторождения Южного Казахстана образовались не ранее верхнего палеозоя. Табл. 4. Илл. 6. Библ. 14 назв.

УДК 550.40

Некоторые соображения об изменении изотопного состава свинца во времени. Ричардс Дж. Р.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Критический обзор современных исследований проблемы эволюции изотопного состава свинца Земли во времени. Особое внимание обращено на различную значимость результатов изотопного анализа, проведенного в различных лабораториях, что связано с особенностями методик измерения. Сделан вывод о том, что в настоящее время нет единой модели, которая одинаково успешно описывала бы изотопную эволюцию рудного свинца и свинца пород. Табл. 1. Илл. 4. Библ. 68 назв.

УДК 553.06

Критерии для выяснения генезиса месторождений спорного происхождения. Щербина В. В.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Как в СССР, так и за рубежом есть месторождения, рассматриваемые одними как гидротермальные, другими — как осадочно-диагенетические. В статье приводится перечень физико-химических, кристаллохимических и минералогических критериев, способствующих решению этого вопроса.

УДК 550.40

Главные тенденции перераспределения радиоактивных элементов при метаморфизме осадочных горных пород. Ермолаев Н. П.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Замечены две противоположные линии поведения радиоактивных элементов при метаморфизме осадочных пород: закономерное снижение средних концентраций урана и тория на прогрессивной линии процесса и возрастание этих концентраций на регрессивной линии процесса метаморфизма.

Илл. 2. Библ. 17 назв.

УДК 550.40

Плюмботектоника ПА. Докембрийские колчеданные месторождения. Стейси Дж. С., Доу Б. Р., Силвер Л. Т., Зартман Р. Е.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Рассмотрены закономерности изменения изотопного состава свинца рудных месторождений докембрийского возраста в зависимости от времени и способа образования. Интенсивный метаморфизм большинства докембрийских горных пород и руд значительно затрудняет решение вопроса о генезисе руд, тем не менее несомненно, что в процессе их образования участвовали вещество верхней мантии и породы нижней части земной коры. Имеющиеся данные свидетельствуют о различной эволюции мантийного свинца, свинца земной коры и орогенных областей.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 46 назв.

УДК 550.40

Экзогенно-метаморфогенные циклы и геохимическая судьба CO₂ в докембрии. Теняков В. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

На основании анализа роли, участия и миграции CO₂ в процессах выветривания, седиментогенеза и метаморфизма устанавливаются циклическое обращение определенной части CO₂ в наружных оболочках земной коры и ее причастность к процессу рудообразования.

Табл. 1. Библ. 21 назв.

УДК 552.11

Сидеритообразование в фанерозое и позднем докембрии. Тимофеева З. В.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Рассмотрены фашиально-геохимические условия образования рудных месторождений сидеритов осадочно-диагенетического происхождения, а также сидеритообразование бакальского типа. Сделан вывод о постседиментационной природе процесса сидеритообразования начиная с позднего протерозоя.

Илл. 3. Библ. 24 назв.

УДК 550.40

О единстве источников породо- и рудообразующих компонентов при образовании их природных концентраций. Бадалов С. Т.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Для решения вопроса об источнике породо- и рудообразующих компонентов предлагают геологические, минералогические и геохимические критерии, рассмотренные на примере различных золоторудных месторождений.

Библ. 25 назв.

УДК 550.40

Происхождение гранитоидов Челасинского плутона и оруднения (хр. Джугджур). Соловьев А. Б., Пузанов В. И.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Изучение рудопроявлений бора, олова, молибдена, меди и полиметаллов, связанных пространственно с Челасинским гранитоидным плутоном, показало, что источником этих элементов могли служить вмещающие плутон осадочные образования. Высокие концентрации этих металлов в осадочных породах лахандинской свиты создавали высокий фон их в передовом фронте гранитизации и контролировали, таким образом, размещение рудопроявлений.

Табл. 2. Илл. 4. Библ. 6 назв.

УДК 551.49

Структура потока рудообразующих растворов как один из факторов зональности гидротермальных месторождений. Барсуков В. Л., Лаверов Н. П., Пэк А. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Рассмотрено влияние палеогидродинамических условий гидротермального рудообразования на формирование зональности месторождений, представленных секущими вкрапленожильными телами, залегающими среди фильтрационно неоднородных боковых пород. Обоснована гипотеза конвективного автосмещения гидротермального потока — периодического

обмена растворами между секущей трещинной зоной и боковыми породами. Показано, что палеогидродинамические условия предопределяют формирование генетически взаимосвязанного комплекса зональных признаков.
Табл. 1. Илл. 7. Библ. 8 назв.

УДК 550.41

К вопросу о возможных формах миграции свинца в гидротермальных растворах. Ганев И. Г., Тугаринов И. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Анализ геолого-геохимических данных позволил обосновать модель градиентного строения теплового поля вокруг рудных тел и экспериментально продемонстрировать пространственную дифференциацию в составе гидротермальных растворов. На примере изучения свинецсодержащих систем обоснована возможность переноса рудных элементов в форме гидроксокомплексов.
Илл. 1. Библ. 12 назв.

УДК 550.41

Физико-химические условия образования урановых месторождений, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах. Никитин А. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

На примере урановых месторождений, залегающих в осадочно-вулканогенных толщах, определены наиболее важные параметры гидротермального рудообразования: температура, давление, концентрация некоторых компонентов и кислотность растворов. Определены также константы устойчивости карбонатных комплексов уранила и получены сведения об условиях переноса и отложения урана в гидротермальном процессе.
Табл. 1. Илл. 4. Библ. 18 назв.

УДК 550.43

Органическое вещество в гидротермальном процессе. Банникова Л. А., Галимов Э. М.— В кн.: Геохронология и процессы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Рассмотрены распространенность органических соединений в гидротермальных образованиях и возможные превращения органического вещества в гидротермальных условиях в присутствии и отсутствие окислителя. Изучен химический и изотопный состав органических соединений, ассоциирующих с гидротермальным оруденением. Показана существенная роль органического вещества в окислительно-восстановительных реакциях природных гидротермальных систем.
Табл. 8. Илл. 9. Библ. 79 назв.

УДК 550.40

Последствия некоторых ошибочных концепций в теории рудообразования. Ингерсон Э.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Обсуждены некоторые теории рудообразования и случаи неправильного их применения для поисков месторождений полезных ископаемых. Показано, что несовершенство наших знаний в области теории рудообразования не позволяет в ряде случаев вести целенаправленные поиски, заставляет учитывать возможность обнаружения месторождений в совершенно иной, чем предполагалось, геологической обстановке.
Табл. 2. Илл. 3. Библ. 17 назв.

УДК 550.42

Содержание рудных элементов (Pb, Zn, Mo, Ag) и бора в эффузивных породах Исландии. Герасимовский В. И., Борисенко Л. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Концентрации свинца, цинка, молибдена, серебра и бора в каждом типе эффузивной серии пород (базальт — андезитобазальт — андезит — дацит — дацит-риолит — риолит) Исландии значительно варьируют. В указанной серии пород от базальта к риолиту содержание свинца, молибдена и бора постепенно увеличивается, а цинка и серебра уменьшается. Это доказывает существование единого магматического источника расплавов, из которых формировались основные и кислые эффузивы Исландии. Высокие концентрации свинца, цинка, молибдена и серебра в породах Исландии не установлены, равно как зоны или участки этих и других металлов, представляющих промышленный интерес.
Табл. 2. Илл. 1. Библ. 21 назв.

УДК 550.40

Источники серы сульфидных медных месторождений, связанных с андезитобазальтами. Гриненко Л. Н., Нестеренко Г. В., Гриненко В. А.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Исследование закономерности вариаций изотопного состава серы сульфидов и сульфатов трех чилийских месторождений, залегающих в третичных и меловых андезитобазальтах, а также андезитобазальтов, кислых изверженных пород и пород, измененных при контакто-вом и гидротермальном метаморфизме. Полученные данные позволяют отвергнуть возможность образования сульфидных руд в результате редукции осадочных сульфатов. Сера рудных растворов или извлекалась из андезитобазальтов при высокотемпературной гидротермальной переработке, или имеет, как и эти породы, глубинный источник.
Табл. 4. Илл. 4. Библ. 6 назв.

УДК 550.40

Эволюция рудогенеза в развитии геологических формаций Забайкалья. Алексеев Д. Н.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Изучена металлогения докембрийских вулканогенно-осадочных и осадочных формаций Забайкалья. Выделено семь групп рудоносных формаций, с которыми связаны стратиформные месторождения черных и цветных металлов, фосфора, фтора и других полезных ископаемых. Приведены доказательства сингенетичности руд и пород.
Табл. 2. Илл. 5. Библ. 12 назв.

УДК 553.06

К вопросу о генетической связи оруденения Березовского месторождения золота с Шарташской интрузией гранитов. Ершов В. М., Шилов В. И.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.

Рудный свинец Березовского месторождения существенно отличается по изотопному составу от примесного свинца Шарташского гранита. Этим обосновывается отсутствие генетической или парагенетической связи между указанными геологическими образованиями.
Табл. 2. Библ. 7 назв.

1 р. 90 к.

2272

