Н. П. ЩЕРБАК
Е. Н. БАРТНИЦКИЙ
И. П. ЛУГОВАЯ

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ УКРАИНЫ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ

Н. П. ЩЕРБАК,
Е. Н. БАРТНИЦКИЙ,
И. П. ЛУГОВАЯ

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ УКРАИНЫ

КИЕВ «НАУКОВА ДУМКА» 1981

УДК 550.93:546.027:500.4

Изотопная геология Украины / Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Луговая И. П.— Киев : Наук. думка, 1981.— 248 с.

Монография посвящена вопросам изотопно-геохимических исследований и изотопного датирования геологических процессов. В книге приведены результаты изотопного датирования различных геологических процессов в докембрии Украинского щита и изотопно-геохронологические данные о геологических образованиях Днепровско-Донецкой впадины, Советских Карпат и Крыма. Рассмотрены возможности использования изотопного состава свинца и стронция в различных комплексах архейских и протерозойских пород для установления генезиса этих образований и времени проявления некоторых геологических процессов. Изложены результаты исследований распределения изотопов кислорода и углерода в докембрийских карбонатных породах Украинского щита и некоторых железорудных и полиметаллических месторождений. Разработаны изотопные критерии выделения различных генетических типов карбонатных и железистых пород, а также богатых железных руд.

Рассчитана на специалистов, работающих в области геохронологии и изотопной геохимии.

Ил. 58. Табл. 68. Библиогр.: с. 229—243.

Ответственный редактор
Л. Н. ОВЧИННИКОВ

Рецензенты
А. Е. БАБИНЕЦ, Э. В. СОБОТОВИЧ

Редакция литературы о Земле

Щ $\frac{20805\text{-}056}{М221\ (04)\text{-}81}$ 287-80. 1904020000

© Издательство «Наукова думка», 1981

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время накоплен большой фактический материал по изотопному датированию и изотопному составу элементов геологических образований всех крупных регионов Украины — Украинского щита, Днепровско-Донецкой впадины, Крыма и Советских Карпат.

Результаты изотопно-геохимических исследований опубликованы отдельно в различных журналах и сборниках. Многочисленность литературных источников затрудняет эффективное использование информации для решения геологических проблем. Кроме того, многие результаты целенаправленных изотопно-геохимических исследований, выполненных в отделе геохимии изотопов и радиогеохронологии Института геохимии и физики минералов АН УССР в последнее десятилетие, пока не опубликованы и недоступны для широкого круга геологов.

Рассмотрение проблем изотопной геохронологии докембрия Украинского щита базируется на опубликованном в 1978 г. «Каталоге изотопных дат пород Украинского щита». Среди главнейших проблем в изучении докембрия Украинского щита особое внимание уделено степени обоснованности стратиграфических и геохронологических рубежей, в установлении которых ведущую роль играют реперные изотопные даты.

В настоящей работе впервые систематизированы и пересчитаны на единые константы, рекомендованные Международной изотопной комиссией, все имеющиеся изотопные датировки, полученные в различных лабораториях Советского Союза, по геологическим объектам Днепровско-Донецкой впадины, Крыма и Советских Карпат.

Значительный материал накоплен по изучению изотопного состава свинца и стронция в породах и минералах отдельных регионов УССР. Геологи нуждаются в объективной интерпретации этих данных и целенаправленном проведении дальнейших исследований для решения конкретных задач.

В Советском Союзе и за рубежом в геологической практике широко применяются результаты изучения изотопного состава углерода, кислорода, серы и других легких элементов. Разработка надежных критериев отличия глубинных геологических образований от коровых в комплексе с геолого-минералогическими признаками — одна из важнейших задач теоретической и прикладной геологии и геохимии. В книге приведены результаты исследований изотопного состава легких элементов для решения насущных проблем петрологии и рудоносности геологических формаций Украины.

Таковы кратко те конкретные задачи, которые авторы ставили перед собой при написании данной монографии. В настоящее время некоторые из этих проблем успешно решены, для завершения работ по другим требуется дополнительная информация.

Монография написана: предисловие, главы I, II и заключение — Н. П. Щербаком; главы III, IV — Е. Н. Бартницким; главы V—VIII — И. П. Луговой. Авторы надеются, что настоящая книга будет полезной для всех специалистов, занимающихся геологией, петрологией, геохимией и рудоносностью различных регионов Украины.

ГЛАВА I

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

В 1965 г. была опубликована первая сводная работа по изотопному датированию докембрийских образований Украинского щита — «Геохронология докембрия Украины».

В 1978 г. вышел в свет «Каталог изотопных дат пород Украинского щита», в котором собраны все имеющиеся по докембрию Украинского щита результаты определения изотопного возраста, надежные в методическом отношении, с точной геологической привязкой. Выводы и обобщения, сделанные в настоящей работе, основаны на фактическом материале, изложенном в этом каталоге.

Прежде чем рассматривать вопрос о возрастных границах крупнейших стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита, кратко остановимся на степени геохронологической изученности отдельных районов украинского докембрия, при этом главное внимание будет уделено так называемым реперным изотопным датам.

1. ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ УКРАИНСКОГО ЩИТА И РЕПЕРНЫЕ ИЗОТОПНЫЕ ДАТЫ

Как известно, геологи и геохимики Украины одними из первых в Советском Союзе начали проводить широкие исследования по определению абсолютного возраста геологических формаций Украинского щита. Первые работы по определению изотопного возраста начал Е. Є. Бурксер, по инициативе которого была создана лаборатория по определению абсолютного возраста геологических образований в Институте геологических наук АН УССР. Е. Є. Бурксер один из первых в СССР разработал калий-аргоновый метод. Следует отметить, что и первые методические разработки по рубидий-стронциевому методу принадлежат Е. С. Бурксеру и В. В. Бурксер.

В настоящее время в отделе геохимии изотопов и радиогеохронологии Института геохимии и физики минералов АН УССР в основном применяются три изотопных метода: калий-аргоновый, рубидий-стронциевый и уран-торий-свинцовый.

Со времени организации радиологических лабораторий в Советском Союзе наиболее интенсивно проводятся исследования по датированию геологических образований в пределах Украинского щита. Эти исследования велись не только лабораторией Института геологических наук (в настоящее время Института геохимии и физики минералов), но и многими ведущими лабораториями городов Ленинграда (Л. В. Комлев, И. Е. Старик, Э. К. Герлинг, Н. И. Полевая) и Москвы (А. И. Тугаринов).

Преобладающее количество определений изотопного возраста докембрийских образований Украинского щита выполнено калий-аргоновым (более 2000) и уран-торий-свинцовым (более 400) методами. На долю

рубидий-стронциевого метода приходится лишь несколько десятков изотопных дат.

Повышенный интерес радиологов СССР к докембрию Украинского щита обусловлен рядом обстоятельств. Прежде всего следует отметить, что кристаллические породы щита исключительно благоприятны для проведения исследований по изотопному датированию. В гранитах и мигматитах часто встречаются такие акцессорные минералы, как монацит, циркон, ортит, ксенотим и другие, по которым можно надежно датировать этапы минерализации. Нередко в породах наблюдается несколько акцессорных минералов. Породы метаморфических серий часто содержат биотит и амфибол.

Вторым обстоятельством является то, что, несмотря на длительную историю изучения щита, пока не разработана единая стратиграфическая

Таблица 1

Количество определений изотопного возраста минералов и пород по районам Украинского щита по состоянию на 1978 г.

Район	Метод										Общее количество определений
	калий-аргоновый					уран-торий-свинцовый				рубидий-стронциевый	
	Слюды	Полевые шпаты	Амфиболы	Порода	Всего	Монацит	Циркон	Сфен, ортит, апатит и др.	Всего	Слюды	
Северо-Западный	235	24	58	200	517	3	16	3	22	6	545
Днестровско-Бугский	100	8	42	13	163	60	26	2	88	5	256
Росинско-Тикичский	85	12	74	14	185	14	10	11	35	7	227
Ингуло-Ингулецкий	190	9	65	62	326	82	18	10	110	1	437
Среднеприднепровский	226	7	180	80	493	14	43	25	82	2	577
Приазовский	122	4	70	66	262	22	22	17	61	—	323

схема докембрия. Это объясняется исключительно сложным геологическим строением докембрия щита, в пределах которого многократно проявлялись метаморфические, магматические и метасоматические процессы.

Третьим обстоятельством, привлекающим исследователей европейской части СССР, являются более благоприятные для полевых работ климатические условия по сравнению с северными районами СССР (например, на Балтийском щите).

Кроме того, для выделения необходимого количества акцессорных минералов часто приходится брать пробы горных пород весом несколько сотен килограммов. Подъездные пути для отбора проб кристаллических пород в большинстве случаев на Украине вполне благоприятные.

В настоящее время без преувеличения можно отметить, что в СССР нет другого геологического региона, более полно и всесторонне изученного в радиологическом отношении, чем Украинский щит.

Однако следует отметить, что отдельные районы Украинского щита геохронологическими данными охарактеризованы неравномерно (табл. 1). Не останавливаясь на вопросе о степени обоснованности геологического (тектонического) районирования Украинского щита, отметим, что отдельные исследователи по-разному подходят к решению этой проблемы. По-видимому, наиболее обоснованным вариантом геологического районирования является выделение шести крупных районов (Злобенко, Почтаренко, 1978). Объективность такого районирования подтверждается тем, что в каждом районе выделяются самостоятельные стратиграфические подразделения докембрия, характеризующиеся специфическими фациальными и термодинамическими условиями формирования горных пород.

Степень геохронологической изученности каждого района определяется, с нашей точки зрения, не только общим количеством изотопных дат, а в основном наличием реперных изотопных дат по главнейшим стратиграфическим подразделениям. Остановимся на определении термина *реперные изотопные даты* применительно к докембрию Украинского щита. Как известно, не все значения возраста, полученные изотопными методами, свидетельствуют о времени образования минералов или горных пород. Особенно это касается данных, полученных по калийсодержащим минералам калий-аргоновым методом, и результатов определения возраста по валу метаморфических пород свинцово-свинцовым изохронным методом.

Слюды характеризуются большой чувствительностью к наложенным геологическим процессам, вследствие чего в них нарушаются калий-аргоновые отношения и соответственно искажается истинный изотопный возраст. Для кристаллических пород, не измененных более поздними процессами, даты, получаемые по слюдам, соответствуют времени их образования.

Следует относиться с осторожностью к результатам определения возраста по амфиболам и, особенно, пироксенам. Во-первых, в этих минералах иногда содержится избыточный аргон; во-вторых, определения возраста часто производятся по амфиболам с низким содержанием калия. В таких случаях роговые обманки находятся в тонком срастании с биотитом. Ассоциирующие амфиболы и биотиты кристаллических пород некоторых районов Украинского щита характеризуются резко расходящимися значениями изотопного возраста. Естественно, что получаемые по смеси этих минералов значения возраста не будут иметь геологического смысла.

Для полиметаморфических комплексов свинцово-свинцовым изохронным методом иногда получают завышенные значения возраста, не соответствующие времени проявления конкретных геологических процессов. Это объясняется тем, что эпизодический вынос урана из уран-свинцовой системы во время раннего существования породы значительно изменяет соотношения между ^{207}Pb и ^{206}Pb.

Значения возраста, полученные по акцессорным минералам (особенно по монацитам и цирконам), надежны при условии, если эти минералы не подвергались изменениям. Последнее устанавливается тщательными минералого-петрографическими исследованиями.

Как отмечалось ранее (Щербак, 1975), расхождения цифровых значений возраста, полученных по различным минералам из одних и тех же геологических тел или по отдельным изотопным отношениям некоторых акцессорных минералов, составляют иногда несколько сотен миллионов лет. Это объясняется тем, что минералы из полиметаморфических геологических образований неодинаково реагируют на изменения термодинамической обстановки. Кроме того, для таких стойких к наложенным процессам минералов, как циркон, иногда характерно наличие в одном кристалле двух разновозрастных фаз, что обусловлено явлениями регенерации.

Возникает вопрос, какие изотопные даты можно использовать для стратиграфического расчленения докембрия Украинского щита и для определения времени конкретных геологических событий? По-видимому, для изотопного датирования кристаллических пород, испытавших изменения в результате наложенных процессов, надежными следует считать реперные (или опорные) изотопные даты. Под реперными изотопными датами следует понимать сходящиеся значения возраста, получаемые по двум сосуществующим минералам различными методами; сходящиеся даты, получаемые по минералу и изохронным методом по валу породы; сходящиеся значения возраста, получаемые по различным изотопным отношениям уран-торий-свинцовым методом по минералу, генетическая принадлежность которого установлена однозначно.

Реперные изотопные даты датируют конкретные геологические процессы (палеовулканизм, метаморфизм, метасоматоз, гранитообразование и др.). Таким образом, реперные изотопные даты можно сравнить с руководящими палеонтологическими формами в биостратиграфическом методе.

В настоящее время по докембрию Украинского щита известно ограниченное количество реперных изотопных дат. Задача геохронологов заключается в том, чтобы в ближайшие годы расширить исследования по установлению реперных изотопных дат всех главнейших стратиграфи-

Рис. 1. Схема размещения точек отбора проб для изотопного датирования в Северо-Западном районе Украинского щита.

Породы: *1* — метаморфические; *2* — ультраметаморфические; *3* — интрузивные и метасоматические. Метод исследований: *4* — калий-аргоновый; *5* — уран-торий-свинцовый; *6* — рубидий-стронциевый. Граница: *7* — щита; *8* — района; *9* — массива, комплекса, серии

ческих подразделений докембрия Украинского щита. При этом основное внимание следует уделить датированию нижних и верхних границ крупных стратиграфических подразделений — серий и комплексов. Пока геологи не будут располагать данными о возрасте нижних и верхних границ стратиграфических подразделений Украинского щита, их усилия по корреляции серий, свит и комплексов кристаллических пород не будут иметь объективных результатов.

Что касается таких признаков, как литолого-формационная принадлежность и степень метаморфизма кристаллических пород, то они имеют важное значение для корреляции серий и свит внутри районов или блоков. Для примера можно привести нижний протерозой докембрия Украинского щита, который представлен центральноприазовской, криворожской, ингуло-ингулецкой и тетеревской сериями. При сопоставлении разрезов и составов кристаллических пород этих серий видно, что степень метаморфизма их изменяется от зеленосланцевой до гранулитовой ступени, роль карбонатных и вулканогенных пород в разрезах отдельных серий неодинакова.

Литолого-формационные особенности имеют большое значение для корреляции свит, входящих в состав серии. Что же касается стратиграфической корреляции между сериями, как правило пространственно разобщенных, то здесь решающую роль играет надежное датирование нижних и верхних возрастных границ.

Кратко рассмотрим степень геохронологической изученности каждого района Украинского щита.

Северо-Западный район. Южная граница района проходит по системе разломов, из которых главный — Тетеревский. На рис. 1 показаны гра-

Рис. 2. Схема размещения точек отбора проб для изотопного датирования в Днестровско-Бугском районе Украинского щита.
Условные обозначения см. на рис. 1

ницы района и точки отбора проб для геохронологического датирования. Следует отметить некоторую неравномерность географического размещения точек геохронологического опробования: наибольшее количество сосредоточено в южной хорошо обнаженной части района; наименее охарактеризована радиологически северная часть района, где практически нет обнажений и отбор проб производился с помощью буровых скважин.

Всего по Северо-Западному району выполнено 545 изотопных датировок, из которых лишь 22 произведены уран-торий-свинцовым и шесть рубидий-стронциевым методами (табл. 1).

Реперными изотопными датами охарактеризованы не все стратиграфические подразделения района (табл. 2). Время образования гранитов кировоградско-житомирского комплекса составляет 2000 ± 100 млн. лет. К этому же времени относится метаморфизм эффузивно-осадочных пород тетеревской серии. Граниты коростенского комплекса являются

Таблица 2

Реперные изотопные даты для Северо-Западного района

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
			Тетеревская серия				
1	154/1	Северная окраина г. Житомира	Гнейс биотитовый	Биотит	2000	—	—
	154/2	То же	» »	Циркон	—	2090	—
			Кировоградско-житомирский комплекс				
2	160/3	с. Козиевка, р. Тетерев	Гранит порфировидный	Биотит	2000	—	—
	160/4	То же	То же	Монацит	—	2040	—
3	173/2	с. Большие Кошарища	Гранит житомирский	»	—	1890	—
4	177/2	с. Осиновый Копец	Гранит порфировидный	»	—	2100	—
			Комплекс основных пород				
5	142/2	с. Корчак, скв. 18 866	Габбро-амфиболит	Амфибол	2075	—	—
	142/3	То же	» »	Биотит	2100	—	—
	142/4	» »	» »	Амфибол	2075	—	—
6	146/3	с. Заремля, р. Случь	Габбро амфиболизированное	»	2100	—	—
	146/4	То же	То же	Биотит	2120	—	—
			Клесовская серия				
7	5076а	ст. Томашгород	Порфирит	Циркон	—	2170	—
8	5012	пгт Клесов	Гранодиорит	»	—	2070	—
9	25/2	пгт Клесов, карьер «Пугач»	Лептит	Биотит	1645	—	—
	25/8	То же	»	Циркон	—	1660	—
	25/9	пгт Клесов, карьер «Воинский»	»	»	—	1640	—
10	26/2	с. Виры	Габбро	»	—	1850	—
11	26/5	» »	»	Амфибол	1950	—	—
			Коростенский комплекс				
12	68/1	с. Межиричка, р. Уж	Гранит рапакиви	Биотит	1770	—	—
	68/3	То же	» »	Амфибол	1770	—	—
	68/5	» »	» »	»	1880	—	—
13	89/1	с. Березовка	Гранит красный, биотитовый	Биотит	1850	—	—
	89/2	» »	То же	Мусковит	1845	—	—
14	125/2	с. Зубринка, р. Иршица	Гранит биотитовый с амфиболом	Биотит	1775	—	—
	125/3	То же	То же	»	1770	—	—
	125/4	» »	» »	Амфибол	1700	—	—
15	134/1	с. Гута-Потиевка	Гранит рапакививидный	Биотит	1790	—	—
	134/3	» »	То же	Амфибол	1760	—	—
16	83/3	с. Емельяновка	Гранит красный, порфировидный	Биотит	—	—	1740
	85/1	» »	То же	»	1780	—	—
17	127/7	с. Лезник	Гранит красный	»	1770	—	—
	127/10	» »	» »	»	—	—	1730

Продолжение табл. 2

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
18	132/4	с. Березовка	Пегматит	Биотит	—	—	1700
	132/5	» »	»	Мусковит	—	—	1740
19	133/2	г. Малин	Гранит рапакиви	Циркон	—	1700	—
			Овручская серия				
20	11/1	с. Перга	Сланец слюдистый	Мусковит	1440	—	—
	11/2	» »	» »	»	—	—	1500
			Пержанский комплекс				
21	11/32	с. Перга	Гранит пержанский	Биотит	1285	—	—
	11/33	» »	То же	»	1190	—	—
	11/40	» »	» »	Циртолит	—	1160	—

более поздними образованиями. Изотопный возраст их 1750 ± 100 млн. лет. Время седиментации осадочных образований, входящих в состав тетеревской серии, остается неопределенным. В настоящее время можно более или менее определенно судить лишь о проявлении вулканической деятельности, обусловившей образование ортопород клесовской свиты. Единичные реперные даты, характеризующие эти породы, составляют 2100 ± ± 100 млн. лет.

Таким образом, в Северо-Западном районе для межрегиональной корреляции можно использовать такие изотопные даты:

1. Вулканическая деятельность, обусловившая образование пород клесовской свиты, — 2100 ± 100 млн. лет.

2. Образование гранитов кировоградско-житомирского комплекса и синхронный метаморфизм пород тетеревской серии — 2000 ± 100 млн. лет.

3. Образование гранитов коростенского комплекса — 1750 ± ± 100 млн. лет.

Днестровско-Бугский район по площади больше Северо-Западного, но количество выполненных изотопных датировок по его территории почти в два раза меньше (табл. 1). На схематической карте (рис. 2) видна крайняя неравномерность распределения точек геохронологического опробования. Например, на больших территориях между городами Гайвороном и Шаргородом, Хмельником и Шепетовкой практически нет определений изотопного возраста докембрийских пород. Имеющиеся датировки, полученные с помощью уран-торий-свинцового метода, относятся исключительно к гранитоидам этого района.

По Днестровско-Бугскому району имеется 42 реперные изотопные даты (табл. 3). Большинство из них характеризует гранитоиды подольского комплекса, в которых часто содержится монацит и циркон. Следует отметить, что монацит в гранитоидах подольского комплекса является сингенетическим с главными породообразующими минералами. Аутигенность акцессорного монацита во всех разновидностях гранитоидов подольского комплекса подтверждается характером распределения редкоземельных элементов, тория и урана во вмещающих гнейсах и гранитах, с одной стороны, и в породообразующих и акцессорных минералах гранитов, с другой (Щербак, 1975). Тогда как акцессорный монацит, содержащийся в глиноземистых гнейсах днестровско-бугской серии, во всех

Таблица 3

Реперные изотопные даты для Днестровско-Бугского района

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
			Днестровско-бугская серия				
1	233/1	пгт Литин	Гнейс амфибол-пироксеновый	Амфибол	2020	—	—
	233/2	То же	То же	Циркон	—	2100	—
	233/3	» »	» »	»	—	2030	—
2	213/1	с. Жежелев	Гнейс гранат-биотитовый	»	—	2090	—
	213/2	» »	То же	Монацит	—	2150	—
	213/3	» »	» »	Циркон	—	2080	—
3	240/1	ст. Гнивань	Гнейс пироксеновый, гранитизированный	Монацит	—	2230	—
	240/2	» »	Гнейс пироксеновый	Циркон	—	2060	—
	240/3	» »	» »	»	—	2110	—
	240/4	» »	Гнейс пироксеновый, гранитизированный	»	—	2210	—
4	258/1	г. Гайворон	Гнейс пироксеновый	»	—	2510	—
	258/2	» »	» »	»	—	2470	—
			Подольский комплекс				
5	211/2	с. Райки	Гранит бердичевский	Биотит	1530	—	—
	211/6	» »	» »	»	—	—	1540
6	240/6	ст. Гнивань	Чарнокит	»	1480	—	—
	240/7	» »	»	»	—	—	1430
7	186/2	г. Мирополь	Гранит бердичевский	Монацит	—	2170	—
8	199	г. Чуднов	» »	»	—	2050	—
9	201/4	» »	» »	»	—	2230	—
10	201/5	» »	» »	Циркон	—	2170	—
11	206/3	с. Слободище	» »	Монацит	—	2150	—
12	211/7	с. Райки	» »	»	—	2240	—
13	211/8	» »	» »	»	—	2250	—
14	212/2	с. Скраглевка	» »	»	—	2040	—
15	213/10	с. Глуховцы	» »	»	—	2100	—
16	213/11	с. Жежелев	» »	»	—	2160	—
17	215/3	с. Новая Синявка	Пегматит	»	—	1940	—
18	218/9	г. Хмельник	Гранит бердичевский	»	—	2125	—
19	220/1	с. Кривошеинцы	Гранит пегматоидный	»	—	2290	—
20	220/2	То же	» »	Циркон	—	2090	—
21	222	с. Александровка	Гранит метасоматический (альбитизация)	Монацит	—	2070	—
22	225/5	с. Николаевка	То же	»	—	1940	—
23	228/2	с. Каменогорка	» »	»	—	2000	—
24	228/3	То же	» »	»	—	2060	—
25	230/2	с. Вишенка	Пегматит розовый	Циркон	—	1900	—
26	231/2	с. Супрунов	Пегматит	Монацит	—	2000	—
27	231/3	» »	»	»	—	2070	—
28	232/2	с. Пеньковка	Гранит метасоматический	»	—	2100	—
29	232/3	» »	То же	Циркон	—	2000	—
30	233/4	пгт Литин	Гранит пегматоидный	Монацит	—	2090	—
31	235/4	г. Винница	» »	»	—	1960	—
32	235/5	» »	» »	Циркон	—	1900	—
33	240/8	ст. Гнивань	Пегматоидные выделения в чарнокитах	Монацит	—	1950	—
34	240/9	» »	Пегматит розовый	»	—	2060	—

Продолжение табл. 3

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
35	249/2	с. Русава	Пегматит розовый	Монацит	—	2090	—
36	266/3	с. Сабатиновка	Гранит пегматоидный	»	—	2070	—
37	280	с. Токаревка	» »	»	—	2010	—
38	283/2	с. Чаусово	» »	»	—	1930	—
39	288/2	с. Николаевка	Гранит порфировидный	»	—	2020	—
			Кировоградско-житомирский комплекс				
40	190	с. Покостовка	Гранит порфировидный	Монацит	—	1830	—
41	191/3	с. Старошейка	Гранит аплито-пегматоидный	»	—	1800	—
42	201/3	г. Чуднов	Гранит мелкозернистый	»	—	2000	—

случаях является новообразованным минералом, синхронным с гранитами подольского комплекса.

Первые три реперные изотопные даты (табл. 3, пробы 233, 213, 240) показывают время гранитизации и метаморфизма пород днестровско-бугской серии. Лишь даты 2510 и 2470 млн. лет (пробы 258/1 и 258/2), полученные по цирконам из ортогнейсов, можно интерпретировать как верхнюю возрастную границу проявления палеовулканизма, вследствие того, что эти цирконы регенерированы и истинный их возраст, несомненно, древнее 2500 млн. лет.

Реперными изотопными датами надежно охарактеризованы гранитоиды подольского комплекса, которые образовались в две эпохи: гранитоиды типа бердичевских — 2200 ± 100, аплито-пегматоидные граниты и пегматиты — 2000 ± 100 млн. лет. Эти гранитоиды нами были разделены на два разновозрастных комплекса, что убедительно доказывается не только радиологическими, но и геологическими данными (Щербак, 1975).

Возраст гранитов кировоградско-житомирского комплекса, находящихся в Днестровско-Бугском районе чаще всего в виде секущих жильных тел, составляет 2000 ± 100 млн. лет.

Таким образом, в настоящее время в Днестровско-Бугском районе надежно датированы с помощью изотопных методов лишь гранитоиды, среди которых по геологическим и радиологическим данным четко выделяются две возрастные группы: гранитоиды бердичевского типа — 2200 ± ± 100 и аплито-пегматоидные граниты подольского типа — 2000 ± ± 100 млн. лет.

Росинско-Тикичский район в геохронологическом отношении изучен слабо. Изотопные датировки метаморфических пород и гранитоидов более или менее полно характеризуют лишь западную часть района, северная и южная части в геохронологическом отношении практически не изучены (рис. 3).

Росинско-тикичская серия содержит метаморфизованные вулканогенные образования, реперные даты по которым не установлены. Имеющиеся реперные даты по породам росинско-тикичской серии (табл. 4) можно интерпретировать как время проявления процессов метаморфизма и гранитизации, связанных с образованием гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Имеются единичные реперные даты (2600—

Рис. 3. Схема размещения точек отбора проб для изотопного датирования в Росинско-Тикичском районе Украинского щита.
Условные обозначения см. на рис. 1

2700 млн. лет), которые соответствуют времени образования гранитоидов звенигородского комплекса (табл. 4).

Ингуло-Ингулецкий район в геохронологическом отношении изучен более или менее равномерно (рис. 4). По району выполнено 437 изотопных датировок, в том числе 52 реперные (табл. 1). К сожалению, пока нет изотопных дат по суперкрустальным образованиям конкско-верховцевской и ингуло-ингулецкой серий. Имеются лишь единичные реперные датировки (табл. 5) по гранитам днепровского комплекса,

Таблица 4

Реперные изотопные даты для Росинско-Тикичского района

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
			Росинско-тикичская серия				
1	302/1	г. Белая Церковь	Амфиболит биотитизированный	Амфибол	2000	—	—
	302/2	То же	То же	Биотит	1900	—	—
2	297/2	с. Малая Снетинка	Амфиболит	»	2150	—	—
	297/3	То же	»	Амфибол	2110	—	—
	297/7	» »	»	Циркон	—	2080	—
3	294/2	г. Брусилов	Гнейс биотит-плагиоклазовый	Мусковит	1700	—	—
	294/6	» »	То же	Биотит	—	—	1700
	294/7	» »	» »	Мусковит	—	—	1740
	294/8	» »	» »	Биотит	—	—	1700
			Звенигородский комплекс				
4	315/2	с. Дзюнков	Пегматит	Мусковит	2000	—	—
	315/7	» »	»	»	—	—	1880
5	315/3	с. Обозовка	Мигматит	Ортит	—	2590	—
6	315/4	с. Дзюнков	»	»	—	2670	—
			Кировоградско-житомирский комплекс				
7	351/4	с. Старые Бабаны	Гранит порфировидный	Биотит	1550	—	—
	351/8	То же	То же	»	—	—	1540
8	300	с. Быстриевка	Гранит аплито-пегматоидный	Монацит	—	1990	—
9	313/2	с. Круподеринцы	То же	»	—	2010	—
10	358/6	г. Умань	Гранит уманский	Ортит	—	1970	—
11	358/7	» »	» »	»	—	1940	—
12	358/8	с. Конела	» »	Монацит	—	1890	—

Таблица 5

Реперные изотопные даты для Ингуло-Ингулецкого района

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
			Днепровский комплекс				
1	496	с. Искровка, р. Ингулец	Мигматит	Ортит	—	2580	—
2	497/5	с. Веселый Кут, р. Ингулец	Пегматит	»	—	2710	—

Продолжение табл. 5

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий свинцовый	рубидий-стронциевый
			Ингуло-ингулецкая серия				
3	377/2	с. Омельник	Амфиболит	Биотит	2015	—	—
	377/3	» »	»	Амфибол	2050	—	—
4	428/1	с. Зеленое	»	Биотит	2040	—	—
	428/2	» »	»	Амфибол	1920	—	—
5	428/3	с. Зеленое, скв. 1011	»	Биотит	2000	—	—
	428/4	То же	»	Амфибол	2000	—	—
6	492/1	с. Гуровка	Гнейс биотит-амфиболовый	»	2000	—	—
	492/2	» »	То же	Биотит	1930	—	—
7	417/2	с. Пятилетка, р. Аджамка	Парагнейс	Циркон окатанный	—	2670	—
8	492/5	с. Гуровка	Метапесчаник	Монацит *	—	2030	—
			Кировоградско-житомирский комплекс				
9	490/4	с. Боковое	Гранит порфировидный	Амфибол	1940	—	—
	490/7	» »	То же	Биотит	1860	—	—
10	409	пос. Шевченково	» »	»	2100	—	—
	409/1	То же	» »	Монацит	—	1900	—
11	403/2	с. Капустино	Гранит трахитоидный	»	—	1940	—
12	411/2	с. Прибережное	» »	»	—	1900	—
13	412	» »	Метасоматит	»	—	2130	—
14	413/3	г. Кировоград	Гранит порфировидный	»	—	1820	—
15	413/4	» »	То же	»	—	1900	—
16	413/5	» »	» »	»	—	1940	—
17	425/12	с. Чечелеевка	Гранит черноквардевый	»	—	2120	—
18	435/6	с. Любомирка	Гранит красный	»	—	1940	—
19	437/12	с. Песчаный Брод	Пегматит	»	—	2010	—
20	446	с. Захаровка	Гранит красный	»	—	1980	—
21	448/5	с. Подгородная	Гранит серый	»	—	1930	—
22	467/4	г. Первомайск	Гранит	»	—	1900	—
23	468/4	с. Мигия	Катаклазит	»	—	2000	—
24	469/1	с. Булацелово	Бластомилонит	»	—	1870	—
25	469/2	с. Благодатное	Гранит пегматоидный	Циркон	—	1970	—
26	469/3	» »	» »	Монацит	—	1960	—
27	470/3	» »	Гранит порфиробластический	»	—	1860	—
28	471/1	с. Остаповка	Пегматит	»	—	1850	—
29	471/2	» »	Гранит биотитизированный	Ксенотим	—	1820	—
30	476/4	г. Бобринец	Гранит порфировидный	Монацит	—	1940	—
31	476/5	» »	Гранит серый, мелкозернистый	»	—	1990	—
32	492/11	с. Гуровка	Гранит мелкозернистый	»	—	2040	—
33	492/12	» »	То же	»	—	2070	—
34	492/13	» »	» »	»	—	1970	—
35	503/7	с. Семеновка	Гранит пегматоидный	»	—	1930	—
36	503/8	» »	Гранит порфиробластический	»	—	2010	—

* В этой породе возраст окатанного циркона около 2900 млн. лет.

Продолжение табл. 5

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
37	505	с. Львов	Гранит красный	Монацит	—	1820	—
38	506/2	с. Ивановка	Гранит метасоматический	Уранинит	—	1800	—
39	506/3	» »	Гнейс пироксен-плагиоклазовый	»	—	1800	—
40	507/2	с. Константиновка	Гранит порфировидный	Монацит	—	1970	—
41	508/2	с. Трикраты	То же	»	—	2000	—
42	510/3	с. Таборовка	Пегматит	»	—	1920	—
43	512	с. Михайловка	Гранит трахитоидный	»	—	2150	—
44	513/2	с. Сергеевка	Пегматит	»	—	1800	—
45	515	с. Каменный Поток	Гранит розово-серый	»	—	2030	—
46	516	с. Каменоватка	То же	»	—	2040	—
47	517/1	с. Кривая Пустошь	Гранит порфировидный	»	—	2010	—
48	517/2	То же	Пегматит	»	—	2060	—
			Коростенский комплекс				
49	361/6	г. Корсунь-Шевченковский	Рапакиви	Амфибол	1695	—	—
	361/11	То же	»	Циркон	—	1700	—
50	371/5	г. Шпола	»	Биотит	1760	—	—
	371/6	» »	»	Амфибол	1760	—	—
51	373/5	с. Самгородок	»	»	1760	—	—
	373/6	» »	»	Биотит	1690	—	—
52	371/8	г. Шпола	Гранит рапакивиобразный	Циркон	—	1700	—

Реперные изотопные даты, полученные по минералам из пород ингуло-ингулецкой серии, соответствуют этапу метаморфизма и гранитизации, связанному с образованием гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Единственная дата 2670 млн. лет (табл. 5) характеризует окатанный циркон из парагнейсов. Возраст монацита из метапесчаников ингуло-ингулецкой серии, связанных с процессами гранитизации, составляет 2030 млн. лет, а окатанного циркона в этой же породе 2900 млн. лет.

По гранитам кировоградско-житомирского комплекса получено около 40 реперных дат. Возраст этих гранитов в среднем 2000 ± 100 млн. лет. Эти даты получены по монациту, циркону и ксенотиму. Даты, полученные по акцессорному ураниниту, несколько ниже; они обычно не превышают 1800 млн. лет.

Возраст гранитов рапакиви Корсунь-Новомиргородского плутона 1750 ± 50 млн. лет.

Среднеприднепровский район охарактеризован наибольшим количеством изотопных датировок. Для этого района выполнено 577 изотопных определений возраста (табл. 1). Наибольшее количество изотопных датировок приурочено к Криворожско-Кременчугской зоне и меридиональной излучине Днепра, где наблюдается относительно хорошая обнаженность (рис. 5). Центральная часть района в геохронологическом отношении изучена слабо; для южной — изотопных дат практически нет.

Для образований конкско-верховцевской серии получены единичные реперные изотопные даты (в среднем 3050 млн. лет). Уран-свинцовым изохронным методом установлен возраст цирконов из метавулканито в

Рис. 4. Схема размещения точек отбора проб для изотопного датирования в Ингуло-Ингулецком районе Украинского щита.
Условные обозначения см. на рис. 1

(3200 млн. лет), который соответствует проявлению процессов палеовулканизма (табл. 6). Стратиграфически эти породы отвечают верхам конкской свиты конкско-верховцевской серии.

Остальные реперные изотопные определения (табл. 6) соответствуют процессам метаморфизма и гранитизации, с которыми связаны гранитоиды днепровского комплекса, широко развитые в Среднеприднепровском районе. Следует отметить, что попытки многих исследователей найти гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса в Среднеприднепровском районе не увенчались успехом. Некоторые исследователи пытались отнести аплито-пегматоидные граниты Среднеприднепровского района

Таблица 6

Реперные изотопные даты для Среднеприднепровского района

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
			Конкско-верховцевская серия				
1	548/1	с. Желтое	Амфиболит	Биотит	2030	—	—
	548/2	» »	»	Амфибол	2130	—	—
2	638/5	с. Таромское	»	Биотит	2645	—	—
	638/6	» »	»	»	2750	—	—
	638/15	» »	»	»	—	—	2640
	638/16	» »	Реакционная кайма	»	—	—	2660
3	642/1	г. Днепропетровск, Рыбальский карьер	Амфиболит	Амфибол	2800	—	—
	642/3	То же	»	Биотит	2660	—	—
4	665/1	г. Славгород	Сланец амфиболовый	»	2750	—	—
	665/4	» »	Амфиболит	Амфибол	2770	—	—
5	5146	Белозерский р-н, скв. 394	Апокератофир	Циркон	—	3030	—
6	5146а	То же	»	»	—	3060	—
7	392	Белозерский р-н, скв. 392	»	»	—	3040	—
	392	То же	Апоандезит	»	—	3250 *	—
8	593/3	с. Саксагань	Гнейс мигматитизированный	»	—	2780	—
9	593/4	» »	То же	»	—	2820	—
			Криворожская серия				
10	583/1	с. Андреевка	Роговик	Мусковит	1950	—	—
	583/2	» »	»	Биотит	2060	—	—
11	558/1	г. Кривой Рог	Роговик магнетит-амфиболовый	Рибекит	1945	—	—
	558/2	» » »	То же	Биотит	1900	—	—
			Днепровский комплекс				
12	543/1	с. Мишурин Рог	Плагиогранит	Монацит	—	2870	—
13	569/2	с. Коломийцево	»	Циркон	—	3020	—
14	574/1	г. Кривой Рог, Октябрьский карьер	»	»	—	3080	—
15	661/2	с. Башмачка	Мигматит	»	—	2800	—
16	664	с. Августиновка	Гранит	Монацит	—	2840	—
17	675/12	г. Запорожье	Плагиогранит	»	—	2900	—
18	677/2	с. Вольноандреевка	Гранит розовый	Циркон	—	2700	—
19	677/3	То же	» »	Ортит	—	2950	—
20	678	г. Запорожье	Плагиогранит	Монацит	—	2950	—

* Уран-свинцовая изохрона.

Рис. 5. Схема размещения точек отбора проб для изотопного датирования в Среднеприднепровском районе Украинского щита.

Условные обозначения см. на рис. 1

к нижнему протерозою, что не подтверждается и геологическими, и радиологическими данными.

По реперным изотопным датам (табл. 6) в Среднеприднепровском районе отчетливо выделяются такие геологические события:

1. Палеовулканизм, обусловивший образование пород конкской свиты конкско-верховцевской серии — 3050 млн. лет.

2. Метаморфизм криворожской серии — 2000 млн. лет.

3. Образование гранитоидов днепровского комплекса — 2850 млн. лет.

Приазовский район охарактеризован изотопными датами также неравномерно (рис. 6). Пока установлены единичные реперные изотопные даты древнее 2700 млн. лет (табл. 7). Две из них получены по цирконам

Таблица 7

Реперные изотопные даты для Приазовского района

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
			Западноприазовская серия				
1	725/6	с. Стульнево	Гнейс амфиболовый	Циркон	—	2700	—
2	822	с. Лозоватка	То же	»	—	2880	—
3	728/1	с. Черниговка	Гнейс	Биотит	1925	—	—
	728/2	» »	»	Амфибол	2000	—	—
4	748/1	с. Елисеевка	Гнейс амфиболовый	»	1920	—	—
	748/2	» »	То же	Биотит	1850	—	—
5	827/3	с. Першотравневое	Кальцифир	Флогопит	2060	—	—
	827/4	То же	»	Амфибол	2000	—	—
			Центральноприазовская серия				
6	825/1	с. Приморское	Гнейс амфиболовый	Биотит	1950	—	—
	825/2	» »	То же	Амфибол	1890	—	—
7	705/7	с. Васильковка	Гнейс	Монацит	—	2000	—
	742/2	с. Мануиловка	Сланец кристаллический	»	—	1970	—
			Днепровский комплекс				
8	—	р. Обиточная	Плагиогранит	Циркон	—	2800 *	—
9	—	» »	»	Порода	—	—	2800 **
10	—	» »	»	Циркон	—	2830 ***	—
11	752/4	с. Шевченково	»	»	—	2810	—
			Приазовский комплекс				
12	748/2	с. Елисеевка	Пегматит	Биотит	1840	—	—
	748/6	» »	»	»	2080	—	—
	748/8	» »	»	Мусковит	2060	—	—
	748/10	» »	»	»	2025	—	—
13	729/4	ст. Верхний Токмак	Гнейс	Монацит	—	2060	—
14	746/8	с. Салтычия	Гранит	Сфен	—	1900	—
15	761/2	с. Глодово	Пегматит	Монацит	—	1820	—
16	769/6	с. Старченково	»	»	—	1880	—
17	769/7	» »	»	»	—	1950	—
18	769/8	» »	Гранит аплитопегматоидный	»	—	1840	—
19	804/2	с. Анадоль	Гранит розовый	»	—	1850	—
20	805	с. Лидино	» »	»	—	1870	—
21	806/8	с. Андреевка	» »	»	—	1900	—
			Черниговский комплекс				
22	728/7	Скв. 290	Мельтейгит	Флогопит	1830	—	—
	728/8	То же	»	Амфибол	1970	—	—
	728/9	» »	»	Флогопит	1920	—	—
23	728/10	Скв. 291	Горнблендит	Амфибол	1950	—	—
	728/11	То же	»	Биотит	1920	—	—
	728/16	» »	»	Флогопит	1975	—	—

* Свинцово-свинцовая изохрона.
** Рубидий-стронциевая изохрона.
*** Уран-свинцовая изохрона.

№ п/п	Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	Изотопный возраст, млн. лет (Метод определения)		
					калий-аргоновый	уран-торий-свинцовый	рубидий-стронциевый
24	728/18	Скв. 298	Карбонатит	Амфибол	2000	—	—
	728/20	Скв. 299	»	Флогопит	1900	—	—
	728/21	То же	»	Биотит	1975	—	—
25	728/26	Скв. 598	Эруптивная брекчия	»	1950	—	—
	728/27	То же	То же	Амфибол	2000	—	—
26	728/30	Скв. 969	Карбонатит	»	1935	—	—
	728/31	То же	»	Биотит	1920	—	—

из ортогнейсов, четыре — по плагиогранитам Западного Приазовья. Среди плагиогранитов в виде реликтовых образований часто встречаются метабазиты и гнейсы, относящиеся к западноприазовской серии. Реперные изотопные даты 2800 млн. лет получены по аутигенным цирконам из плагиогранитов. Их можно интерпретировать как время гранитизации метаморфических пород западноприазовской серии.

Большинство реперных изотопных дат, полученных по сосуществующим калийсодержащим минералам из пород западноприазовской и цент-

Рис. 6. Схема размещения точек отбора проб для изотопного датирования в Приазовском районе Украинского щита.

Условные обозначения см. на рис. 1

ральноприазовской серий, соответствует времени проявления процессов гранитизации, с которыми связаны гранитоиды приазовского комплекса. Возраст этого процесса — от 1850 до 2050 млн. лет.

В Западном Приазовье проявились метаморфизм и гранитизация протерозойского периода, с которыми связаны гранитоиды приазовского комплекса. В это время проявились процессы регрессивного метаморфизма пород западноприазовской серии и существенная переработка плагиогранитов днепровского комплекса.

Известно, что для большинства калийсодержащих минералов метаморфических пород, испытавших наложенные геологические процессы, характерно расхождение значений возраста. Эти явления обусловлены неодинаковыми термодинамическими условиями сохранения радиогенного аргона в различных минералах. Для черниговского карбонатного комплекса (табл. 7) свойственно идеальное схождение возраста сосуществующих биотита, флогопита и амфибола. Их возраст 1850—2000 млн. лет, что подтверждается определениями, полученными по циркону, монациту и сфену.

Из изложенного материала следует, что степень геохронологической изученности отдельных стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита неодинакова. Наибольшее количество реперных изотопных дат получено по гранитоидам днепровского, кировоградско-житомирского и приазовского комплексов. Единичными реперными изотопными датами охарактеризованы некоторые разновидности палеовулканических образований, входящих в состав метаморфических серий.

2. СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Главнейшими стратиграфическими подразделениями докембрия Украинского щита являются серии метаморфических пород (как правило, состоящие из свит) и комплексы гранитоидов.

Традиционно сложилось так, что большинство исследователей выделяет серии в каждом крупном районе Украинского щита. Названия серии получают обычно от географических наименований. Серии чаще всего объединяют ассоциации докембрийских горных пород, начальные этапы образования которых соответствуют процессам седиментации и вулканизма, а конечные — знаменуются метаморфизмом и гранитообразованием. Стратиграфические границы между сериями не всегда отчетливо выражены вследствие того, что метаморфические, магматические, метасоматические и тектонические процессы в большинстве крупных блоков Украинского щита проявлялись многократно. Эти явления наиболее интенсивно выражены именно в зонах развития докембрия, совпадающих с контактами разновозрастных кристаллических пород. Зоны докембрийских пород, различные по составу и физическим свойствам, обычно ослаблены и благоприятны для проявления наложенных геологических процессов, сопровождающихся тектонической переработкой, минеральными преобразованиями и привносом нового материала.

Многократность проявления геологических событий, сопровождающихся образованием новых минеральных ассоциаций, затрудняет надежное датирование изотопными методами начальных этапов формирования серий метаморфических пород. Практически мы не располагаем ни одной надежной изотопной датой, соответствующей времени седиментации парапород, входящих в состав раннедокембрийских серий Украинского щита. Для некоторых древнейших серий уже установлено время проявления палеовулканизма.

Геохронологические рубежи конечных этапов формирования метаморфических серий надежно устанавливаются с помощью радиологических

методов по аутигенным минералам гранитоидов конкретных комплексов для тех районов, в которых процессы метаморфизма и гранитизации совпадают во времени.

Украинскими исследователями выделены в комплексы ассоциации пород гранитоидного состава, характеризующиеся близкими физико-химическими и генетическими условиями и одинаковым возрастом. Обычно в составе комплексов содержится от трех до десяти разновидностей гранитоидов. Продолжительность формирования всех фациальных разновидностей гранитоидов в большинстве случаев находится в пределах точности радиологических методов датирования. Но в некоторых случаях она составляет и более значительные интервалы времени, например, для гранитоидов днепровского комплекса.

Многократная и неодновременная переработка кристаллических пород отдельных блоков Украинского щита обусловила значительные трудности в восстановлении стратиграфической последовательности геологических образований. Для воссоздания истинной последовательности геологических событий необходим объективный комплексный подход в исследованиях, при этом нельзя отдавать предпочтение тому или иному подходу или методу. В каждом конкретном случае в расшифровке геологических событий ведущую роль может играть петрологический, формационный, радиологический или другой критерий, но для объективного решения сложного вопроса о взаимоотношении кристаллических пород должны учитываться все данные.

Исторически сложилось так, что при выделении главнейших стратиграфических подразделений Украинского щита (серий и комплексов) исследователи допускали различные методологические подходы. Вследствие этого в одних и тех же районах отдельные исследователи выделяют неодинаковое количество серий, по-разному понимают объемы и возрастные границы серий и комплексов, дают им различные (собственные) наименования. По этому поводу можно привести много примеров, особенно по Днестровско-Бугскому, Ингуло-Ингулецкому и Приазовскому районам.

В настоящей работе употребляются только те наименования серий, комплексов и свит, которые приняты в стратиграфической схеме докембрия Украинского щита, разработанной УРМСК (Украинская республиканская межведомственная стратиграфическая комиссия) в 1970 г. (Бабков и др., 1970) и уточненной в последующие годы в результате научно-исследовательских и геологосъемочных работ.

Прежде чем рассмотреть степень обоснованности выделения каждого крупного стратиграфического подразделения докембрия Украинского щита, целесообразно осветить более общую региональную проблему, касающуюся границы архея и протерозоя. Большинство советских и зарубежных исследователей за границу между археем и протерозоем принимает рубеж 2600±100 млн. лет. Этот рубеж как границу между археем и протерозоем рекомендует Стратиграфический комитет СССР

Архейские и протерозойские образования находятся в пяти крупных районах Украинского щита. Однако установить границу между этими образованиями весьма трудно. Во-первых, архейские образования в большинстве случаев развиты как реликтовые на незначительных площадях. Во-вторых, часто архейские кристаллические породы сильно переработаны более поздними наложенными процессами, связанными с протерозойским этапом геологической истории.

Наиболее широко развиты архейские кристаллические породы в Среднеприднепровском, менее всего они сохранились в Ингуло-Ингулецком и практически не выявлены в Северо-Западном районах.

В Среднеприднепровском районе консолидация метаморфических пород конкско-верховцевской серии связана с этапом образования завер-

шающей фациальной разновидности гранитоидов днепровского комплекса. В состав этого комплекса входят также токовские и мокромосковские граниты, изотопный возраст которых 2700 ± 100 млн. лет.

Нижняя возрастная граница криворожской серии должна соответствовать началу седиментации, так как слабо метаморфизованные осадочные породы низов криворожской серии (скелеватская свита) трансгрессивно перекрывают кристаллические породы конкско-верховцевской серии и гранитоиды днепровского комплекса. Галька метаконгломератов и грубозернистых песчаников низов криворожской серии представлена плагиогранитами, железистыми кварцитами (Горошников, 1973), кварц-карбонатными породами с галенитом и буланжеритом (Семененко и др., 1974б). Архейский возраст этих пород установлен вполне определенно. В метапесчаниках нижней свиты криворожской серии присутствуют кластогенные монациты и цирконы, которые по минералого-геохимическим особенностям и изотопному возрасту относятся к днепровскому комплексу гранитов (Щербак и др., 1969). Если время консолидации архейских пород знаменуется образованием самых поздних гранитов днепровского комплекса, то начало седиментации криворожской серии, несомненно, более позднее.

Был ли существенный перерыв между консолидацией архейского фундамента и началом седиментации протерозойских отложений или эти процессы следовали один за другим? По мнению А. И. Тугаринова (1962), эти процессы следовали один за другим без существенного перерыва (в пределах точности датирования радиологическими методами). По его данным, время седиментации пород нижней свиты криворожской серии около 2600 млн. лет Эти результаты получены свинцово-свинцовым изохронным методом, который основан на том, что в осадочных породах весь уран является аутигенным. Иными словами, в результате распада синседиментационного урана образовался свинец, на основании изотопного состава которого можно установить время, близкое ко времени седиментации. Но, как показали экспериментальные исследования и расчеты Э. В. Соботовича (Семененко и др., 1976), в цементе и обломочной части метапесчаников нижней свиты криворожской серии содержатся не только кластогенные урансодержащие минералы, но и галенит, буланжерит и др. Фактически для определения изохронного свинцово-изотопного возраста был использован главным образом кластогенный материал. Поэтому изохронный возраст практически совпадает с возрастом гранитов завершающей фазы формирования пород фундамента.

Имеются единичные определения возраста галенитов из кварц-карбонатных прожилков, пронизывающих нижнюю свиту криворожской серии (Семененко и др., 1974б). Возраст этого галенита около 2200 млн. лет.

Таким образом, в настоящее время можно судить лишь о возрастных пределах нижней границы криворожской серии (K_1) — 2700—2200 млн. лет. Надежных данных о времени седиментации образований криворожской серии пока нет. Установлено лишь то, что истинное время начала седиментации пород криворожской серии не может быть древнее 2700 и моложе 2200 млн. лет. С помощью радиологических методов уточнить эту границу пока трудно. Однако, если существует толща метавулканитов, относящихся к новокриворожской свите (K_0), то, очевидно, время проявления этого вулканизма близко ко времени седиментации образований скелеватской свиты (K_1). В таком случае наша задача сводится к надежному датированию уран-свинцовым методом метабазитов новокриворожской свиты. Первые попытки выделить циркон из этих метабазитов не увенчались успехом. Данные исследования необходимо продолжать, так как это единственный способ радиологически надежно установить нижнюю возрастную границу криворожской серии.

Таким образом, принятая большинством исследователей граница между археем и нижним протерозоем в Среднем Приднепровье выражена

геологически четко: она проявилась в трансгрессивном залегании образований криворожской серии на консолидированном фундаменте архея, сложенного породами конкско-верховцевской серии и гранитоидами днепровского комплекса. В настоящее время радиологически датирован лишь этап консолидации фундамента.

Время образования поздней фазы архейских гранитоидов надежно установлено по многочисленным реперным изотопным датам и составляет 2700 ± 100 млн. лет, т. е. укладывается в общепринятый рубеж между археем и протерозоем. Между окончательным этапом формирования архейского фундамента и началом седиментации нижнепротерозойской толщи был, видимо, небольшой перерыв, о чем свидетельствует наличие на гранитах днепровского комплекса древней коры выветривания (Додатко, 1976).

Рассмотрим степень обоснованности стратиграфических и геохронологических границ главнейших подразделений докембрия Украинского щита отдельно по архею и протерозою.

Архейские образования представлены метаморфизованными эффузивно-осадочными, ультраметаморфическими и магматическими породами. Наиболее полно архейские суперкрустальные породы развиты в Среднем Приднепровье, где они образуют мощную конкско-верховцевскую серию. Важно отметить, что породы, слагающие эту серию, нередко слабо метаморфизованы. Последнее в ряде случаев позволяет наблюдать в них реликты первичных структур, свидетельствующих о принадлежности данных пород к эффузивным образованиям. Судя по вещественному составу, преобладают основные эффузивы, реже встречаются средние и кислые. В настоящее время эти породы представлены амфиболитами, андезитовыми и диабазовыми апопорфиритами, кератоспилитами, кератофирами, порфироидами и различными сланцами — актинолитовыми, хлоритовыми, кварц-серицитовыми. Заметную роль в разрезе описываемой серии играют метаморфизованные осадочные породы — гранат-биотитовые и амфибол-биотитовые, а также магнетит-куммингтонитовые и магнетит-хлоритовые железистые кварциты.

Конкско-верховцевская серия представлена (снизу вверх) аульской, конкской, белозерской и тепловской свитами. Породы названных свит пространственно разобщены, поэтому соотношения между ними однозначно не установлены. Особенно дискуссионным является вопрос о соотношении аульской и конкской свит. В настоящее время нет геологических и надежных радиологических данных, которые указывали бы на возрастные соотношения этих свит. Геологам и радиологам следует уделить настоящей проблеме особое внимание. Наиболее благоприятный для решения этой проблемы Конкско-Белозерский район. Здесь породы конкской и аульской свит территориально близки. К сожалению, район характеризуется слабой обнаженностью и поставленную задачу можно выполнить только с помощью специальных буровых работ.

Для каждой свиты характерны определенные кристаллические породы. В составе аульской свиты преобладают биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы и амфиболиты; конкская — сложена в основном метабазитами; белозерская — представлена кварц-серицит-хлорит-биотитовыми сланцами, магнетитовыми и карбонат-магнетитовыми кварцитами с подчиненным значением метавулканитов; для тепловской свиты характерны апопорфириты и апокератофиры.

Остается нерешенным вопрос о соотношении кристаллических пород, слагающих белозерскую и тепловскую свиты, значительно разобщенных пространственно. Породы белозерской свиты развиты в Конкско-Белозерской зоне, а тепловской — в Сурско-Верховцевской зоне. Для надежной корреляции отдельных свит в этих зонах целесообразно использовать два критерия — формационный и возрастной.

В настоящее время в геологическом и радиологическом отношениях

наиболее полно определены верхние возрастные границы аульской, конкской и тепловской свит. Метаморфические породы этих свит испытали воздействие метасоматических процессов, обусловленных образованием гранитоидов днепровского комплекса. Последние охарактеризованы многочисленными реперными изотопными датами — 2850 ± 150 млн. лет.

Кроме того, не решен вопрос о верхней возрастной границе белозерской свиты. Пока не ясно, в каких соотношениях находятся породы этой свиты с гранитоидами днепровского комплекса. Следует отметить, что имеются косвенные данные, свидетельствующие о том, что в породах белозерской свиты проявились наложенные процессы. Эти проявления, по данным О. М. Струевой (1977), выразились в интенсивной биотитизации филлитовидных сланцев и метапесчаников. В контактовых зонах с железистыми кварцитами и филлитами устанавливаются порфиробласты роговой обманки, граната и эпидота. По мнению О. М. Струевой, эти изменения метаморфических пород белозерской свиты связаны с воздействием гранитов Мокромосковского массива. Но прямых сведений о соотношении метаморфических пород белозерской свиты с мокромосковскими гранитами пока нет.

Следует отметить, что изредка среди метаморфических пород белозерской свиты встречаются кварц-карбонатные прожилки, содержащие редкую вкрапленность галенита. Единичные анализы изотопного состава свинца, выделенного из галенита, свидетельствуют о том, что возраст этого минерала не может быть моложе 2500 млн. лет.

Менее надежно пока определены (в геологическом и радиологическом отношениях) нижние границы стратиграфических элементов конкско-верховцевской серии. Геологически доказано, что белозерская свита залегает выше конкской. Метаморфические породы конкской свиты наблюдаются в виде ксенолитов среди гранитоидов днепровского комплекса. Не исключено, что реликтовые образования метабазитов среди гранитоидов днепровского комплекса принадлежат к аульской свите. Иными словами, вопрос о низах разреза конкско-верховцевской серии остается открытым.

Надежных радиологических данных по породам аульской и конкской свит пока нет. Имеющиеся многочисленные даты, полученные по минералам и породам с помощью различных изотопных методов, соответствуют лишь наложенным метаморфическим и метасоматическим процессам.

В дальнейшем необходимо получить реперные изотопные даты уран-свинцовым методом по акцессорным минералам из метавулканитов, которые находятся в различных количествах в составе всех свит конкско-верховцевской серии. Изотопные даты, полученные по аутигенным цирконам, можно принять за нижние возрастные границы. Первые исследования по детальному изучению метавулканитов, залегающих среди пород нижней части белозерской или верхней части конкской свит, показали, что в этих образованиях циркон содержится в незначительных количествах, отличается хорошей сохранностью, обладает характерными свойствами и, несомненно, является минералом, синхронным по времени с процессами древнего вулканизма. Время проявления этого вулканизма не моложе 3050 млн. лет. Установив изотопный возраст метавулканитов, можно выполнить надежную корреляцию не только между аульской, конкской, белозерской и тепловской свитами, но и осуществить стратиграфическое сопоставление конкско-верховцевской, днестровско-бугской, росинско-тикичской и западноприазовской серий.

Кроме того, следует уделить должное внимание датированию уран-торий-свинцовым методом ранних фаз гранитоидов днепровского комплекса. В частности, недостаточно в радиологическом отношении изучены плагиограниты, гранодиориты и диориты. Не исключено, что в будущем

по мере накопления фактического материала днепровские гранитоиды будут разделены на два разновозрастных комплекса *.

Стратиграфические и геохронологические границы западноприазовской, росинско-тикичской и днестровско-бугской серий пока слабо изучены. В настоящее время нет полных разрезов этих серий, нет четкого расчленения на свиты, не установлены надежно нижние и верхние границы как в геологическом, так и радиологическом отношениях.

Породы западноприазовской серии представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, амфиболитами, амфибол-магнетитовыми и пироксен-магнетитовыми кварцитами. Данных о мощности пород западноприазовской серии и расчленении ее на свиты пока нет. Можно лишь судить о преобладании в разрезе этой серии амфиболовых пород, по которым развиваются плагиомигматиты. Последние более древние по отношению к микроклин-плагиоклазовым и существенно микроклиновым аплитоидным и аплито-пегматоидным гранитам, которые по возрасту являются аналогами кировоградско-житомирского комплекса.

В настоящее время уран-торий-свинцовым методом по аутигенным акцессорным минералам из плагиогранитов получены радиологические данные, свидетельствующие об архейском возрасте плагиогранитов Западного Приазовья (Щербак и др., 1977).

Таким образом, верхний возрастной рубеж западноприазовской серии соответствует времени образования гранитоидов днепровского комплекса и четко коррелируется с верхней возрастной границей конкско-верховцевской серии.

Росинско-тикичская серия, по результатам исследований Т. А. Скаржинской, расчленена на две свиты — володарскую и белоцерковскую, очень близкие по ассоциации пород, представленных аподиабазами, апопорфиритами, параамфиболитами различного состава, железистыми кварцитами и кальцифирами. Наличие амфиболсодержащих пород, образовавшихся в результате переработки преимущественно древних эффузивов, является характерной чертой разреза росинско-тикичской серии.

По мнению Т. А. Скаржинской, в эволюции древнего магматизма, обусловившего образование пород росинско-тикичской серии, отмечается увеличение роли более кислых эффузивов от низов разреза к верхам.

Породы росинско-тикичской серии подверглись сильной гранитизации по меньшей мере в два этапа, связанных с образованием пород звенигородского и кировоградско-житомирского комплексов. Наиболее интенсивно проявились процессы, которые обусловили образование гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса. Причем мигматиты диоритового, гранодиоритового и плагиогранитного составов выделяются в звенигородском и кировоградско-житомирском комплексах. Поэтому определение надежных критериев отличия одноименных пород, входящих в состав разновозрастных комплексов, является одной из важнейших и первоочередных задач петрографов. По-видимому, различные условия по глубине и неодинаковый кислотно-щелочной режим формирования гранитоидов звенигородского и кировоградско-житомирского комплексов обусловили отличия в составе одноименных породообразующих и акцессорных минералов.

В разрезе росинско-тикичской серии не известны маркирующие горизонты или пачки пород. Пока не получен и полный разрез этой серии, так как по ксенолитам гранитизированных гнейсов и амфиболитов, наблюдаемых среди гранитоидов, трудно составить представление о характе-

---

* В настоящее время комплексные исследования по решению этой проблемы выполняются сотрудниками ИГФМ АН УССР, ГЕОХИ АН СССР и ИГГД АН СССР.

ре стратиграфической последовательности кристаллических пород, входящих в состав данной стратиграфической единицы.

Остается открытым вопрос о нижней возрастной границе росинско-тикичской серии. Росинско-тикичский район отличается благоприятными условиями для выяснения возраста ортоамфиболитов, входящих в состав володарской и белоцерковской свит.

В настоящее время по единичным реперным изотопным датам, полученным по аутигенным минералам (ортиту, сфену и апатиту), выделенным из порфиробластических аплито-пегматоидных гранитов звенигородского комплекса, отчетливо намечается верхняя геохронологическая граница — 2650 ± 150 млн. лет. Близкие значения возраста получены калий-аргоновым методом по амфиболам из гранодиоритов и плагиогранитов звенигородского комплекса.

Днестровско-бугская серия в схеме УРМСК 1970 г. относится к нерасчлененному архей-нижнепротерозойскому стратиграфическому этажу. В уточненном варианте той же схемы породы данной серии являются самыми древними, архейскими образованиями. Расчленение днестровско-бугской серии на свиты связано с рядом трудностей. Основные из них: первая — заключается в том, что кристаллические породы этой серии интенсивно и многократно переработаны метаморфическими процессами; вторая — в составе днестровско-бугской и лежащей выше бугской серий существенную роль играют глубоко метаморфизованные глиноземистые гнейсы, относимые Е. М. Лазько (1975) к кинцигитовой формации. Наряду с глиноземистыми гнейсами в составе днестровско-бугской серии существенную роль играют кристаллические сланцы, пироксен-плагиоклазовые и амфибол-пироксен-плагиоклазовые гнейсы, кальцифиры, железистые кварциты. Какие породы залегают в низах днестровско-бугской серии — пироксеновые кристаллосланцы или глиноземистые гнейсы? Этот вопрос пока не решен. Мы склонны считать, что древнейшими являются пироксеновые и двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы. В пользу такого представления можно привести два аргумента. Во-первых, в обобщенном разрезе пород Побужья, включающем днестровско-бугскую и бугскую серии, наблюдается четкое увеличение количества глиноземистых гнейсов от низов разреза днестровско-бугской серии к средней части разреза бугской серии. Во-вторых, свинцово-свинцовым изохронным и уран-свинцовым методами по валовым пробам глиноземистых гнейсов получены даты от 3100 до 3300 млн. лет, которые, видимо, показывают возраст области сноса более древних пород, явившихся источником материала для глиноземистых парагнейсов. Высокое содержание глинозема и низкие первичные отношения стронция в последнем могут указывать на базальтовый состав исходного материала — первоисточника для глиноземистых гнейсов.

По мнению Е. М. Лазько (1975), глиноземистые гнейсы кинцигитовой формации лежат в основании разреза метаморфической толщи Побужья. Для окончательного решения вопроса о древнейших породах и основании разреза днестровско-бугской серии необходимы дополнительные геологические и радиологические исследования.

Завершающие этапы метаморфизма пород днестровско-бугской серии в отличие от истории формирования метаморфических толщ в других районах Украинского щита не закончились процессами ультраметаморфизма и гранитоидного магматизма. Поэтому установление и датирование верхнего рубежа днестровско-бугской серии связано с определенными трудностями. Можно лишь предполагать, что в Днестровско-Бугском районе процессы ультраметаморфизма и гранитизации одновременно охватили породы днестровско-бугской и бугской серий.

Таким образом, для архейских метаморфических серий Украинского щита пока более или менее достоверно в геологическом и радиологическом отношениях установлены верхние возрастные границы. Для выделения

надежных нижних стратиграфических границ необходимо провести большой объем комплексных геологических, петрологических и радиологических исследований.

Верхний возрастной рубеж 2850 ± 150 млн. лет, датирующий консолидацию архейских подвижных зон, можно принять за основу для межрегиональной стратиграфической корреляции.

На Украинском щите во всех районах развития докембрия по площади наиболее распространены нижнепротерозойские геологические образования.

В общепринятой стратиграфической схеме докембрия СССР (Келлер и др., 1977) граница между археем и протерозоем принята на рубеже 2600 ± 100 млн. лет. Завершающий этап консолидации архейских образований Украинского щита датируется 2850 ± 150 млн. лет. Начало седиментации и эффузивной деятельности нижнепротерозойских подвижных зон было, несомненно, более поздним. Поэтому рубеж между археем и нижним протерозоем 2600 ± 100 млн. лет вполне реален, что подтверждается фактическим материалом по докембрию Украинского щита.

Нижний протерозой в докембрии Украинского щита представлен мощными толщами метаморфизованных осадочных пород, метавулканиты имеют явно подчиненное значение, чем рассматриваемые породы существенно отличаются от архейских образований.

В раннем протерозое интенсивно проявились разнообразные процессы гранитообразования, в результате которых возникли территориально разобщенные комплексы: подольский, кировоградско-житомирский и приазовский. Основные и ультраосновные породы этой возрастной группы развиты незначительно.

От архейских суперкрустальных толщ разрезы нижнепротерозойских эффузивно-осадочных образований отличаются большой фациальной изменчивостью по мере перехода от одной структурно-фациальной зоны к другой. С этой точки зрения территория щита отчетливо делится на пять мегаблоков, разграниченных крупными глубинными разломами,— Приазовский, Среднеприднепровский, Ингуло-Ингулецкий, Днестровско-Бугский и Северо-Западный.

Стратотипом нижнепротерозойских суперкрустальных образований Украинского щита является криворожская серия, развитая в Среднеприднепровском мегаблоке и непосредственно примыкающая к Криворожско-Кременчугскому разлому. Криворожская серия прослеживается в северо-северо-восточном направлении на расстоянии свыше 200 км, отличается большой мощностью, полнотой разреза и сравнительно хорошей изученностью.

Наиболее полные стратиграфические разрезы этой серии находятся в Саксаганском районе и в центральной части Кременчугской магнитной аномалии (Галещинская синклиналь). Раннепротерозойский возраст криворожской серии доказывается геологическими данными и многочисленными геохронологическими определениями. Во всех сводных обобщающих работах по стратиграфии СССР криворожская серия рассматривается как один из лучших и наиболее изученных стратотипов нижнепротерозойских образований европейской части СССР.

В настоящее время в разрезе криворожской серии выделяются следующие свиты (снизу вверх): новокриворожская, скелеватская, саксаганская, гданцевская и глееватская. Первые три свиты ранее назывались нулевой, нижней и средней, последние две — верхней свитой.

Описание разреза криворожской серии приведено во многих опубликованных работах, поэтому не будем останавливаться на его характеристике. Рассмотрим лишь возрастные соотношения ее нижней части с гранитоидами днепровского комплекса и новые данные по соотношению свит внутри серии. Детальное изучение контактов новокриворожской свиты с залегающими ниже по разрезу гранитами днепровского комп-

лекса убедительно показало, что новокриворожская свита, представленная в некоторых пунктах в нижней части разреза наряду с амфиболитами кварцито-песчаниками, метагравелитами и различными парасланцами, залегает трансгрессивно на размытой поверхности архейского гранитоидного массива. Следует отметить, что местами на древних архейских гранитоидах под новокриворожской свитой сохранилась древняя метаморфизованная кора выветривания мощностью до 20—30 м.

Кроме того, в гданцевской и залегающей выше глееватской свитах (верхней свите криворожской серии) обнаружены железистые кварциты. Как известно, ранее все проявления железистых кварцитов в Криворожье относились исключительно к саксаганской (средней) свите и рассматривались как характерный признак только этой свиты.

Вопрос о нижней возрастной границе криворожской серии обсуждался в начале настоящей главы в связи с установлением рубежа между археем и протерозоем. Этой проблемы мы также коснемся далее (гл. III) при рассмотрении вопросов о датировании сульфидной минерализации в Среднеприднепровском районе. Здесь лишь отметим, что пока не будет окончательно установлено время проявления палеовулканитов новокриворожской свиты или седиментации пород скелеватской свиты, вопрос о нижней границе криворожской серии однозначно решить нельзя. Эти проблемы ждут своего решения.

Верхняя возрастная граница криворожской серии в настоящее время надежно определена в геологическом и радиологическом плане.

Породы всех свит криворожской серии секутся жилами щелочных метасоматитов, генетически связанных с гранитами кировоградско-житомирского комплекса. Радиологический возраст метасоматических образований надежно определен по реперным датам и составляет 1850 ± ± 100 млн. лет.

Парастратотипами нижнепротерозойских суперкрустальных образований Украинского щита являются: в Ингуло-Ингулецком мегаблоке — ингуло-ингулецкая, в Северо-Западном — тетеревская, в Днестровско-Бугском — бугская, в Приазовском — центральноприазовская серии. От криворожской серии они отличаются более высоким уровнем регионального метаморфизма, соответствующим, как правило, гранулитовой или амфиболитовой фации.

Наиболее значительные отличия от стратотипа установлены в бугском нарастратотипе, характеризующем нижнепротерозойские суперкрустальные образования западной части Украинского щита. При изучении бугской серии в ее разрезе установлены пять свит (снизу вверх): каменно-костоватская, рощаховская, кошаро-александровская, хощевато-завальевская и синицевская. Все они существенно отличаются между собой по вещественному составу пород.

Тетеревская серия представлена четырьмя свитами: виленской, кочеровской, городской и клесовской.

Поводом для отнесения бугской серии к нижнему протерозою служит наличие в ней графитовых гнейсов, в которых содержание графита иногда достигает 15—20%, а также постоянные находки в терригенных породах различных свит окатанных цирконов, изотопный возраст которых составляет 2800 млн. лет, т. е. они совершенно аналогичны по возрасту кластогенным цирконам скелеватской свиты криворожской серии. Эти цирконы, очевидно, одновозрастны с теми архейскими породами, которые размывались в раннепротерозойское время и были источником материала для накопления осадочных толщ бугской серии.

Состав пород нижних свит бугской серии, в частности обилие в них белых кварцитов и высокоглиноземистых пород, является известным показателем, что породы этих свит представляют собой в основном метаморфизованные продукты размыва древних кор выветривания, существовавших на архейском фундаменте в предбугское время.

Верхняя возрастная граница бугской (подольской) серии определяется образованием гранитоидов подольского комплекса, охарактеризованного многочисленными реперными изотопными датами (Щербак, 1975).

Имеющиеся данные показывают, что этап метаморфизма глиноземистых гнейсов предшествовал процессам гранитизации. Эти геологические события происходили в течение весьма длительного периода — от 2300 до 1900 млн. лет. Причем метаморфизм и образование автохтонных гранитоидов (типа бердичевских гранитов и эндербитов) ограничивались временем 2300—2100 млн. лет, а образование аллохтонных гранитоидов (типа аплито-пегматоидных гранитов и ортоклазовых чарнокитов) происходило в более позднее время — 2100—1900 млн. лет.

Тетеревская серия завершает разрез нижнепротерозойских суперкрустальных образований в западной части Украинского щита. Большая часть ее разреза сложена биотитовыми плагиогнейсами, нередко с отдельными зернами граната, силлиманита и чешуйками графита. В целом эти породы составляют виленскую и городскую свиты. Они лежат с большим структурным несогласием на более древних породах: в одних случаях — на гранитоидах древнего звенигородского комплекса, в других — на гнейсах, относящихся к тем или иным свитам бугской серии. Показательно, что в нижней части разреза виленской свиты в ряде пунктов обнаружены конгломераты или рассеянные среди плагиогнейсов гальки и валуны различных гранитоидов и амфиболитов. Отличительной чертой кочеровской свиты является наличие в ее составе мощной толщи карбонатных пород.

Выше городской свиты располагается завершающая разрез тетеревской серии клесовская свита, более известная в Северо-Западном районе Украинского щита под названием осницкой, или новоградволынской. Она представлена разрозненными фрагментами среди гранитоидов. Лишь обобщение всех имеющихся данных дает представление о своеобразной эффузивно-осадочной формации, в разрезе которой преобладают эффузивные породы. Кроме последних в состав описываемой свиты входят туффиты, метаалевролиты, биотитовые гнейсы и сланцы.

В ранее опубликованных схемах клесовская свита относилась к среднему протерозою, что было основано на данных, полученных с помощью калий-аргонового метода по слюдам, значения возраста которых соответствуют наложенным процессам. Имеющиеся датировки амфиболов из пород клесовской свиты составляют 1900—2000 млн. лет. Такой возраст пород клесовской свиты подтверждается датировками по цирконам, выделенным из порфиритов (Щербак и др., 1978).

Каждой из рассмотренных серий суперкрустальных пород западной части Украинского щита соответствует сопряженный с нею комплекс ультраметаморфических пород: бугской серии — подольский, тетеревской — кировоградско-житомирский. Эти комплексы соответствуют верхним возрастным границам формирования названных серий. В нашем представлении, серия суперкрустальных пород и соответствующий ей по времени метаморфизма гранитоидный комплекс характеризуют в совокупности тектоно-магматический цикл с основными этапами развития: 1 — прогибания подвижной зоны и накопления осадочных и эффузивных толщ; 2 — инверсии, складчатости, развития гранитизации и образования ультраметагенных гранитоидных пород.

Подольский гранитоидный комплекс представлен широко известными породами — чарнокитами, гранат-кордиеритовыми бердичевскими гранитами, гранат-гиперстеновыми мигматитами (винницитами), собитами и др. Изотопный возраст пород этого комплекса по многочисленным определениям по различным акцессорным минералам составляет 2150± ±100 млн. лет.

Кировоградско-житомирский гранитоидный комплекс детально описан

в литературе. На Украинском щите породы этого комплекса распространены очень широко не только в западных, но и в центральных районах щита, а также в Приазовье, где он именуется приазовским. К этому комплексу мы относим так называемые осницкие граниты, широко развитые в Северо-Западном районе щита и вскрытые во многих районах кристаллического фундамента на территории Белоруссии. Многочисленные датировки этих гранитов по биотиту и амфиболу укладываются в пределы узкого интервала 1800—2000 млн. лет. Как известно, такой же возраст, по многочисленным определениям свинцово-изотопным методом, имеют и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса. Таким образом, осницкие, кировоградские и житомирские граниты по возрасту не отличаются. Ранее осницкие граниты ошибочно относили к среднему протерозою, что базировалось на явно заниженных геохронологических определениях, выполнявшихся в основном по биотиту.

Итак, в раннем протерозое в западной части щита проявились два сближенных тектоно-магматических цикла. Разграничивает их во времени сравнительно короткий интервал, судя по времени формирования подольского и кировоградско-житомирского комплексов, примерно 250 млн. лет. В остальных районах щита в раннем протерозое отчетливо выделяется пока лишь один тектоно-магматический цикл, охватывающий время седиментации пород криворожской, ингуло-ингулецкой и центрально-приазовской серий и образования в процессе общей инверсии гранитоидов кировоградско-житомирского и приазовского комплексов.

Весь изложенный материал позволяет предположить, что к концу раннего протерозоя в результате интенсивных процессов гранитообразования завершилась консолидация подвижных зон Украинского щита — территория щита превратилась в субплатформу. Развитые в Приазовье, Среднем Приднепровье и западной части Украинского щита архейские породы образуют по отношению к соседним территориям архейскую платформу. Этапы консолидации как архейских, так и протерозойских метаморфизованных эффузивно-осадочных пород синхронны с процессами гранитообразования. В стратиграфическом смысле они соответствуют верхним возрастным границам серии метаморфических пород. В раннем протерозое, в отличие от архея, завершающий этап образования каждой серии знаменуется гранитообразованием, проявившемся одновременно во всех районах щита.

Субплатформенная стадия развития Украинского щита отмечена накоплением на размытой поверхности нижнепротерозойского фундамента континентальных образований, среди которых находятся метапесчаники, кварциты, метагравелиты, метаконгломераты, филлитовидные и хлоритовые сланцы, покровы кварцевых порфиров, диабазов, андезитовых и диабазовых порфиритов. Породы дислоцированы, нередко залегают под углами от 30 до 50°, развиты преимущественно в северо-западной части щита, где образуют пугачевскую серию. Эта серия делится на две свиты (снизу вверх): белокоровичскую и озерянскую.

Установлено, что все эти породы по отношению к гранитам коростенского комплекса более древние.

Многофазный Коростенский плутон габбро, лабрадоритов и гранитов рапакиви находится в северо-западной части Украинского щита, имеет площадь около 5000 км^2 и представляет собой лакколит, внедрившийся в зону контакта пород пугачевской серии с лежащими ниже нижнепротерозойскими толщами. Изотопный возраст гранитоидов Коростенского плутона по многочисленным определениям калий-аргоновым и свинцово-изотопным методами составляет 1700 млн. лет.

В центральной части Украинского щита находится аналогичный Коростенскому, но несколько меньших размеров, Корсунь-Новомиргородский плутон. В его составе преобладают также габброидные породы и граниты рапакиви. Первые определения возраста габброидов свинцово-изо-

топным методом показали, что они по времени образования близки с гранитами рапакиви.

К протерозою относится также восточноприазовский граносиенитовый комплекс, сформировавшийся в условиях молодой платформы. Представлен он несколькими сравнительно крупными массивами — Южно-Кальчикским, Кальмиус-Еланчикским, Октябрьским и несколькими мелкими телами. В настоящее время массивы щелочных протерозойских пород обнаружены под мощным платформенным чехлом в Среднем Приднепровье — по р. Терсе и в районе г. Мелитополя, а также в западной части щита (Царовский и др., 1980).

По данным Н. А. Елисеева и др. (1965), при сопоставлении результатов определения изотопного возраста с геологическими данными отчетливо выделяются три группы пород: 1 — сиениты и субщелочные граниты (1800—1950 млн. лет); 2 — щелочные сиениты, сиенит-пегматиты и контактно-реакционные образования этих пород (1740—1850 млн. лет); 3 — нефелиновые сиениты, мариуполиты, фениты, натриевые метасоматиты трещинных зон, альбитизированные граниты и мигматиты (1450—1600 млн. лет). Первые этапы формирования образований восточноприазовского граносиенитового комплекса синхронны с гранитами кировоградско-житомирского комплекса.

С образованием Коростенского и Корсунь-Новомиргородского плутонов габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви, с завершением формирования восточноприазовского граносиенитового комплекса Украинский щит превратился в жесткую консолидированную платформу. В позднем протерозое на территории щита происходило лишь накопление платформенных континентальных образований. Реликты древнего платформенного чехла, который, по-видимому, ранее был широко распространен, сохранились в настоящее время лишь в северо-западной части щита — в Полесье. Они представлены породами овручской серии. В настоящее время породы этой серии выполняют тектоническую депрессию, протягивающуюся в широтном направлении на расстояние более 100 км. Подстилают овручскую серию граниты коростенского комплекса, на которых залегают доовручская кора выветривания, местами — гнейсы, предположительно относящиеся к тетеревской серии. Залегают породы овручской серии полого, углы падения не превышают 10°.

В разрезе овручской серии выделены две свиты. Нижняя — збраньковская — сложена диабазами, кварцевыми порфирами, трахиандезитами, чередующимися с туфогенными песчаниками и метаконгломератами, залегающими обычно в нижней части разреза. Верхняя — толкачевская — представлена в основном розовыми кварцитами, содержащими подчиненные прослои пирофиллитовых сланцев. Изотопный возраст пород этих свит, полученный свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами, составляет 1200—1500 млн. лет.

В кристаллическом фундаменте интенсивно проявились зоны активизации с широким развитием различных метасоматитов, часто характеризующихся редкометальной минерализацией. К ним относится Пержанская зона в северо-западной части Украинского щита, близ границы с Белоруссией. В этой зоне метасоматическому изменению подверглись преимущественно нижнепротерозойские породы. По определениям, выполненным по цирконам, метасоматические процессы датируются около 1200—1300 млн. лет.

К этому времени относится образование метасоматически измененных гранитов Каменных Могил, сел Екатериновки, Стародубовки, Новоянисоли в Центральном и Восточном Приазовье, характеризующихся своеобразной редкоземельной и редкометальной минерализацией. Эти граниты образуют дискордантные тела среди пород центральноприазовской серии и являются более молодыми по сравнению с дайками кварцевых порфиров, диабазов и диабазовых порфиритов, секущих в свою очередь

сиениты, граносиениты и другие интрузивные породы восточноприазовского граносиенитового комплекса.

Следует отметить, что многие выделенные на Украинском щите серии суперкрустальных пород и комплексы ультраметагенных гранитоидных пород имеют четкие аналоги на расположенных вблизи кристаллических массивах — Воронежском и Белорусском. Это свидетельствует об общности геологического развития трех регионов в раннем докембрии.

Подводя итог изложенным представлениям о сложной проблеме гео-

Таблица 8

Геохронологическая схема докембрия Украинского щита

Группа	Подгруппа	Геохронологический рубеж, млн. лет	Серия метаморфических пород *	Комплекс гранитоидов *
Протерозойская	Верхняя	1650±50	Овручская	Пержанский
	Нижняя	1900±100	Пугачевская	Коростенский
		2600±100	Тетеревская Бугская Ингуло-ингулецкая Криворожская Центральноприазовская	Кировоградско-житомирский Подольский Приазовский
Архейская		>3000	Днестровско-бугская Росинско-тикичская Конкско-верховцевская Западноприазовская	Звенигородский Днепровский

* Серии и комплексы в пределах группы стратиграфически эквивалентны, их перечень дан в географической последовательности с запада на восток.

логических и геохронологических рубежей главнейших стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита, можно сделать следующие выводы:

1. В четырех районах Украинского щита развиты метаморфические породы и гранитоиды архейского возраста: конкско-верховцевская, западноприазовская, росинско-тикичская и днестровско-бугская серии, днепровский и звенигородский комплексы гранитоидов.

2. Для метаморфических пород конкско-верховцевской, западноприазовской и росинско-тикичской серий надежно установлены верхние возрастные рубежи, связанные с образованием гранитоидов днепровского и звенигородского комплексов. Изотопный возраст днепровских и звенигородских гранитоидов составляет 2850 ± 150 млн. лет. Этот рубеж можно принять как реперный для межрегиональной корреляции.

3. Завершающий этап регионального метаморфизма пород днестровско-бугской серии проявился в архее. Гранитизация образований днестровско-бугской серии протекала в архейское и раннепротерозойское время.

4. Для центральноприазовской, криворожской, ингуло-ингулецкой и тетеревской серий метаморфических пород геологически и радиологически надежно установлен верхний возрастной рубеж, к которому приурочены гранитоиды кировоградско-житомирского и приазовского комплексов. Рубеж 1950 ± 100 млн. лет можно принять как основной для межрегиональной стратиграфической корреляции.

5. В определении верхних возрастных границ крупных стратиграфических подразделений Украинского щита важную роль играют дайковые и метасоматические образования, по которым надежно установлен

изотопный возраст. Особенно важное значение имеют метасоматические образования, приуроченные к завершающим этапам формирования гранитоидов протерозойского возраста.

6. Нижние возрастные границы архейских и протерозойских серий метаморфических пород определяются по процессам палеовулканизма. Так, по данным, полученным с помощью уран-свинцового метода, метавулканиты, залегающие в верхней части конкской свиты, имеют возраст 3250, метавулканиты клесовской серии — 2100, а эффузивные образования збраньковской свиты овручской серии — 1200 млн. лет.

7. Ориентировочно возрастные пределы нижних границ серий метаморфических пород, в основании которых залегают парапороды, установлены по возрасту кластогенного материала и геологических образований, возникших после формирования метаморфизованных осадочных толщ. Так, для скелеватской свиты возрастные пределы составляют 2700—2200 млн. лет. Первая дата соответствует возрасту области сноса, послужившей источником материала для образования кластогенных пород скелеватской свиты, вторая — возрасту жильных тел сульфидов, секущих метаморфизованные осадочные породы этой же толщи.

8. В заключение приводим сводную геохронологическую схему докембрия Украинского щита (табл. 8), в которой указаны лишь крупные стратиграфические подразделения — серии метаморфических пород и комплексы гранитоидов. Основные рубежи в предлагаемой схеме приведены в соответствии с общей стратиграфической шкалой докембрия СССР.

ГЛАВА II

ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ДОНБАССА, ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ, КРЫМА И СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Как уже отмечалось, основной объем изотопных исследований, выполненных в последние три десятилетия радиологическими лабораториями Киева, Ленинграда и Москвы, приходится на докембрий Украинского щита. По фанерозою Украины получено значительно меньше изотопных дат, так как для возрастного расчленения последокембрийских образований главным является биостратиграфический метод. В настоящее время наибольшее количество изотопных определений возраста пород и минералов получено по Советским Карпатам, в геологическом строении которых важное место занимают благоприятные для изотопного датирования вулканогенные породы. Кроме вулканогенных пород для изотопного датирования широко использовались гидрослюдистые минералы. Интерпретация дат, полученных по валу осадочных пород, часто затруднена, так как в этих образованиях обычно присутствуют кластогенные калийсодержащие и гидрослюдистые минералы, связанные с эпигенетическими процессами.

По Донбассу в настоящее время имеется 103 определения изотопного возраста пород и минералов, отобранных в 46 пунктах (табл. 9). Наибольший интерес представляют данные, полученные по вулканическим породам, развитым в районе сочленения Приазовской части Украинского щита с Донецким бассейном (табл. 9, пробы 23, 24). Большинство датировок вулканических пород приходится на карбон и девон. Значения возраста 380—420 млн. лет — самые древние для вулканитов этого района.

Значительное количество датировок приходится на интервал 230—250 млн. лет. Такие даты получены по гидрослюдистым минералам и по валу мелкозернистых пород — аргиллитов и сланцев. Калийсодержащие минералы этого возраста, видимо, связаны с пфальцской фазой складчатости (Балуховский, 1958), интенсивно проявившейся в Донецком бассейне и Днепровско-Донецкой впадине.

В некоторых случаях получаются аномальные даты, не согласующиеся с геологическими данными. Например, по роговой обманке из андезитов, секущих отложения среднего карбона, получена изотопная дата 380 млн. лет, которую можно объяснить наличием избыточного аргона в данном минерале. Такое предположение подтверждается тем, что по серициту из песчаников, вмещающих тело андезитов, установлена дата 323 млн. лет, соответствующая среднему карбону.

В целом геологические образования Донецкого бассейна изотопными датами охарактеризованы крайне недостаточно, хотя осадочные и вулканогенные породы благоприятны для получения реперных или опорных изотопных датировок, необходимых для разработки и уточнения геохронологической шкалы фанерозоя. По нашему мнению, целесообразно провести комплексные радиологические исследования там, где наблюдается чередование вулканогенных образований и фаунистически охарактеризованных осадочных пород. Подобные объекты известны в различных

Таблица 9

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
1	Селезневский уч-к Скв. Ц-153, гл. 1080 м	Сланец глинистый, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюдистая фр. (0,001 мм)
1/1	Скв. Ц-153, гл. 1104—1106 м	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюда
1/2	Скв. Ц-153, гл. 570 м	Сланец глинистый, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюдистая фр. (0,001 мм)
1/3	Скв. Ц-153, гл. 510—115 м	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюда
2	Волвенковский купол, северное крыло, скв. 8, гл. 464 м	Аргиллит, среднекартамышская подсвита, граница карбона и перми	»
2/1	То же	То же	»
	Картамышская мульда		
3	Скв. 6796	» »	»
3/1	Скв. 6796, гл. 446,6—447,1 м	Аргиллит, нижнекартамышская подсвита, карбон	»
	Мироновский уч-к		
4	Скв. Ц-153, гл. 1025 м	Сланец глинистый, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюдистая фр. (0,001 мм)
4/1	Скв. Ц-153, гл. 1027—1035 м	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюда
4/2	Скв. Ц-153, гл. 1230 м	Сланец глинистый, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюдистая фр. (0,001 мм)
4/3	Скв. Ц-153, гл. 1233—1253 м	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюда
4/4	Скв. Ц-153, гл. 1682 м	Сланец глинистый, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюдистая фр. (0,001 мм)
4/5	Скв. Ц-153, гл. 1573 м	То же	То же
4/6	Скв. Ц-153, гл. 1580—1585 м	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	Серицит
5	с. Никитовка	Песчаник слюдистый, средний карбон	»
6	Бражинский уч-к, скв. 100-Ц	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	»
7	Чистяковский уч-к, скв. 176, гл. 1009 м	Аргиллит, продуктивная толща, средний карбон	Аргиллит (фр. 0,001 мм)
7/1	То же	То же	То же
8	Нагольный кряж, обн. 36-Луч	Кварцевая жила	Гидрослюда
9	Шахта 1-2 им. Свердлова	Зона ртутоносных тектонических нарушений	»
	Должанский уч-к, Володарский рудник		
10	Скв. 2421, гл. 1198 м	Аргиллит, продуктивная толща, средний карбон	Аргиллит (фр. 0,001 мм)
10/1	Скв. 2421, гл. 1195 м	То же	То же
10/2	То же	» »	Полевошпатовая фр.
10/3	Скв. 2782, гл. 1109—1122 м	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	Серицит
11	Юго-Западный Донбасс, Кураховская структура, скв. 8502, гл. 745 м	Роговик на контакте с шонкинитом, интрузивное тело в отложениях среднего и верхнего карбона	Порода
11/1	То же	Шонкинит, интрузивное тело в отложениях среднего и верхнего карбона	Полевой шпат
12	Южный Донбасс, Трудовской уч-к, скв. 7, гл. 125 м	Аргиллит, продуктивная толща, средний карбон	Аргиллит (фр. 0,001 мм)
12/1	То же	То же	То же

Изотопный возраст пород Донбасса (калий-аргоновый метод)

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
К %	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
3,35	0,580	234	ИГФМ АН УССР	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 769)
4,52	1,068	312	То же	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 770)
3,55	0,623	237	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 772)
5,00	1,210	319	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 771)
3,12	0,658	281	» »	Лапчик Ф. Е., Зайдис Б. Б., 1976 (4251)
2,50	0,510	273	» »	Публикуется впервые (Лапчик Ф. Е., 4222)
2,20	0,480	290	» »	Лапчик Ф. Е., Зайдис Б. Б., 1976 (11 000)
1,80	0,400	295	» »	Лапчик Ф. Е., Зайдис Б. Б., 1976 (10 963)
3,95	0,712	243	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 763)
4,47	1,085	320	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 764)
4,37	0,729	226	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 761)
4,95	1,228	326	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 762)
4,00	0,694	234	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 765)
3,50	0,600	232	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 767)
4,12	0,983	315	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А., 768)
2,88	0,428	202	» »	Семененко Н. П. и др., 1974а (Скаржинский В. И., 91-III)
4,30	1,063	325	» »	Семененко Н. П. и др., 1974а (Овейси Н. А.)
4,84	0,757	213	» »	Семененко Н. П. и др., 1967 а (Овейси Н. А.)
4,10	0,694	229	» »	То же
6,00	1,139	255	» »	Публикуется впервые (Кузнецов Ю. А.)
6,25	1,037	225	» »	Публикуется впервые (Жулид В. А.)
2,90	0,516	240	» »	Семененко Н. П. и др., 1967а (Овейси Н. А.)
5,90	0,996	228	» »	То же
1,48	0,267	243	» »	Публикуется впервые (Овейси Н. А.)
5,00	1,068	284	» »	Семененко Н. П. и др., 1974а (Овейси Н. А.)
3,20	0,534	226	» »	Семененко Н. П. и др., 1974а (Овейси Н. А.)
6,30	1,014	218	» »	То же
3,80	0,658	234	» »	Семененко Н. П. и др., 1967а (Овейси Н. А.)
3,00	0,534	240	» »	То же

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
13	Центральный Донбасс	Шонкинит, интрузивное тело в отложениях карбона	Порода
13/1	То же	Плагиопорфир	»
14	Южный Донбасс, Трудовской уч-к, скв. 8180	Андезито-дацит, пластовая интрузия, средний — верхний карбон	»
15	Южный Донбасс, Трудовской уч-к, скв. 8300, гл. 689 м	Андезито-дацит, пластовая интрузия, средний — верхний карбон	»
15/1	Донбасс, Марьинский р-н, скв. 8830	Порфирит, девон	»
16	Южный Донбасс, Трудовской уч-к, скв. 8226, гл. 597 м	» »	»
16/1	То же	» »	»
16/2	Скв. 8226, гл. 612,6 м	Андезит, интрузивное тело, секущее образования среднего карбона	Роговая обманка
17	Нагольный кряж, скв. 239 а	Песчаник, продуктивная толща, средний карбон	Серицит
18	Нагольный кряж, скв. 1	Глинистый сланец, продуктивная толща, средний карбон	Гидрослюдистая фр. (0,001 мм)
19	Нагольный кряж	Сланец глинисто-алевролитовый	Мусковит
19/1	» »	Глина	Мусковит (серицит)
19/2	Нагольный кряж, шахта № 69	Каолинит	Гидрослюда с каолинитом
20	Нагольный кряж, с. Бобриковка	Кварцевая жила	Гидрослюда
	с. Новотроицкое		
21	Скв. 1, гл. 589,3 м	Базальт щелочной, средний палеозой	Порода
21/1	Скв. 1, гл. 782,3 м	Трахиандезит	»
21/2	Скв. 8, гл. 383 м	Базальт щелочной	»
22	с. Раздольное, р. Кальмиус	Трахиандезит	»
22/1	с. Раздольное	Трахит, галька в песчанике	»
23	с. Покрово-Киреево	Андезит	»
23/1	» »	Кератофир	»
23/2	» »	Фонолит	»
23/3	» »	Лампрофир	»
23/4	» »	Андезит	»
	с. Покрово-Киреево		
24	Скв. 518, гл. 108,5 м	Пикрит жильный, средний палеозой	»
24/1	Скв. 136, гл. 76,5 м	Лимбургит эффузивный, средний палеозой	»
24/2	Скв. 176, гл. 164 м	Авгитит щелочной, средний палеозой	»
24/3	Скв. 187, гл. 86 м	Сиенит нефелиновый, средний палеозой	»
24/4	Скв. 18-А, гл. 383 м	Брекчия ультрамафитов	»
24/5	Скв. 92-А, гл. 355 м	То же	»
24/6	Скв. 518, гл. 108,5 м	Пикрит слюдяной	»
24/7	Скв. 169, гл. 110 м	Брекчия слюдяного пикрита	»
24/8	То же	То же	»
24/9	Скв. 452, гл. 152 м	» »	Слюда
24/10	Скв. 78, гл. 263 м	Базальтоиды и брекчия	Порода

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K %	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
0,67	0,195	377	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Кузнецов Ю. А., 169-НП)
1,37	0,098	100	То же	Публикуется впервые (Кузнецов Ю. А., 237)
3,30	0,569	233	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А.)
3,65	0,625	232	» »	Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А., 1975 (Кузнецов Ю. А.)
2,50	0,468	252	» »	Публикуется впервые
3,50	0,630	243	» »	То же
3,60	0,552	209	» »	» »
1,28	0,377	382	» »	Бернадская Л. Г., Усенко И. С. 1965
3,90	0,955	323	» »	Семененко Н. П. и др., 1974а (Кузнецов Ю. А.)
2,90	0,498	232	» »	То же
3,00	0,356	164	» »	Публикуется впервые (Кузнецов Ю. А., 200а-Бол.)
0,60	0,107	240	» »	Публикуется впервые (Кузнецов Ю. А., 1-Сер.)
6,57	1,314	268	» »	Публикуется впервые (Жулид В. А., 69)
4,00	0,725	244	» »	Білоконь В. Г. та ін., 1970
1,75	0,463	346	ИГЕМ АН СССР	Гоньшакова В. И. и др., 1968 (423/65)
1,56	0,384	324	То же	Гоньшакова В. И. и др., 1968 (448/65)
7,62±0,06	0,182±0,025	316	» »	Бутурлинов Н. В. и др., 1973
2,60	0,697	350	» »	Гоньшакова В. И. и др., 1968 (64/63)
4,38±0,04	1,160±0,016	347±12	» »	Бутурлинов Н. В. и др., 1973
2,16	0,285	181	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Скаржинский В. И., Ф-1361)
2,50	0,443	239	То же	Публикуется впервые (Скаржинский В. И., 1421/64)
4,60	0,847	248	» »	Публикуется впервые (Скаржинский В. И. 1372)
3,80	0,730	258	» »	Публикуется впервые (Скаржинский В. И., Ф-1375)
3,80	0,655	233	» »	Публикуется впервые (Скаржинский В. И.)
0,96	0,282	381	ИГЕМ АН СССР	Гоньшакова В. И. и др., 1968 (677/65)
1,76	0,502	371	То же	Гоньшакова В. И. и др., 1968 (25/63)
1,14	0,328	374	» »	Гоньшакова В. И. и др., 1968 (49/63)
7,43	1,795	319	» »	Гоньшакова В. И. и др., 1968 (33/63)
1,09±0,02	0,325±0,009	385±20	» »	Гоньшакова В. И. и др., 1974
0,65±0,04	0,199±0,006	395±30	» »	То же
0,54±0,01	0,178±0,006	425±34	» »	» »
1,69±0,02	0,522±0,012	398±20	» »	Бутурлинов Н. В. и др., 1973
2,66±0,03	0,832±0,018	404±20	» »	Гоньшакова В. И. и др., 1974
4,33±0,04	1,390±0,025	412±12	» »	То же
2,96±0,04	0,654±0,014	294±12	» »	» »

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
24/11	Скв. 85, гл. 400 м	Базальтоиды и брекчия	Порода
24/12	Скв. 76[a], гл. 58 м	Лампрофир	»
24/13	Скв. 76, гл. 128 м	»	»
24/14	Скв. 76, гл. 243 м	Тефрифонолит, жила в базальтах	»
24/15	Скв. 76, гл. 264 м	Псевдолейцит	»
24/16	Скв. 77, гл. 335 м	»	»
24/17	Скв. 102, гл. 350 м	»	»
24/18	Скв. 200, гл. 113 м	Плагиопорфир	»
24/19	Скв. 59, гл. 100 м	Плагиопорфир калишпатизированный	»
24/20	Скв. 148, гл. 216 м	Андезит	»
24/21	Скв. 148, гл. 176,9 м	»	»
24/22	Скв. 67, гл. 126 м	Камптонит	»
25	Приазовье, Октябрьский массив, скв. 300, гл. 597 м	Щелочной сиенит, секущий габбро-перидотит	»
25/1	Приазовье, Октябрьский массив, балка Мазурова	Мариуполит	»
26	р. Мокрая Волноваха, в 10 км от с. Стылы	Андезит	»
27	г. Красногоровка, скв. 8338, гл. 146,6 м	Шонкинит, межпластовая залежь в отложениях свиты C_2^3	»
28	Южный Донбасс, скв. 9272, гл. 125—130 м	Шонкинит	»
29	Камышевахинское водохранилище	Плагиопорфир	»
30	с. Новотроицкое, скв. 8, гл. 255 м	Кварцевый латит	»
31	с. Новотроицкое, скв. 8, гл. 258 м	» »	»
32	Приазовье, р. Конка, с. Конкские Раздоры	Ортофир, дайка	»
33	То же	» »	»
34/1	» »	Андезит	Роговая обманка
34/2	» »	Трахиандезит	Порода
34/3	» »	Андезит	»
35/1	Приазовье, по р. Конке выше хут. Драгунского	»	»
35/2	Приазовье, по р. Конке выше хут. Драгунского	Трахиандезит	»
35/3	То же	Монцонит-порфир, шток	»
35/4	» »	То же	»
36	р. Средний Тузлов, в 7 км от с. Лысогорки	Лампрофир?, межпластовая залежь в породах свиты C_2	»
37	Балка Уюк, в 1 км от хут. Шевченко	Андезито-дацит	»
38	р. Большой Несветай, хут. Болдыревка	» »	»
39	р. Малый Несветай, хут. Алексеевка	» »	»
40	р. Аюта, хут. Новоивановка	» »	»
41	г. Новошахтинск, шахта № 5	» »	»
41	Приазовье, по р. Каратышу выше с. Новокарповки	Андезит	Амфибол
42/1	То же	»	Порода
42/2	» »	»	Роговая обманка
42/3	» »	»	»
42/4	» »	»	»
42/5	» »	»	»

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
К %	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
2,32±0,04	0,520±0,012	298±12	ИГЕМ АН СССР	Гоньшакова В. И. и др., 1974
3,18±0,04	0,570±0,012	242±12	То же	То же
4,22±0,04	0,876±0,018	278±20	» »	» »
4,85±0,05	1,070±0,020	293±10	» »	» »
8,52±0,07	2,03±0,03	315±15	» »	» »
5,36±0,05	1,200±0,020	298±12	» »	» »
5,76±0,05	1,290±0,020	298±10	» »	» »
4,93±0,04	1,050±0,015	283±15	» »	Зарицкий А. И. и др., 1973
10,72±0,07	2,080±0,030	261±10	» »	То же
1,60±0,03	0,257±0,005	218±13	» »	» »
1,74±0,03	0,223±0,005	176±10	» »	» »
1,97±0,02	0,630±0,014	410	» »	Бутурлинов Н. В. и др., 1973
5,19±0,04	6,270±0,090	1220	» »	Гоньшакова В. И. и др., 1973
2,78±0,03	3,570±0,055	1270	» »	То же
1,07±0,02	0,152±0,005	195	» »	» »
3,42	0,605	239	ИГН АН УССР	Публикуется впервые (Вернадская Л. Г.)
4,6	0,554	166	Фрейбергская горная академия (ГДР)	Публикуется впервые (Бутурлинов Н. В.)
4,45±0,04	0,866±0,018	261±10	ИГЕМ АН СССР	Зарицкий А. И. и др., 1973
3,58±0,04	0,742±0,015	276±12	То же	То же
4,27±0,04	0,892±0,018	278±12	» »	» »
4,23	0,800	254	ИГН АН УССР	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965
3,56	0,733	275	То же	То же
1,24	0,175	192	» »	» »
3,80	0,587	209	» »	Щербак Н. П. и др., 1978б (Бернадская Л. Г.)
2,35	0,356	206	» »	То же
2,82	0,436	210	» »	» »
4,10	0,712	234	» »	Щербак Н. П. и др., 1978б (Бернадская Л. Г.)
3,40	0,590	234	» »	То же
3,40	0,569	227	» »	» »
1,17	0,206	237±6	Ростов. ун-т	Усков М. Б., Винтер А. М., 1972
1,04	0,164	214±5	То же	То же
1,24	0,199	218±6	» »	» »
1,16	0,177	208±6	» »	» »
1,14	0,168	200±8	» »	» »
1,46	0,254	238±6	» »	» »
1,15	0,200	234	ИГН АН УССР	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965
1,30	0,356	357	То же	То же
0,52	0,178	437	» »	» »
0,40	0,105	344±40	» »	» »
0,32	0,107	427	» »	Публикуется впервые (Бернадская Л. Г.)
0,39	0,124	409	» »	То же

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
43	р. Камышеваха, Амвросиевский р-н	Одинит	Порода
44	р. Крымка, у с. Калиново	Камптонит	»

районах Донбасса. Особый интерес представляют Южный Донбасс, зона контакта с докембрийскими образованиями Украинского щита. Целенаправленное и комплексное проведение радиологических и палеонтологических исследований в юго-западной части Донбасса приведет к установлению реперных изотопных датировок нижнего и среднего палеозоя.

В Днепровско-Донецкой впадине определения изотопного возраста выполнены только по каменному материалу, полученному в результате бурения. Исследования произведены всего лишь по 24 скважинам, размещенным главным образом в осевой части Днепровско-Донецкой впадины.

Среди вулканогенных пород Днепровско-Донецкой впадины выделяются несколько групп. Самая древняя представлена основными породами трапповой формации, которые встречены на локальных площадях Логовиковской и Колайдинской структур. Изотопный возраст диабазов трапповой формации (табл. 10, пробы 16/1, 17, 17/1, 17/2, 17/3, 19) составляет 530—600 млн. лет. Отличительной чертой основных пород трапповой формации является относительно низкое содержание калия. Даты 530—600 млн. лет требуется подтвердить геологически и радиологически. Пока интерпретировать их трудно. В Днепровско-Донецкой впадине отмечаются вулканогенные породы, связанные с раннегерцинской (400—350) и позднегерцинской (340—280 млн. лет) эпохами. Раннегерцинские вулканогенные породы (табл. 10, пробы 6, 8/2, 8/3, 8/6, 12) представлены преимущественно базальтами и диабазами. Среди позднегерцинских вулканитов наряду с диабазами и базальтами важную роль играют трахиты, риолиты, ортофиры и порфириты. Однако геологически раннегерцинские и позднегерцинские вулканогенные породы трудно различить, так как часто они находятся совместно в одних и тех же вулканогенно-осадочных толщах девона. Проблема позднегерцинских вулканогенных образований требует дальнейших геологических и радиологических исследований.

В четырех скважинах вскрыты кристаллические породы докембрийского фундамента (табл. 10, пробы 4, 7, 14/2, 24). Максимальные даты 1350—1420 млн. лет (пробы 7, 14/2) получены по биотитовому гнейсу и граниту. Однако интерпретировать эти значения следует не как время образования гнейсов и гранитов, а скорее всего как этап проявления наложенных геологических процессов. Например, в юго-западной части Украинского щита этой дате соответствует блоковое воздымание кристаллических пород, которое сопровождается повторным накоплением калийсодержащими минералами радиогенного аргона.

По валу метаморфизованных обломочных пород установлены самые различные даты (табл. 10, пробы 4, 14, 18) от 500 до 1200 млн. лет, интерпретация которых затруднена. Не исключено, что даты 500, 867, 1130 и 1195 млн. лет не имеют геологического смысла, так как в рассматриваемых породах наряду с реликтовыми находятся новообразованные и испытавшие наложенные геологические процессы калийсодержащие минералы. Иными словами, в одной породе содержится не менее двух разновозрастных минеральных фаз.

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
К %	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
0,45	0,080	240	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Бутурлинов Н. В.)
1,67	0,296	238	То же	То же

Подобные явления характерны и для палеозойских кластогенных пород. По верхнедевонским алевролитам получены даты 860 млн. лет, а по среднедевонским песчаникам — 440 млн. лет (табл. 10, проба 2). Обе даты лишены геологического смысла.

Дальнейшие исследования по изотопному датированию геологических образований Днепровско-Донецкой впадины следует сосредоточить на проблеме уточнения времени проявления вулканизма в данном регионе. В настоящее время установлено, что в Днепровско-Донецкой впадине вулканические процессы происходили в несколько этапов: ранние — в позднем докембрии, поздние — в завершающие фазы герцинского, возможно и альпийского, орогенеза.

По Крыму выполнено 66 определений изотопного возраста в 30 пунктах. Основные объекты расположены в Горном Крыму.

Палеозойский фундамент Степного Крыма вскрыт скважинами на больших глубинах, иногда превышающих 4000 м. Палеозойские образования представлены слюдисто-кварцевыми и хлоритовыми сланцами, микрогнейсами. Определения изотопного возраста выполнены по валу пород только калий-аргоновым методом (табл. 11). Большинство дат соответствует карбон-пермскому этапу — 320—280 млн. лет. По палеозойским песчаникам Тарханкутского поднятия получены более низкие значения (табл. 11, проба 3/2), соответствующие юрскому периоду. Не исключено, что «омоложение» этих пород связано с проявлением юрского вулканизма, в частности на данном участке скважинами вскрыты юрские кварцевые сиениты (табл. 11, проба 3/1).

Следует отметить, что в мезозойскую эру, точнее в юрский и меловой периоды, в Горном Крыму интенсивно проявилась вулканическая деятельность. Поэтому большинство дат, полученных по вулканитам различного состава, приходится на возрастной интервал 90—180 млн. лет. Влияние юрского вулканизма отмечено и на осадочной таврической толще, которая по геологическим данным относится к триасу. Радиологические датировки по этим породам не превышают 180 млн. лет (табл. 11, пробы 9, 10).

Значительный интерес представляют результаты, полученные с помощью калий-аргонового метода по галечному материалу, выделенному из юрских конгломератов. Галька конгломератов представлена преимущественно аплито-пегматоидными гранитами с высоким содержанием калия. Изотопные даты, полученные по валу гранита, составляют 840—1100 млн. лет. Эти значения можно рассматривать двояко. Они могут соответствовать времени образования гранитов или проявлению наложенных процессов. Для однозначного решения этого вопроса необходимо из галечного материала выделить калий- и рубидийсодержащие минералы и произвести дополнительные определения изотопного возраста.

Однако как бы не решался вопрос о том, являются ли рассматриваемые граниты рифейскими или более древними образованиями, все же остается открытой проблема источника сноса обломочного материала в юрском периоде. Следует отметить, что по биотитовым гранитам из гальки конгломератов (табл. 11, проба 22) получены и меньшие значения

Таблица 10

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение
	с. Борщовск	
1	Скв. 1-р, гл. 3240—3247 м	Диабаз, вулканогенная толща, девон
1/1	Скв. 1-р, гл. 2371—2378 м	Туффит, вулканогенная толща, девон
	Грибово-Руднянская площадь	
2	Скв. 2-р, гл. 2646—2656 м	Аргиллит, средний девон
2/1	Скв. 2-р, гл. 2639—2644 м	Песчаник кварцевый, средний девон
3	с. Городище, скв. 500-г, гл. 1510—1515 м	Лампрофир, вулканогенная толща, девон
4	Лесковская площадь, скв. 3-р, гл. 2896,7—2897,7 м	Метаморфизованный конгломерат, протерозой
	пгт Березна	
5	Скв. 1, гл. 1808—1813 м	Соггендалит, вулканогенная толща, девон
5/1	Скв. 205, гл. 2987,7—2997,8 м	Базальт, вулканогенная толща, девон
6	Борковская площадь, скв. 8, гл. 4117—4134 м	Диабаз, вулканогенная толща, девон
7	Максаковская площадь, скв. 5-р, гл. 2423—2426 м	Гнейс, архей
	Черниговский р-н	
8	Скв. 1-р, гл. 2037—2045 м	Микросиенит, вулканогенная толща, девон
8/1	Скв. 1-р, гл. 2037—2045 м	То же
8/2	Скв. 1-р, гл. 2257—2265 м	Базальт, поток в вулканогенной толще, девон
8/3	Скв. 1-р, гл. 2311—2319 м	То же
8/4	Скв. 1-р, гл. 2362—2370 м	» »
8/5	Скв. 1-р, гл. 2509—2514 м	» »
8/6	Скв. 1-р, гл. 2521—2525 м	» »
	с. Анисов	
9	Скв. 1, гл. 2778—2782 м	Риолит, вулканогенная толща, девон
9/1	Скв. 1, гл. 2068—2074 м	То же
9/2	Скв. 1, гл. 2080—2085 м	» »
9/3	Скв. 207, гл. 2225—2228 м	» »
9/4	Скв. 1-р, гл. 2188—2189 м	» »
	с. Ведильцы	
10	Скв. 1-р, гл. 1564—1568 м	Базальт, вулканогенная толща, девон
10/1	Скв. 2-р, гл. 1856—1865 м	То же
10/2	Скв. 1, гл. 1688—1694 м	Туффит, вулканогенная толща, девон
10/3	Скв. 1, гл. 1564—1568 м	Базальт, вулканогенная толща, девон
10/4	Скв. 6, гл. 3824—3835 м	Диабаз, вулканогенная толща, девон
	пгт Олишевка	
11	Скв. 7, гл. 2535—2541 м	Ортофир, палеозой
11/1	Скв. 5-р, гл. 2826—2831 м	Диабаз, палеозой
11/2	Скв. 1, гл. 2532—2533,7 м	Трахит, палеозой
11/3	Скв. 7-р, гл. 2471—2478 м	Риолит, вулканогенная толща, девон
11/4	Скв. 1, гл. 2532—2533 м	То же
	с. Червонопартизанское	
12	Скв. 2, гл. 1690—1691 м	Базальт, палеозой
12/1	Скв. 3, гл. 3201—3204 м	Долерит, вулканогенная толща, девон
12/2	Скв. 3, гл. 3200—3201 м	То же
13	Мринская площадь, скв. 212, гл. 3879—3887 м	Камптовогезит, вулканогенная толща, девон
	Лосиновская площадь	
14	Скв. 215, гл. 3025,6—3036,5 м	Песчаник аркозовый, колайдинская свита, верхний девон
14/1	То же	Аргиллит, колайдинская свита, верхний девон
14/2	Скв. 214, гл. 2595,7—2597,2 м	Гранит, архей
15	с. Каплинцы, скв. 174-С, гл. 711—715 м	Порфирит, палеозой
16	пгт Чернухи	Трахидолерит, палеозой
16/1	пгт Чернухи, скв. 160, гл. 135 м	Конга-диабаз, нижний палеозой
16/2	пгт Чернухи, скв. 160, гл. 162—164 м	Диабаз, палеозой

Изотопный возраст пород Днепровско-Донецкой впадины (калий-аргоновый метод)

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции. номер образца)
К %	$^{40}Ar \times 10^{-7}$ г/г			
5,70	1,470	338	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 59)
3,55	0,747	281	То же	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 54)
4,60	1,246	354	» »	Хоменко В. А., Зайдіс Б. Б., 1974
2,00	0,694	442	» »	То же
2,10	0,534	334	» »	Публикуется впервые (Бернадская Л. Г., 19)
2,45	0,980	500	» »	Публикуется впервые (Хоменко В. А.)
1,20	0,292	321	» »	Публикуется впервые (Бернадская Л. Г.)
0,82	0,196	315	» »	То же
1,20	0,338	366	» »	Публикуется впервые (Бугаенко В. Н., 15)
3,20	4,450	1350	» »	Публикуется впервые (Хоменко В. А.)
4,14	1,315	408	» «	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965
4,60	1,375	387	» »	То же
1,84	0,548	385	» »	» »
4,16	1,185	370	» »	» »
1,91	0,483	332	» »	» »
1,78	0,400	298	» »	» »
1,60	0,500	402	» »	» »
2,67	0,610	303	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 9)
5,17	1,307	332	» »	Семененко Н. П. и др., 1793 (Гавриш В. К., 4)
5,00	1,246	328	» »	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965 (10)
4,00	0,880	292	» »	Публикуется впервые (Бернадская Л. Г., 3)
5,02	1,299	399	» »	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965
0,70	0,142	271	» »	Публикуется впервые (Бернадская Л. Г.)
0,70	0,142	271	» »	То же
5,60	1,353	319	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 17)
0,62	0,146	311	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 11)
3,50	0,937	350	» »	Публикуется впервые (Бугаенко В. Н.)
3,80	0,890	340	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 28)
2,57	0,648	331	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 2)
3,37	0,730	288	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 17а)
4,50	0,997	294	» »	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965
4,10	0,800	262	» »	То же
0,92	0,257	364	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 35)
0,87	0,196	299	» »	Публикуется впервые (Бернадская Л. Г.)
0,90	0,213	313	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 38)
2,20	0,594	353	» »	Публикуется впервые (Бугаенко В. Н.)
2,20	2,581	1195	» »	Хоменко В. А., Зайдіс Б. Б., 1974
2,85	0,747	343	» »	То же
3,57	5,340	1420	» »	Публикуется впервые (Хоменко В. А.)
0,72	0,183	334	» »	Публикуется впервые (Гавриш В. К., 66)
1,90	0,418	292	» »	Публикуется впервые (Гавриш В. К.)
1,50	0,648	535	» »	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965
2,10	0,560	349	» »	Семененко Н. П. и др., 1973 (Гавриш В. К., 58)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение
	Логовиковская структура	
17	Скв. 1-к, гл. 207,2—208 м	Диабаз, трапповая формация, верхний докембрий (?)
17/1	Скв. 1-к, гл. 228,8 м	То же
17/2	Скв. 1-к, гл. 93,9 м	» »
17/3	Скв. 2-к, гл. 99,8 м	» »
17/4	Скв. 4-к, гл. 238 м	» »
18	Площадь Северо-Колайдинская, скв. 222, гл. 2050—2059,5 м	Алевролит тонкослойный, колайдинская свита, верхний девон
18/1	То же	Песчаник аркозовый, колайдинская свита, верхний девон
19	с. Ромодан. скв. 1-к, гл. 202,7 м	Диабаз, трапповая формация, верхний докембрий (?)
	Белоцерковская площадь	
20	Скв. 232, гл. 2170—2175 м	Туф базальтовый, балаклейские слои, верхний девон
21	Скв. 231, гл. 2040—2045 м	То же
21/1	Скв. 231, гл. 2115—2120 м	» »
22	Скв. 233, гл. 2457—2472 м	» »
23	с. Машевка, скв. 1, гл. 1740 м	Диабаз, обломки из брекчий солянокупольных структур, нижний палеозой
24	Голубовская площадь, скв. 23-р, гл. 2699—2701 м	Гранит плагиоклазовый, архей

Таблица 11

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
	Степной Крым, Голицынская площадь		
1	Скв. 4, гл. 3810—3815 м	Сланец слюдисто-кварцевый, палеозой	Порода
1/1	Скв. 4, гл. 4005—4009 м	То же	»
1/2	То же	» »	»
1/3	» »	» »	»
1/4	Скв. 4, гл. 4053—4058 м	» »	»
1/5	Скв. 4, гл. 4085—4090 м	» »	»
1/6	То же	» »	»
1/7	Скв. 4, гл. 4100—4105 м	» »	»
1/8	Скв. 4, гл. 4005—4009 м	» »	»
1/9	Скв. 4, гл. 4053—4058 м	» »	»
1/10	Скв. 4, гл. 4085—4090 м	» »	»
1/11	Скв. 4, гл. 3810—3815 м, 3845—3850 м	» »	»
1/12	Азовское море, скв. 1, гл. 934—939 м	Сланец аспидный, палеозой	»
1/13	Борисовская площадь, скв. 1, гл. 4969—4975 м	Сланец хлоритовый, палеозой	»
	Степной Крым, поднятие Голицына		
2	Скв. 2, гл. 3710—3715 м	Микрогнейс, палеозой	»
2/1	Скв. 2, гл. 3815—3820 м	То же	»
	Тарханкутский п-ов, Октябрьская структура		
3	Скв. 2, гл. 2939—2942 м	Сиенит кварцевый, средняя юра	»
3/1	Скв. 4, гл. 2654—2656 м	Сланец кордиерит-кварц-полевошпат-слюдистый, средняя юра	»

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
К %	$^{40}Ar \times 10^{-7}$ г/г			
0,50	0,245	596	ИГФМ АН УССР	Бернадская Л. Г., Котловская Ф. И., 1974
0,36	0,160	549	То же	То же
0,58	0,286	600	» »	» »
0,45	0,212	577	» »	» »
0,39	0,188	588	» »	» »
3,00	2,314	867	» »	Хоменко В. А., Зайдіс Б. Б., 1974
3,10	3,382	1130	» »	То же
0,28	0,135	588	» »	Бернадская Л. Г., Котловская Ф. И., 1974
3,30	0,890	352	» »	Хоменко В. А., Зайдіс Б. Б., 1974
4,15	1,121	353	» »	То же
1,12	0,276	325	» »	» »
0,87	0,234	352	» »	» »
0,58	0,182	404	» »	Бернадская Л. Г., Усенко И. С., 1965
1,20	1,870	1460	» »	Публикуется впервые (Хоменко В. А.)

Изотопный возраст пород Крыма (калий-аргоновый метод)

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
К %	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
4,60	0,908	264	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Палий А. М.)
1,35	0,267	265	То же	То же
1,60	0,311	260	» »	» »
1,55	0,320	275	» »	» »
3,80	0,801	281	» »	» »
1,60	0,338	277	» »	» »
2,85	0,577	270	» »	» »
2,36	0,498	281	» »	» »
3,50	0,662	254	» »	Публикуется впервые (Панченко Д. Е.)
1,75	0,321	247	» »	То же
4,50	0,998	294	» »	» »
6,10	{1,228 1,233	{270 270	» »	» »
2,46	3,324	180	» »	» »
4,44	{0,552 0,570	{171 176	» »	» »
2,60	0,537	276	» »	Публикуется впервые (Семененко Н. П., 10)
2,00	0,380	255	» »	Публикуется впервые (Семененко Н. П., 11)
2,35	0,262	154	ИГН АН УССР	Новиков Э. А., 1963а
2,21	0,2370	149	То же	То же

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
3/2	Скв. 1, гл. 2780—2784 м	Песчаник филлитизированный, палеозой (?)	Порода
3/3	с. Владимировка, скв. 5, гл. 4458—4460 м	Плагиогранит	»
	Степной Крым, Симферопольское поднятие, Зуйский уч-к		
4	Скв. 1, гл. 338,2 м	Сланец хлорит-серицит-кварцевый, юра	»
4/1	Скв. 1, гл. 429,8 м	То же	»
5	с. Лозовое, Ферсмановский карьер	Спилит, поток в вулканогенной толще, юра	»
6	с. Петропавловка, Симферопольский р-н	То же	»
7	Окрестности г. Симферополя	Туф кристаллокластический, альб, мел	Биотит
8	То же	Сланец кварц-серицитовый из конгломератов верхней юры	Порода
9	с. Украинка, Симферопольский р-н	Сланец, таврическая серия, верхний триас	Алевропелит
9/1	с. Украинка (Курцы)	Кил по туфу кислого состава, верхний мел	Санидин
9/2	с. Украинка (Курцы), северный карьер	Микродиабаз, пластовая интрузия в вулканогенной толще, юра	Порода
9/3	с. Украинка (Курцы), южный карьер	Диорит-порфир кварцевый, гипабиссальное тело в вулканогенной толще, юра	»
9/4	с. Украинка, окрестности г. Симферополя	Габбро-диабаз, интрузия в отложениях таврической серии	»
10	Южная окр ина с. Партизаны	Сланец, таврическая серия, верхний триас	Алевропелит
11	р. Альма, гора Карагач	Базальт, вулканогенная толща, юра	Порода
11/1	То же	Порфирит санидинизированный, вулканогенная толща	»
12	р. Альма, между селами Тровянкой и Нижними Саблами	Микродиабаз, дайка в вулканогенной толще, юра	»
12/1	То же	Порфирит диабазовый, интрузивное тело в вулканогенной толще, юра	»
13	Горный Крым, гора Демерджи	Гранит аплито-пегматоидный, катаклазированный, из конгломератов верхней юры	»
13/1	То же	Гранит аплитоидный, катаклазированный, из конгломератов верхней юры	»
13/2	» »	Гранит аплито-пегматоидный, катаклазированный, из конгломератов верхней юры	»
13/3	» »	Гранит аплитоидный, катаклазированный, из конгломератов верхней юры	»
13/4	» »	Гранит гнейсовидный, из конгломератов верхней юры	»
13/5	» »	Порфир кварцевый из конгломератов верхней юры	»
14	пгт Планерское, гора Татар-Хабурга	Порфирит, купол, отложения средней юры	»
15	Гора Карадаг, дайка Лагорио	Стекло вулканическое, вулканогенная толща, юра	»
16	Горный Крым, пгт Орджоникидзе	Андезит-порфир, поток в пирокластической толще, средняя юра	»
17	К западу от пгт Планерское, гора Карадаг	Кератофир, эффузивная толща, юра	»

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K %	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
3,06	0,400	179	ИГН АН УССР	Новиков Э. А., 1963б
2,40	0,180	105	То же	Публикуется впервые (Радзивилл А. Я.)
1,87	0,195	145	» »	Публикуется впервые (Палий А. М.)
0,70	0,0818	161	» »	То же
0,11	0,0136	170	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Лебединский В. И., 1967 (Лебединский В. И.)
0,95	0,1126	163	То же	То же
6,50	0,468	101	» »	Добровольская Т. И. и др., 1970
1,30	0,170	179	» »	То же
0,82	0,1190	181	ИГН АН УССР	Новиков Э. А., 1963в
6,82	0,316	66	То же	Добровольская Т. И. и др.. 1970
0.68	0,054	111	ИГиГ СО АН СССР	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 612)
1,12	0,090	112	То же	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 597)
0.97	0,098	140	ИГФМ АН УССР	Семка В. А., 1979 (876)
2,71	0,350	178	ИГН АН УССР	Новиков Э. А., 1963в
0.41	0,048	161	ИГиГ СО АН СССР	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И.. 512)
1.35	0,156	160	То же	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И.. 26)
0,29	0,0347	165	» »	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 641а)
0,35	0,041	162	» »	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 641б)
1,77	1,496	930	ИГН АН УССР	Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И., 1965 (Добровольская Т. И., 4)
3,66	3,17	950	То же	Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И., 1965 (Добровольская Т. И., 5)
6,08	6,408	1100	» »	Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И., 1965 (Добровольская Т. И.. 10)
5,60	4,77	940	» »	Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И., 1965 (Добровольская Т. И., 12)
2,40	1,780	840	» »	Добровольская Т. И. и др., 1970
8,10	0,440	77	» »	То же
1,00	0,107	148	ИГФМ АН УССР	Семка В. А., 1979 (775)
0,81	0,0112	20	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Лебединский В. И., 1967 (Лебединский В. И., 380-ж)
0,60	0,0356	83	ИГФМ АН УССР	Семка В. А., 1979 (709)
1,00	0,081	113	ИГиГ СО АН СССР	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 207-д)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
17/1	К западу от пгт Планерское, гора Карадаг	Кератофир, дайка в эффузивной толще келловея	Порода
17/2	Западная окраина пгт Планерское, гора Карадаг	Трасс, мел	»
18	р. Альма, балка Волковская	Порфирит диабазовый, вулканогенная толща, юра	»
19	с. Нижние Саблы	Порфирит кварцевый, мел	»
20	Горный Крым, с. Тровянка	Габбро-диабаз, бешуйский силл в таврической серии	»
21	7 км вверх по р. Бодрак от с. Трудолюбовки	Габбро-диабаз, интрузивный пласт, юра	»
21/1	То же	Диабаз, интрузивный пласт, юра	»
22	Горный Крым, мыс Меганом	Гранит биотитовый, из конгломератов верхней юры	»
22/1	То же	Гранит аплитоидный, катаклазированный, из конгломератов верхней юры	»
23	Окрестности г. Севастополя	Кил по туфу кислого состава, верхний мел	Биотит
23/1	То же	То же	Санидин
24	Гора Чатырдаг	Гранит биотитовый, из конгломератов верхней юры	Порода
	Окрестности г. Алушты		
25	Гора Сераус	Гранодиорит-порфир, юра	»
26	Гора Урага	Габбро-диабаз интрузивный пласт, юра	»
27	Гора Кастель	Плагиогранит-порфир, юра	»
28	Горный Крым, мыс Фиолент, скв. 48, гл. 70 м	Порфир кварцевый	»
29	с. Балаклава, скв. 48, гл. 60 м	Гранит	Биотит
29/1	Окрестности с. Балаклавы	Гранодиорит (плагиогранит), средняя юра	Порода
30	пгт Гурзуф, гора Аюдаг	Габбро-диабаз, купол, юра	»
30/1	То же	Габбро-диабаз, интрузия в отложениях средней юры	»

возраста, соответствующие триасовому периоду. Эти данные пока также нельзя однозначно интерпретировать. В дальнейшем желательно выполнить определения изотопного возраста по породообразующим минералам, выделенным из гранитов.

В некоторых случаях геологическая принадлежность магматических пород к юре не вызывает сомнения, а радиологические даты соответствуют меловому периоду. Это, видимо, можно объяснить интенсивным проявлением в определенных зонах тектонических и вулканических процессов в позднем мезозое. Проявление вулканизма в Горном Крыму в меловом периоде доказано геологическими и радиологическими данными.

Прежде чем поставить дальнейшие задачи по изотопному датированию геологических образований Крыма, следует отметить, что в настоящее время получено очень небольшое количество изотопных датировок

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K %	$^{40}Ar \cdot 10^{-}$ г/г			
1,40	0,117	117	ИГФМ АН УССР	Семка В. А., 1979 (815)
5,35	0,370	97	То же	Публикуется впервые (Кузнецов Ю. А., 102)
0,50	0,0382	107	ИГиГ СО АН СССР	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 546)
2,14	0,152	100	То же	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 1)
1,12	0,142	174	ИГФМ АН УССР	Семка В. А., 1979 (177)
0,45	0,0544	166	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Лебединский В. И., 1967 (Лебединский В. И., 380-в)
0,18	0,0205	157	ИГиГ СО АН СССР	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 170)
3,97	0,605	207	ИГН АН УССР	Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И., 1965 (Добровольская Т. И., 2)
5,17	3,756	825	То же	Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И., 1965 (Добровольская Т. И., 1/3)
6,97	0,390	79	» »	Добровольская Т. И. и др., 1970
8,12	0,300	53	» »	То же
3,54	0,730	275	» »	Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И., 1965 (Добровольская Т. И., 13)
0,88	0,1055	165	ИГиГ СО АН СССР	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 87-ю)
0,62	0,0698	156	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Лебединский В. И., 1967 (Лебединский В. И., 380-а)
0,67	0,0804	165	То же	Багдасарян Г. П., Лебединский В. И., 1967 (Лебединский В. И., 380-г)
5,00	0,431	120	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Науменко В. В., 44)
6,50	1,335	320	То же	Публикуется впервые (Добровольская Т. И.)
0,25	0,029	160	ИГиГ СО АН СССР	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 649-а)
0,50	0,060	165	То же	Фирсов Л. В., 1963 (Лебединский В. И., 110-а)
0,67	0,0658	137	ИГФМ АН УССР	Семка В. А., 1979 (386)

по метаморфизованным осадочным и вулканогенным образованиям. На значительной площади немые толщи мезозоя не охарактеризованы изотопными датами. Наряду с калий-аргоновыми датировками по валу вулканогенных пород следует выполнить определения изотопного возраста калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами по отдельным породообразующим минералам. Желательно получить данные с помощью рубидий-стронциевого изохронного метода для слабо метаморфизованных пелитовых пород таврической толщи и палеозойского складчатого основания, вскрытого скважинами в Степном Крыму.

По Советским Карпатам в настоящее время выполнено 324 изотопных датировок (табл. 12—17): из них около 300 — калий-аргоновым методом и лишь единичные — уран-торий-свинцовым и рубидий-стронциевым методами.

Таблица 12

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
1	с. Кохановка, скв. 2, гл. 1623—1624 м	Сланец филлитовый, рифей	Порода
2	с. Ходновичи, скв. 20	То же	»
2/1	с. Ходновичи, скв. 24, гл. 2809—2813 м	Филлит, рифей	»
4	с. Рудки, скв. 140, гл. 2150—2200 м	Сланец филлитовый, рифей	»
	с. Косовская Поляна		
76	Скв. 67, гл. 60 м	Порода кварц-карбонатная, деловецкая свита, палеозой	»
76/1	Скв. 67, гл. 116,2 м	Кварцито-сланец мусковит-хлоритовый, деловецкая свита, палеозой	»
76/2	Скв. 67, гл. 183,4 м	Кварцито-сланец хлорит-мусковитовый, деловецкая свита, палеозой	»
76/3	То же	Сланец гранат-кварц-хлорит-мусковитовый, деловецкая свита, палеозой	»
76/4	Скв. 6, гл. 20 м	Кварцито-сланец, деловецкая свита, палеозой	»
77	3 км к юго-востоку от с. Косовской Поляны, гора Камень-Клевка	Сланец серицитовый, нижнемигурская подсвита	»
77/1	То же	Ортогнейс биотитовый, меланократовый, менчульского типа	Биотит
79	Водораздел рек Тисы и Косовки, между вершинами гор Камень-Клевка и Камень-Грунь	Сланец серицит-кварцевый, нижнемегурская подсвита	Серицит
79/1	То же	Ортогнейс биотитовый, менчульского типа	Биотит
81	с. Кузя, нижнее течение потока Кузи	Филлит серицитовый, кузинская свита	Мусковит
81/1	То же	То же	»
81/2	Среднее течение потока Кузи	Филлит хлорит-серицитовый, катаклазированный, кузинская свита	»
82	1 км к северо-западу от с. Костылевки, низовье потока Тарнычина	Гнейс биотитовый, порфировидный, берлебашская свита, палеозой	Биотит
	3 км к востоку от с. Делового, поток Малый Розис		
83/3	Скв. 77, гл. 29 м	Сланец мусковит-кварцевый, бредецельская свита, палеозой	Мусковит
83/4	Скв. 77, гл. 37,5 м	Сланец хлорит-мусковитовый, бредецельская свита, палеозой	»
83/5	Скв. 77, гл. 51,5 м	Сланец кварц-мусковит-хлоритовый, бредецельская свита, палеозой	»
83/6	Скв. 77, гл. 56 м	Сланец хлорит-кварц-мусковитовый, бредецельская свита, палеозой	»
84	с. Кузя, карьер Кузя	Сланец хлорит-серицитовый, кузинская свита, верхний карбон	Порода
84/1	с. Кузя, поток Утесовый	Филлит, кузинская свита, триас нижний (?)	»
86	2,5 км к юго-востоку от с. Костылевки, южный склон горы Бутин	Сланец мусковит-кварцевый, бутинская свита, нижний-средний палеозой	Мусковит
86/1	Между потоками Лещинкой и Большим Берлебашем	Сланец мусковитовый, бутинская свита, нижний-средний палеозой	»
86/2	2 км к югу от с. Костылевки, между потоками Лещинкой и Большим Берлебашем	Плагиогнейс биотитовый, нижнеберлебашская подсвита, палеозой	Биотит
86/3	с. Костылевка, поток Большой Берлебаш	Плагиогнейс биотитовый, берлебашская свита, палеозой	»
86/4	То же	Сланец серицитовый, берлебашская свита, палеозой	Серицит

Изотопный возраст метаморфических пород Советских Карпат (калий-аргоновый метод)

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K, %	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
1,07	0,584	653	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
1,47	0,570	487	То же	То же
2,10	0,856	509±19	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970
2,30	1,323	683	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
1,18	0,252	284±10	Львов. ун-т	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (67/2а)
1,93	0,432	297±13	То же	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (67/4)
1,51	0,329	290±12	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (67/6)
3,23	0,662	274±10	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (67/7)
1,44	0,305	282±14	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (67/1)
5,50	1,032	300	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Данилович Ю. Р., к-8)
5,66	1,424	330	ИГН АН УССР	Бойко А. К. и др., 1967 (1/61)
4,11	0,980	315±16	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1967 (5/63)
5,15	1,055	274±12	То же	Бойко А. К. и др., 1967 (4/63)
4,42	0,688	212±7	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (12)
4,91	0,780	216±9	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (13)
1,81	0,213	162±13	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (11)
4,42	0,925	279±7	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (1260)
3,63	0,576	216±6	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (77/1)
3,09	0,455	201±8	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (77/2)
1,53	0,175	158±7	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (77/3)
2,37	0,361	207±8	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (с-72)
2,90	0,245	118	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (Данилович Ю. Р., к-4)
3,22	0,490	208±11	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (14)
5,60	1,241	294±11	То же	Бойко А. К. и др., 1967 (67/в)
5,60	1,147	274±11	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (1258/а)
4,54	0,888	262±11	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (1264)
5,06	1,127	296±11	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (2029)
3,47	0,687	265±11	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (1265)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
87	6 км к востоку от с. Костылевки, южный склон горы Мегуры	Плагиогнейс двуслюдяной, верхнеберлебашская подсвита, палеозой	Биотит, мусковит
87/1	То же	Сланец серицитовый, верхнеберлебашская подсвита, палеозой	Серицит
89	с. Деловое, поток Бредецель	Амфиболит эпидотизированный	Порода
89/1	То же	Амфиболит, верхнебелопотокская подсвита, палеозой	Роговая обманка
89/2	» »	То же	То же
89/3	» »	Сланец гранатовый, белопотокская свита, палеозой	Мусковит
90	3 км к востоку от с. Делового, лев. бер. р. Тисы, между потоками Довгорунь и Тукало	Плагиогнейс биотитовый, белопотокская свита, палеозой	Биотит
90/4	То же	Гнейсо-гранит мусковитовый, яворникового типа	Мусковит
91	с. Деловое	Амфиболит, верхнебелопотокская подсвита, палеозой	Роговая обманка
91/1	Северная окраина с. Делового	Сланец двуслюдяной, белопотокская свита, рифей (?)	Мусковит
91/2	То же	Порода слюдисто-кварц-полевошпатовая, деловецкая свита, палеозой	Серицит, биотит
91/3	с. Деловое, нижнее течение потока Белого	Филлит углисто-серицитовый, кузинская свита, нижний триас (?)	Порода
91/4	То же	Сланец серицитовый, кузинская свита, триас (?)	»
93	6 км к востоку от с. Делового, поток Яворниковый	Плагиогнейс биотитовый, белопотокская свита, палеозой	Биотит
93/1	То же	Амфиболит диафторированный, белопотокская свита, палеозой	Порода
93/2	» »	Амфиболит, белопотокская свита, палеозой	»
93/4	» »	Сланец гранат-ставролитовый, диафторированный	Биотит
93/5	» »	То же	»
93/6	» »	» »	Мусковит
93/7	» »	Амфиболит, нижнебелопотокская подсвита, палеозой	Роговая обманка
93/8	» »	То же	То же
93/9	» »	» »	» »
93/10	» »	» »	» »
93/11	» »	» »	» »
94	10 км к востоку от с. Делового, верховье потока Белого	Сланец хлорит-биотит-мусковитовый, нижняя часть белопотокской свиты, палеозой	Слюда
95	11 км к востоку от с. Делового, северо-восточный отрог горы Поп-Иван	Кварцито-сланец, белопотокская свита, палеозой	Порода
95/1	То же	Сланец хлорит-серицитовый, белопотокская свита, палеозой	»
95/2	» »	Кварцито-гнейс, белопотокская свита, палеозой	»
95/3	» »	Амфиболит, белопотокская свита, палеозой	»
95/4	» »	Плагиогнейс биотитовый, белопотокская свита, палеозой	»
95/5	» »	То же	»
95/6	» »	Катаклазит, белопотокская свита, палеозой	»
95/7	» »	Плагиогнейс мусковитовый, белопотокская свита, палеозой	»

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K%	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
5,00	1,029	275±10	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1967 (1287)
3,00	0,588	263±12	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (1286)
1,09	0,098	126±7	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (27)
0,67	0,158	312±17	ИГФМ АН УССР	Бойко А. К. и др., 1974 (13/68)
0,54	0,131	320±14	То же	Бойко А. К. и др., 1974 (К-13)
3,50	0,720	275	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (Данилович Ю. Р., Д-316)
4,79	1,005	280±17	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1967 (2/63)
8,15	1,976	320±17	То же	Бойко А. К. и др., 1967 (1/63)
0,34	0,084	325±17	ИГФМ АН УССР	Бойко А. К. и др., 1974 (II)
7,40	1,522	280	То же	Публикуется впервые (Оставненко А. И., 41-1)
2,63	0,199	106±10	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1967 (3/63)
2,40	0,351	199±10	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (15)
2,28	0,319	191±11	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (16)
5,66	1,142	334	ИГН АН УССР	Бойко А. К. и др., 1967 (2/61)
0,90	0,125	191±16	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (60)
1,69	0,208	169±11	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (61)
6,30	1,174	251	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (Данилович Ю. Р., Ю-308)
4,20	0,730	235	То же	Семененко Н. П. и др., 1967б (Данилович Ю. Р., Ю-309)
5,38	0,534	138	» »	Семененко Н. П. и др., 1967б (Данилович Ю. Р., Ю-309а)
0,70	0,166	313±16	ИГФМ АН УССР	Бойко А. К. и др., 1974 (3/68)
1,20	0,300	329±20	То же	Бойко А. К. и др., 1974 (4/68)
1,00	0,241	318±15	» »	Бойко А. К. и др., 1974 (к-6)
1,02	0,246	318±25	» »	Бойко А. К. и др., 1974 (к-7)
0,94	0,231	324±15	» »	Бойко А. К. и др., 1974 (IV)
5,64	1,04	248	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (Данилович Ю. Р., р-148)
3,01	0,545	244±8	Львов. ун-т	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (911/2)
2,05	0,393	258±9	То же	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (912/1)
1,24	0,135	151±13	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (912/3)
0,57	0,075	181±9	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (914/3)
1,28	0,122	132±8	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (914/4)
2,40	0,395	223±11	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (917/1)
3,05	0,300	137±5	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (920/1)
1,88	0,223	164±8	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (923/1)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
95/8	11 км к востоку от с. Делового, северо-восточный отрог горы Поп-Иван	Кварцито-гнейс, белопотокская свита, палеозой	Порода
95/9	То же	Гнейс очковый катаклазированный, зона Банско-Квасинского разлома	»
95/10	» »	Сланец хлорит-кварц-мусковитовый, катаклазированный, зона Банско-Квасинского разлома	»
95/11	» »	Катаклазит, зона Банско-Квасинского разлома	»
96	с. Костылевка, гора Соймул	Сланец хлорит-серицитовый, триас	»
96/1	Северная окраина с. Костылевки, поток Малый Берлебаш	Амфиболит эпидотизированный	»
	30 км к югу от пгт Путилы		
102	Поток Альбин	Сланец хлорит-актинолитовый, средний карбон	Актинолит
103	Поток Рыжеватый	Сланец серицит-хлоритовый, средний карбон	Серицит
104	Гора Малый Мокрин	Туфоид, берлебашская свита, палеозой	Порода
105	Гора Великий Лостунь	Сланец серицит-хлоритовый, берлебашская свита, палеозой	»
106	Поток Лостунец	Сланец серицит-кварцевый, палеозой	Серицит
106/1	» »	Сланец серицит-хлоритовый, окварцованный, берлебашская свита, палеозой	Порода
106/2	» »	Сланец хлорит-серицитовый, мегурская свита, нижний-средний палеозой	»
	35 км к юго-востоку от пгт Путилы		
107	Хребет Прелучный	Гранит-порфир метаморфизованный	»
108	Поток Прилуки	Сланец серицит-графитовый, верхний карбон	Серицит
108/1	Верховье потока Прилуки	Кварцит, берлебашская свита, палеозой	Порода
108/2	Поток Малый Прелучный	Сланец серицит-хлоритовый, берлебашская свита, палеозой	»
108/3	То же	То же	Серицит-хлоритовый концентрат
109	30 км к югу от пгт Путилы	Гранит, верхний палеозой	Полевой шпат
109/1	То же	Плагиогранит биотитовый, палеозой	Биотит
109/2	» »	Метаэффузив кислого состава, палеозой	Порода
109/3	30 км к югу от пгт Путилы	Гранит грейзенизированный, палеозой	Мусковит
110	35 км к юго-востоку от пгт Путилы, поток Перкалаб	Гнейс биотитовый, берлебашская свита, палеозой	Порода
110/1	То же	То же	Биотит
110/2	» »	Порфироид кварцевый, берлебашская свита, палеозой	Порода
110/3	» »	Туфоид, берлебашская свита, палеозой	»
110/6	Поток Перкалаб, площадь Рудольфа	Кварцит тонкослоистый с биотитом	Биотит
111	Ручей Боеровка	Сланец серицит-кварцевый, карбон	Порода
112	Лев. бер. р. Сараты	Плагиогранит, верхний палеозой	»
112/1	То же	То же	Биотит

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K%	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
1,89	0,185	136±7	Львов. ун-т	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (919/1)
4,53	0,359	111±6	То же	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (927/1)
2,64	0,284	149±9	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (930/1)
2,54	0,372	200±9	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (802/1)
3,92	0,480	168	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (110/10)
1,10	0,109	138±11	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (26)
0,65	0,090	189±20	ИГГД АН СССР	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 5143)
5,55	1,02	247	То же	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 5091)
5,08	0,685	185±6	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1974 (48)
2,74	0,576	280±13	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (51)
5,85	1,228	280±11	» »	Матковский О. И. и др., 1967 (50/64)
2,74	0,551	269±10	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (54)
4,49	0,994	294±12	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (33)
1,97	0,192	135±9	» »	Матковский О. И. и др., 1967 (260а)
7,00	1,552	294±11	» »	Матковский О. И. и др., 1967 (45/64)
3,35	0,208	87±5	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (55)
1,41	0,313	295±11	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (52)
3,56	0,831	309±14	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (53)
5,70	1,106	325	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Быстревская С. С., 1502а)
7,15	1,726	318	То же	Публикуется впервые (Быстревская С. С., 1419)
3,40	0,730	286	» »	Публикуется впервые (Быстревская С. С., 1353)
7,45	1,691	301	» »	Публикуется впервые (Быстревская С. С., 71)
2,46	0,365	202±12	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (45)
2,48	0,412	225±8	То же	Бойко А. К. и др., 1967 (44)
3,24	0,402	171±9	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (46)
3,51	0,304	121±10	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (47)
5,36	1,06	265	ИГГД АН СССР	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 19)
2,19	0,495	300	То же	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 3296)
2,88	0,667	306±14	Львов. ун-т	Матковский О. И. и др., 1967 (38/63)
6,27	1,583	332±12	То же	То же

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
112/2	Лев. бер. р. Сараты	Гнейсо-гранит мусковитовый, гранитоиды типа рарэу	Биотит
112/3	То же	То же	Мусковит
112/4	Руч. Идейный, лев. приток р. Сараты	Гнейсо-гранит очковый, микроклиновый, двуслюдяной, средний — верхний карбон	Биотит
112/5	То же	Плагиогранит биотитовый, средний — верхний карбон	»
113	30 км к югу от пгт Путилы, прав. исток потока Двурогого	Гранит катаклазированный, зона тектонического нарушения	Порода
113/1	То же	То же	»
113/2	» »	Амфиболит эпидотизированный	»
113/3	» »	Сланец серицит-хлоритовый, мегурская свита, нижний-средний палеозой	»
113/4	» »	Сланец гранат-слюдистый, верхний карбон	»
113/5	» »	То же	Мусковит
114	35 км к юго-востоку от пгт Путилы, поток Баласинув	Сланец мусковит-полевошпатовый, верхний карбон	»
114/1	То же	Порфироид, берлебашская свита, палеозой	Порода
114/2	» »	Сланец серицит-кварцевый, верхний палеозой	»
114/3	» »	То же	Серицит
115	» »	Сланец мусковит-хлоритовый, средний карбон	Мусковит

Таблица 13

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
3	г. Самбор, Скибовые Карпаты	Галька аспидного сланца, из конгломератов, палеоцен	Порода
3/1	То же	Сланец аспидный, из конгломератов, палеоцен	»
3/2	с. Тершов, р. Днестр	Песчаник, янковская свита, нижний мел	Глауконит
3/3	с. Тершов, по р. Днестру ниже железнодорожного моста	То же	»
5	г. Стебник	Сильвинит, воротыщенская серия, миоцен	Сильвин
6	пгт Рожнятов	Каменная соль, миоцен	Лангбейнит
7	г. Калуш. Домбровский карьер	Сильвинит, стебникская свита, миоцен	Сильвин
8	с. Новоселица, руч. Пунский	Гранодиорит из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	Порода
8/1	То же	Диорит кварцевый, из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»
27	с. Дусина, Свалявский р-н	Песчаник, флишевые отложения, мел	Слюда
27/1	с. Дусина, лев. приток р. Дусинки	Песчаник, пуховская свита, верхний сенон — сеноман	»
35	с. Приборжавское, руч. Звораж, бас. р. Боржавы	Порфир кварцевый, из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	Порода
35/1	с. Приборжавское, руч. Жубраковский, бас. р. Боржавы	Гранодиорит из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»
54	с. Горинчево, руч. Сурьюк, бас. р. Рики	Гранодиорит из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»

Содержание K%	Содержание $^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
5,20	1,038	267±16	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (22)
8,79	2,023	305±16	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (23)
5,36	1,320	324	ИГГД АН СССР	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 65/2)
5,70	1,270	296	То же	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 5450)
4,35	0,420	134±6	Львов. ун-т	Матковский О. И. и др., 1967 (40/63)
3,80	0,284	105±6	То же	Матковский О. И. и др., 1967 (40а/63)
0,81	0,097	165±11	» »	Матковский О. И. и др., 1967 (229/63)
3,08	0,612	266±13	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (32)
2,46	0,466	254±11	» »	Матковский О. И. и др., 1967 (3127/4)
5,92	1,345	301±11	» »	То же
8,94	1,847	276±11	» »	Матковский О. И. и др., 1967 (64а/64)
4,70	0,388	116±11	» »	Бойко А. К. и др., 1967 (43)
1,99	0,482	319	ИГГД АН СССР	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 5027)
6,88	1,500	290±11	Львов. ун-т	Матковский О. И. и др., 1967 (62/64)
7,76	1,60	275	ИГГД АН СССР	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 318)

Изотопный возраст осадочных образований Советских Карпат (калий-аргоновый метод)

Содержание K%	Содержание $^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
1,58	0,487	398	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
2,52	0,845	428	То же	То же
4,62	0,356	108	» »	» »
5,60	0,389	98	» »	» »
19,4	0,107	8,0	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Хрущев Д. П. 1616)
7,85	0,0623	12,0	То же	Публикуется впервые (Хрущев Д. П. 1634)
9,25	0,0409	6,5	» »	Публикуется впервые (Хрущев Д. П. 1626)
4,25	0,356	117	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (2086б)
4,72	0,285	85	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (2086г)
4,50	0,356	111	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (60)
3,50	0,249	100	То же	Семененко Н. П. и др., 1967б (22, 25)
5,70	0,498	122	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (V-783)
3,75	0,409	151	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (819/1)
4,15	0,356	120	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (2253)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
55	с. Великая Уголька, гора Кузя, бас. р. Теребли	Гранодиорит из конгломератов Мармарошского массива, палеоген	Порода
56	с. Великая Уголька, руч. Каменский, бас. р. Бол. Угольки	Гранит биотитовый, из конгломератов Мармарошского массива, палеоген	»
56/1	То же	Гранито-гнейс из конгломератов Мармарошского массива, палеоген	»
56/2	» »	То же	»
56/3	» »	Гранит из конгломератов Мармарошского массива, палеоген	»
56/4	» »	Гранодиорит из конгломератов Мармарошского массива, палеоген	»
69	10 км на север от с. Новоселицы, руч. Тиссало, бас. р. Лужанки	Гранодиорит из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»
69/1	То же	Липарит порфировидный, из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»
69/2	с. Новоселица, руч. Ольховец	Гранодиорит из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»
69/3	То же	То же	»
69/4	» »	» »	»
69/5	» »	Гранодиорит порфировидный, галька	»
69/6	» »	Гранодиорит-порфир, галька	»
69/7	» »	Гранодиорит, галька	»
69/8	» »	Альбитофир из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»
69/9	» »	Гранодиорит из конгломератов Пенинской утесовой зоны, палеоген	»
74	г. Надворная, р. Быстрица Надворнянская	Песчаник, флиш, нижний эоцен — палеоцен	Глауконит
74/1	То же	Песчаник, флиш, верхний эоцен	»
74/2	с. Пнев, р. Быстрица Надворнянская, склон горы Бол. Пецига	Песчаник кливский, нижний олигоцен	»
74/3	То же	То же	»
75	г. Яремча, лев. бер. р. Прута	Песчаник ямненский, палеоцен	»
80/1	4 км к северу от с. Делового, поток Малый Белашевский	Алевролит филлитизированный, юра	Порода
80/2	То же	Филлит серицитовый, верхняя юра	»
80/3	» »	Сланец глинисто-филлитовый, верхняя юра	»
80/4	» »	То же	»
80/5	г. Рахов	Песчаник, флиш, раховская свита, мел	Гидрослюда
80/6	» »	То же	»
	3 км к востоку от с. Делового, руч. Малый Розис		
83	Скв. 72, гл. 132 м	Филлит катаклазированный, верхняя юра	Порода
83/1	Скв. 77, гл. 150 м	Порфироид, верхняя юра	»
83/2	Скв. 77, гл. 193 м	Филлит катаклазированный, верхняя юра	»
85	2,5 км к югу от с. Костылевки, поток Лихая Трава	Филлит серицитовый, толща пестрых филлитов, юра	»
90/1	3 км к северо-востоку от с. Делового, поток Довгорунь	Филлит, толща пестрых филлитов, юра	»
90/2	То же	Сланец хлорит-серицитовый, мел	»
90/3	» »	Известняк, верхняя юра	Серицит (легк. фр. >0,01 мм)

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K%	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
2,80	0,267	132	ИГН АН УССР	Круглов С. С. и др., 1974 (994/2)
2,00	0,231	159	То же	Круглов С. С. и др., 1974 (У-1003а)
1,85	0,200	150	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (У-1003в)
2,05	0,213	144	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (2110е)
3,27	0,256	110	» »	Круглов С. С. и др. 1974 (2110ж)
1,85	0,178	134	» »	Круглов С. С. и др., 1974 (2110и)
4,55	0,2880	89±5	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (619/1)
5,80	0,516	124	ИГФМ АН УССР	Круглов С. С. и др., 1974 (V-467)
4,51	0,3732	116±7	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (662/1)
3,83	0,3610	131±6	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (662/8)
3,89	0,3222	116±7	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (662/11)
4,81	0,3556	104±5	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (662/17)
4,17	0,3214	106±6	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (662/18)
4,59	0,3816	116±7	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (662/25)
4,15	0,1936	66±5	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (2116/595)
4,00	0,302	106	ИГФМ АН УССР	Круглов С. С. и др., 1974 (662/16)
5,00	0,232	66	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
5,20	0,182	50	То же	То же
7,05	0,194	39	» »	» »
4,40	0,160	52	» »	» »
5,17	0,304	83	» »	» »
2,58	0,2556	138±8	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (6)
2,50	0,249	138	Львов. ун-т, ИГФМ АН УССР	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (1016/18)
2,52	0,267	147	То же	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (1016/26)
2,50	0,213	119	» »	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (1016/32)
2,90	0,480	224	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1974а (28/5)
4,45	0,605	186	То же	Семененко Н. П. и др., 1974а (72/2)
2,74	0,19950	102±7	Львов. ун-т	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (С-72в)
0,80	0,07383	128±12	То же	Волошин А. А., Цьонь О. В. 1974 (77/3)
4,75	0,35164	104±5	» »	Волошин А. А., Цьонь О. В., 1974 (77/9)
2,64	0,3399	177±7	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (4)
2,56	0,3058	164±8	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (7)
1,04	0,098	131	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (166/2)
4,65	0,500	149	Львов. ун-т, ИГФМ АН УССР	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (Нечаев С. В., 1)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
91/5	с. Деловое, поток Белый	Филлит, толща пестрых филлитов, юра	Порода
91/6	1 км к северу от. с. Делового, поток Головатич	То же	»
92	4 км к востоку от с. Делового, поток Большой Розис	Филлит катаклазированный, толща пестрых филлитов, юра	»
92/1	Водораздел потоков Большого Розиса и Белого	Филлит, толща пестрых филлитов, юра	»
92/2	4 км к востоку от с. Делового, поток Большой Розис	Аргиллит, белашевско-головатичская свита, верхняя юра	»
92/3	То же	Алевролит серицитовый, белашевско-головатичская свита, верхняя юра	»
93/3	6 км к востоку от с. Делового, поток Яворниковый	Филлит слюдистый, верхняя юра	»
93/12	6 км к востоку от с. Делового, поток Заставный	Аргиллит, верхняя юра	»
93/13	6 км к востоку от с. Делового, поток Заставный	Филлит, верхняя юра	»
93/14	То же	То же	»
97	пгт Ясиня	Аргиллит, флиш, яловецкая свита, мел	Гидрослюда
97/1	То же	Песчаник, яловецкая свита, мел	Глауконит
97/2	» »	Гидрослюдисто-кремнистая порода, яловецкая свита, мел	Порода
98	с. Пистынь (Каменный овраг)	Гранит-аплит биотитовый, из пистынских конгломератов, тортон, неоген	»
98/1	с. Пистынь, р. Пистынка	Липарит из пистынских конгломератов, тортон, неоген	»
98/2	То же	Липарит фельзитовый, из пистынских конгломератов, тортон, неоген	»
98/3	» »	Липарит из пистынских конгломератов, тортон, неоген	»
98/4	» »	Альбитофир из пистынских конгломератов	»
98/5	» »	Липарит порфировидный, из пистынских конгломератов	»
98/6	» »	Диорит кварцевый, из пистынских конгломератов	»
99	с. Гринява, руч. Мариян	Аргиллит, яловецкая свита, мел	Гидрослюда (фр. $< 0{,}001$ мм)
100	с. Сергель	Сланец серый, филлитовый, из конгломератов поляницкой серии, верхний олигоцен	Порода
117	20 км к северу от г. Рахова	Аргиллит, флиш, шипотская свита, мел	Гидрослюда (фр. $< 0{,}001$ мм)

Таблица 14

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение
78	6 км к северо-востоку от с. Квасы	Диабазовая дайка среди известняков юры
80	10 км к югу от г. Рахова, поток Каменный	Диабаз, офиолитовый комплекс, юра
88	пгт Богдан, поток Квасной	Габбро-диабаз, офиолитовый комплекс, юра
101	30 км к югу от пгт Путилы, Чивчинские горы	Диабаз, офиолитовый комплекс, юра
110/4	35 км к юго-востоку от пгт Путилы, поток Перкалаб	То же
110/5	То же	Габбро-диабаз, офиолитовый комплекс, юра

Содержание K%	Содержание $^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
3,12	0,2779	124±6	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (10)
3,52	0,3503	138±9	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (8)
1,60	0,1164	102±5	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (5)
3,12	0,2573	115±13	» »	То же
3,00	0,320	148	Львов. ун-т, ИГФМ АН УССР	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (1009/4)
1,02	0,1170	158	То же	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (1009/13)
3,80	0,390	142	» »	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (Нечаев С. В., 32)
2,50	0,231	129	» »	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б., 1971 (71/2)
4,25	0,284	94	Львов. ун-т, ИГФМ АН УССР	Лашманов В. И., Зайдис Б. В., 1971 (72)
1,95	0,178	127	То же	Лашманов В. И., Зайдис Б. Б. 1971 (71/26)
2,50	0,338	185	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1974а (198/11)
3,00	0,204	96	То же	То же
1,57	0,124	110	» »	Семененко Н. П. и др., 1974а (50/4)
3,75	0,1890	71±5	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970
6,15	0,4822	110±6	То же	То же
6,33	0,5102	113±4	» »	» »
5,59	0,5964	148±6	» »	» »
4,79	0,5796	167±8	» »	» »
5,50	0,516	130	ИГФМ АН УССР	Круглов С. С. и др., 1974 (Гофштейн И. Д., Г-3)
6,20	0,640	143	То же	Круглов С. С. и др. 1974 (Гофштейн И. Д., ИГ-28)
2,90	0,373	176	» »	Семененко Н. П. и др., 1974а (50/1)
2,15	0,634	382	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
3,14	0,356	157	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1974а (20/4)

Изотопный возраст магматических образований Советских Карпат (калий-аргоновый метод)

Содержание K%	Содержание $^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г	Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
0,78	0,053	95	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
1,04	0,0623	84±10	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970
1,60	0,0869	77±10	То же	То же
1,50	0,089	84	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
1,91	0,18383	134±8	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970
1,72	0,154	125±30	ИГГД АН СССР	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г. и др., 6/5)

Таблица 15

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал
76/5	с. Косовская Поляна, бас. р. Косовской	Порода тонкополосчатая, берлебашская свита	Циркон
79/2	Междуречье Тисы и Косовской	То же	»
86/5	Северная окраина с. Костылевки	Порода порфировидная, берлебашская свита	»
89/4	с. Деловое, поток Бредецель	Плагиогнейс и слюдяной сланец, белопотокская свита	»
90/7	3 км к северо-востоку от с. Делового, устье потока Довгорунь	Мигматит теневой, белопотокская свита	»
91/11	Северная окрестность с. Делового	Плагиогнейс и слюдяной сланец, белопотокская свита	»
116	с. Деловое, р. Шопурка	Порфировидная порода	»
116/1	То же	То же	»

Поправка на обыкновенный свинец: $\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} = 18{,}00$; $\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} = 15{,}64$; $\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb} = 37{,}82$.

Таблица 16

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	^{87}Rb (10^{-6} г/г)	^{86}Sr (10^{-6} г/г)
91/6	Северная окраина с. Делового	Гнейс и сланец, белопотокская серия, нижний — средний палеозой	45,9	22,8
91/7	То же	То же	94,8	4,40
91/8	» »	» »	95,8	14,1
91/9	Среднее течение руч. Лещинки	» »	36,1	100,5
91/10	То же	» »	30,2	25,1
	30 км к югу от пгт Путилы			
105/1	Гора Лостунь Великий	Порфироид, баласинувская свита, деловецкая серия	35,2	14,0
105/2	То же	То же	67,9	4,77
114/4	Руч. Перкалаб	» »	39,0	11,0
114/5	То же	» »	41,9	7,50
114/6	» »	» »	58,2	8,54
114/7	» »	» »	52,1	10,1
114/8	Хр. Черный Див	Гнейсо-гранит с микроклином и ортоклазом, средний — верхний карбон	48,6±1,1	9,06±0,11
114/9	То же	Гнейсо-гранит очковый, полевошпатовый, средний — верхний карбон	41,12±0,95	15,65±0,21
114/10	» »	Гнейсо-гранит очковый, двуслюдяной, средний — верхний карбон	35,52±0,85	12,12±0,13
114/11	Руч. Идейный	То же	52,00±1,2	8,09±0,10
114/12	То же	» »	62,3±1,4	7,303±0,083

Изотопный возраст (уран-торий-свинцовый метод) кристаллических пород Мармарошского массива (Лаборатория ИГФМ АН УССР)

Содержание, %		Изотопный состав свинца, %				Возраст, млн. лет			Литературный источник
Pb		^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	
—	—	0,535	66,70	12,12	20,57	795	—	—	Щербак Н. П. и др., 1978
0,0091	0,0252	0,960	41,90	16,67	40,47	850	630	680	То же
0,0080	0,0440	0,634	54,10	11,42	33,85	1	555	365	» »
0,0096	0,0732	0,461	66,77	11,44	21,33	955	550	645	Бойко А. К. и др., 1975
0,0107	0,1230	0,647	58,89	12,54	27,92	250	300	295	То же
0,0073	0,0644	0,382	72,17	9,84	17,61	575	530	540	» »
0,0235	0,0371	1,134	33,75	18,92	46,20	1390	600	800	Щербак Н. П. и др., 1978
0,0088	0,0378	0,86	52,17	14,29	32,66	1	610	275	То же

Изотопный возраст пород Мармарошского массива (рубидий-стронциевый метод)

$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Изохронный возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
0,7250	1,99	52±59	ИГГД АН СССР	Горохов И. М. и др., 1978 (Рудаков С. Г., 41/р)
0,8649	21,28		То же	Горохов И. М. и др., 1978 (Рудаков С. Г., 43/р)
0,7596	6,72		» »	Горохов И. М. и др., 1978 (Рудаков С. Г., 44/р)
0,7123	0,355		» »	Горохов И. М. и др. 1978 (Рудаков С. Г., 47/р)
0,7173	1,19		» »	Горохов И. М. и др., 1978 (Рудаков С.Г., 48/р)
0,7276	2,48	299±12	» »	Горохов И. М. и др., 1978 (38/чи)
0,7744	14,08		» »	Горохов И. М. и др., 1978 (23/чи)
0,7294	3,50		» »	Горохов И. М. и др., 1978 (2/чи)
0,7372	5,52		» »	Горохов И. М. и др., 1978 (3/чи)
0,7447	6,74		» »	Горохов И. М. и др., 1978 (4/чи)
0,7352	5,11		» »	Горохов И. М. и др., 1978 (6 чи)
0,7393±0,0018	5,31±0,19	330±35	» »	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 491/2а)
0,7237±0,0016	2,597±0,093		» »	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 304/2)
0,7235±0,0014	2,897±0,096		» »	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 496/1)
0,7420±0,0021	6,35±0,23		» »	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 65/1)
0,7458±0,0022	8,43±0,28		» »	Горохов И. М. и др., 1967 (Рудаков С. Г., 399/1)

Таблица 17

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
9	с. Дубринич, скв. 25, гл. 76 м	Микрогранодиорит лейкократовый, неоген	Порода
9/1	То же	То же	»
9/2	» »	Дацит, неоген	Биотит
10	пгт Перечин. Выгорлат-Гутинская гряда, Дальний уч-к	Габбро-диабаз, неоген	Порода
10/1	пгт Перечин, Выгорлат-Гутинская гряда, Дальний уч-к, шурф 1	Габбро-порфирит, неоген	»
10/2	Правый бер. потока Китеж	Габбро-диабаз, неоген	»
11	Руч. Поташня	Липарит гранатовый, неоген	»
12	с. Каменица, Ужгородский р-н	Андезит, поток, неоген	»
13	с. Радванка, Ужгородский р-н	Андезито-базальт, экструзия, неоген	»
14	с. Дравцы, Ужгородский р-н, карьер	Дацит, неоген	»
15	с. Кленовец, Мукачевский р-н	Андезито-базальт, неоген	»
	с. Великая Добронь		
16	Скв. 1, гл. 2447 м	Габбро-порфирит кварцевый, неоген	»
16/1	Скв. 1, гл. 2801 м	Гранодиорит-порфир	»
16/2	Скв. 16-Ужгород, гл. 1063 м	Гранодиорит-порфир измененный, неоген	»
16/3	Скв. 16-Ужгород, гл. 431 м	Андезит измененный, неоген	»
16/4	То же	Гранодиорит-порфир, неоген	»
17	с. Тростяница, карьер	Липарит, неоген	»
18	г. Мукачево, гора Жорнина, Кировский карьер	Андезит гиперстеновый, поток, неоген	»
19	г. Свалява, гора Плишка, вершина массива Синяка	Андезито-базальт, поток, неоген	»
19/1	То же	Андезит двупироксеновый, неоген	»
19/2	г. Свалява, западный склон горы Бузы	Андезито-базальт, поток, неоген	»
20	с. Подулки, Выгорлат-Гутинская гряда	Андезито-дацит, неоген	»
20/1	То же	То же	»
20/2	» »	» »	»
21	г. Свалява, скв. 1, гл. 752 м	Дацит с гранатом, лейкократовый, сармат	»
21/1	То же	То же	»
22	с. Шелестово, Мукачевский р-н, карьер	Андезит, купол, неоген	»
	г. Мукачево		
23	Гора Лавачка	Андезито-дацит, неоген	»
24	Гора Сарны	Андезито-базальт, поток, неоген	»
25	Гора Полонок	Андезито-дацит, неоген	»
26	с. Дилок, Мукачевский р-н, карьер	То же	»
28	с. Большая Бегань, Береговский р-н, скв. 252, гл. 106 м	Базальт, неоген	»
29	г. Ужгород, скв. 15-Ужгород, гл. 984 м	Андезит, поток, неоген	»
30	с. Кушница, верховье руч. Иршавы	Дацит, неоген	»
31	с. Бегань, Береговское холмогорье, скв. 405	Глинистый сланец, фундамент Закарпатского прогиба, юра (?)	»
31/1	То же	Глинисто-карбонатный сланец, юра (?)	»

Изотопный возраст вулканических образований Закарпатского прогиба (калий-аргоновый метод)

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K%	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
3,11	0,0258	12,0±1,3	Львов. ун-т	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (Д-25-76)
2,66	0,02579	14,0±0,4	То же	Бойко А. К. и др., 1970
6,77±0,06	0,142±0,006	31±3	» »	Борсук А. М. и др., 1973 (80/71)
1,45	0,0186	18,3±2	» »	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (148)
1,30	0,0199	22,0±4	» »	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (31)
1,00	0,0246	35,0±8	» »	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (Д-300)
2,90	0,0296	14,7±1	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (769)
1,52	0,016	15,1±1,1	То же	Михайлова Н. П. и др., 1974 (558)
1,70	0,0134	11,3±1,6	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (609)
1,72	0,0158	13,2±0,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (676)
2,73	0,0227	12,0±1,2	ИГЕМ АН СССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (507)
2,85	0,0235	12,0±3,5	Львов. ун-т	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (ЧД-7)
2,80	0,0276	14,2±2,6	То же	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (I-Д-2801)
2,88	0,0215	10,8±3	» »	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (Ч-16-87)
0,69	0,005	10,4±1	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (16-Уж/431)
2,82	0,03145	11,0±3,1	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970
3,93	0,0307	11,2±0,8	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (566)
1,91	0,015	11,3±1,3	То же	Багдасарян Г. П. и др., 1970 (628)
1,29	0,0073	8,1±0,5	» »	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (718)
1,64	0,0129	11,3	» »	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (717)
1,53	0,0098	9,2±0,5	» »	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (765)
3,32	0,0257	11,1±3,6	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (Лазаренко Э. А.)
8,64	0,066	11,0±1,3	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (Лазаренко Э. А.)
8,00	0,0537	9,7±1,5	» »	То же
2,53	0,0233	13,2±3,0	» »	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (СВ-1-11)
2,18	0,02323	15,3±3,4	» »	Бойко А. К. и др., 1970
1,71	0,0148	12,6±1,5	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (Глевасская А. М., 506)
1,85	0,0173	13,4±1,3	То же	Багдасарян Г. П. и др., 1970 (Глевасская А. М., 627)
1,49	0,011	10,6±1,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (642)
1,81	0,013	10,3±1,5	ИГЕМ АН СССР	Публикуется впервые (Михайлова Н. П., 7814)
2,48	0,0215	12,5±0,9	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (748)
2,62	0,0142	7,8±0,3	То же	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (252/106)
1,30	0,0134	14,8±1	» »	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (15-Уж/984)
2,44	0,018	10,7±1,5	ИГЕМ АН СССР	Публикуется впервые (Михайлова Н. П., 8123)
4,15	0,295	100±8	Львов. ун-т	Спитковская С. М., Сасин Г. Г., 1973 (405-11)
3,85	0,240	88±5	То же	Спитковская С. М., Сасин Г. Г., 1973 (405-12а)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
31/2	с. Бегань, Береговское холмогорье, скв. 405	Глинисто-карбонатный сланец, юра (?)	Порода
32	с. Дрисина, Мукачевский р-н	Андезит, неоген	»
33	с. Каменское, Иршавский р-н	Андезит, поток, неоген	»
33/1	Руч. Великая Синянка	Андезито-базальт, поток, неоген	»
33/2	То же	Оливиновый базальт, поток, неоген	»
33/3	» »	Андезит крупнопорфировый	»
33/4	» »	Базальт, неоген	»
34	с. Кибляры, Ужгородский р-н	Андезито-базальт, поток, неоген	»
36	с. Брод, Иршавский р-н	Андезит крупнопорфировый, неоген	»
37	с. Арданово, Иршавский р-н	Андезит, неоген	»
39	с. Косины, Береговский р-н, карьер	Липарит, неоген	»
39/1	То же	» »	»
39/2	» »	Плагиолипарит флюидальный, купол, неоген	»
39/3	» »	Липарит, купол, неоген	»
39/4	» »	То же	»
39/5	с. Косины, Береговский р-н, карьер	» »	»
	Окрестности г. Берегово		
40	Гора Хаеш	Липарит, сармат	»
40/1	Большой карьер	Плагиолипарит афанитовый, бескварцевый, неоген	»
40/2	» »	Плагиолипарит, поток, неоген	»
40/3	» »	То же	»
41	с. Рафайлово, Береговский р-н, скв. 852	Липарит, неоген	»
42	с. Квасово, Береговский р-н, скв. 21, гл. 30 м	Туф липарита, неоген	»
42/1	То же	То же	»
42/2	» »	» »	»
42/3	» »	» »	»
43	Окрестности г. Берегово, гора Малая Золотистая	Плагиолипарит фельзитовый, купол, неоген	»
43/1	Окрестности г. Берегово, скв. 172	Туф липаритовый, неоген	»
	с. Мужиево, гора Береговская, штольня 1		
44	Главный южный ствол	То же	»
44/1	Рассечка 1	» »	»
44/2	То же	» »	»
44/3	Рассечка 25	» »	»
44/4	То же	Туф липаритовый, неоген	»
44/5	Рассечка 8	То же	»
	с. Мужиево, Береговский р-н		
45	Подножье горы Длинной	Обсидиан	»
45/1	То же	Туф липаритовый, неоген	»
45/2	Вершина горы Длинной	Плагиолипарит	»
45/3	Гора Шарок	Туф липаритовый, неоген	»
46	Гора Пеликан	Перлит, край купола, неоген	»
46/1	» »	Липарит, шток, неоген	»
46/2	» »	Перлит, неоген	»
47	Гора Керек-Мужиевская	Обсидиан липаритовый, обломок в туфе, неоген	»

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K%	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
3,97	0,230	82±5	Львов. ун-т	Спитковская С. М., Сасин Г. Г., 1973 (405-12б)
1,35	0,0113	12,1±1	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (580)
1,51	0,011	10,5±1.5	ИГЕМ АН СССР	Публикуется впервые (Михайлова Н. П., 3653)
1,83	0,0123	9,6±0,5	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (670)
1,13	0,0086	11,0±0,2	То же	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (669)
2,06	0,0159	11,1±1	» »	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (674)
2,12	0,0189	12,8±0,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (522)
2,05	0,0171	12,1±0,8	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (740)
2,34	0,0193	11,9±1,2	ИГЕМ АН СССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (880)
1,80	0,0146	11,7±0,8	ИГН АН Арм ССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (590)
2,82	0,031	1,58±1,9	Львов. ун-т	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (Бг-К-7)
2,80	0,030	15,4±1,1	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (500)
2,57	0,0325	18,1±3,5	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970
3,59	0,0422	16,9±4,2	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (Лазаренко Э. А.)
4,07	0,0437	15,4±2,8	» »	То же
2,86±0,04	0,018± ±0,0015	9±2	» »	Аракелянц М. М. и др., 1975 (36/71)
3,01	0,0234	15,5±1,1	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (541)
2,70	0,0287	15,3±2,7	Львов. ун-т	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (X-1)
3,12	0,0285	13,1±3,5	То же	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (80)
3,03	0,0349	15,6±4,2	» »	Бойко А. К. и др., 1970
2,7	0,0288	15,3 2,4	» »	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (Бг-К-7)
6,00	0,0758	18,1±1,4	» »	Бойко А. К. и др., 1970
9,87	0,0881	12,8±1,4	» »	То же
8,10	0,0741	13,1±1,2	» »	» »
3,89	0,0435	16,0±2,3	» »	» »
3,711	0,0277	10,8±3,9	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (173а)
2,98	0,0330	16,0±3,5	» »	Бойко А. К. и др., 1970
3,63	0,0334	13,3±2,1	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (Г-13)
5,35	0,0503	13,5±1,3	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (Г-1-Р)
5,53	0,0455	11,9±2,0	» »	Бойко А. К. и др., 1970 (Лазаренко Э. А.)
5,63	0,0482	12,2±1,3	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (25/3)
4,81	0,0441	13,1±1,3	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (25/8)
2,59	0,0231	13,8±1,9	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (8/1)
3,77	0,0322	12,2±1,2	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (193)
3,61	0,0353	14,0±1,8	» »	Бойко А. К. и др., 1970
3,39	0,0329	14,0±4,6	» »	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (532)
3,79	0,0333	12,6±1,6	» »	Бойко А. К. и др., 1970
3,39	0,0266	11,3±1	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (1004)
3,18±0,04	0,022± ±0,0015	10,0±2	ИГЕМ АН СССР	Аракелянц М. М. и др., 1975 (14/71)
3,69±0,04	0,023± ±0,0015	9,0±2	То же	Борсук А. М. и др., 1973 (1371)
3,09	0,0323	15,1±2,7	Львов. ун-т	Фишкин М. Ю. и др., 1967 (III-а)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
48	Скв. 8-Куклия, гл. 595 м	Туф липарито-дацитовый, неоген	Порода
49	с. Доброселье, Береговский р-н	Липарит, купол, неоген	»
50	с. Доброселье, гора Шаланка	Андезит, купол, неоген	»
51	г. Виноградово, гора Черная	Андезито-базальт, неоген	»
51/1	То же	То же	»
52	с. Кошелево, Хустский р-н, хр. Великий Шоллес	Липарит, неоген	»
	с. Липча, Хустский р-н, хр. Великий Шоллес		
53	Руч. Вар	Андезит, неоген	»
53/1	» »	То же	»
53/2	» »	Андезито-базальт, неоген	»
53/3	Гора Юрица	То же	»
53/4	Руч. Быстрый	Базальт, неоген	»
57	с. Веряца, Виноградовский р-н	Андезито-дацит, неоген	»
58	с. Крива, Хустский р-н, хр. Оаш	Липарито-дацит, неоген	»
58/1	То же	То же	»
59	с. Хижа, хр. Оаш	Базальт, неоген	»
59/1	То же	То же	»
	с. Велятин, Хустский р-н		
60	Гора Вербовец	Андезито-дацит, поток, неоген	»
60/1	Руч. Кругляк	Диорит-порфир кварцевый, неоген	Полевой шпат
60/2	Гора Кругляк	То же	Порода
	с. Вышково, Хустский р-н		
61	Уч-к Большой Шаян	Гранодиорит-порфир лейкократовый, неоген	»
61/1	Уч-к Шазы	То же	Полевой шпат
61/2	Скв. 96	» »	Порода
62	Гора Черепец	Гранодиорит-порфир, купол, неоген	»
62/1	» »	Диорит-порфирит, купол, неоген	»
63	Скв. 651, гл. 995 м	Диорит-порфирит, неоген	»
63/1	Скв. 651, гл. 996,5 м	То же	»
64	Уч-к Баня	Гранодиорит-порфир, неоген	»
65	Руч. Шуте	Березит по гранодиорит-порфиру, неоген	»
65/1	» »	Гранодиорит-порфир лейкократовый, неоген	»
66	Уч-к Лопош, скв. 611, гл. 545 м	То же	»
66/1	Скв. 603, гл. 440 м	» »	»
66/2	Скв. 603, гл. 480 м	» »	»
66/3	То же	Дацит, неоген	»
68	Уч-к Моронгош, скв. 445, гл. 361 м	Гранодиорит-порфир, неоген	»
68/1	Скв. 400, гл. 348 м	Роговик на контакте с габбро-диабазом	»
68/2	Гора Варгедь	Диорит-порфирит, неоген	»
70	с. Нересница, Тячевский р-н, карьер	Туф липарито-дацитовый, неоген	»

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K%	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
3,76	0,0307	11,8±1	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (8/595)
3,00	0,032	15,0	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б
1,36	0,0128	13,7±1	ИГН АН АрмССР	Михайлова Н. П. и др., 1974 (809)
1,26	0,0103	11,8±1,6	То же	Михайлова Н. П. и др., 1974 (847)
1,48	0,0088	8,6±1,6	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (850)
3,67	0,0305	12,0±0,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (882)
1,46	0,0132	13,0±1,3	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (888)
1,44	0,0012	11,2±1,3	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (889)
1,24	0,0084	9,8±1,3	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (916)
1,67	0,0114	9,8±0,7	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (898)
1,05	0,0085	11,6±2,1	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (906)
2,52	0,0181	10,3±0,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (573)
3,31	0,0189	8,2±1,5	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (875)
3,20	0,022	9,0±0,7	» »	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (712)
0,86	0,0070	11,7±0,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (861)
0,98	0,0086	12,6±0,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (853)
1,66	0,0127	11,0±1,9	» »	Михайлова Н. П. и др., 1974 (790)
3,38	0,032	14,0	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (Расточинский С. В.)
2,28±0,04	0,014± ±0,0015	9,0±2	ИГЕМ АН СССР	Аракелянц М. М. и др., 1975 (Лазаренко Э. А., 117/71)
2,76	0,0229	12,0±2,8	Львов. ун-т	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (70/56)
2,85	0,023	12,0	ИГН АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1967б (Расточинский С. В.)
2,70	0,013	7,0	То же	То же
1,70	0,0143	12,1±0,5	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (700/6)
2,16	0,0198	13,1±3,4	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970 (Лазаренко Э. А., 14)
1,99	0,0132	9,6±3,3	То же	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (В-651-18)
1,86	0,0134	10,4±0,5	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (876/1)
2,52	0,0239	13,7±3	Львов. ун-т	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (В-618б)
3,23	0,0313	14,0±2,7	То же	Бойко А. К. и др., 1970 (Лазаренко Э. А., 15-А)
2,64±0,04	0,013± ±0,0013	7,0±2	ИГЕМ АН СССР	Аракелянц М. М. и др., 1975
2,33	0,0178	11,0±2	Львов. ун-т	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (В-611-2)
2,28	0,0214	13,5±3,1	То же	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (В-603-1)
2,51±0,03	0,013± ±0,0015	8,0±2	ИГЕМ АН СССР	Борсук А. М. и др., 1973 (96/71)
2,17	0,02138	14,2±3,6	Львов. ун-т	Бойко А. К. и др., 1970
2,38	0,0171	10,3±3	То же	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (19)
3,22	0,0236	10,6±2,5	» »	Мерлич Б. В., Спитковская С. М., 1974 (В-400-52)
2,00±0,04	0,011± ±0,0015	8,0±3	ИГЕМ АН СССР	Аракелянц М. М. и др., 1975 (Лазаренко Э. А., 125/71)
1,73	0,0185	15,4	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (49/1)

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)
	пгт Буштина, Тячевский р-н		
71	Скв. 3, гл. 891 м	Туф липарито-дацитовый, новоселицкая свита (баден)	Порода
72	Скв. 5-Тячево, гл. 387 м	Туф липаритовый, неоген	»
73	Скв. 13, гл. 636 м	Туф липарито-дацитовый, второй горизонт, неоген	»

Отдельные геологические районы или зоны Советских Карпат неравномерно охарактеризованы определениями изотопного возраста (рис. 7). Наибольшее количество определений изотопного возраста приходится на Закарпатский прогиб, а также на Раховский и Чивчинский массивы.

Кратко остановимся на интерпретации цифровых значений возраста, приведенных в таблицах 12—17, по генетическим типам пород, не касаясь проблемных вопросов стратиграфии, тектоники и геологии отдельных районов Советских Карпат.

В табл. 12 приведены данные, полученные с помощью калий-аргонового метода по метаморфическим породам. В Предкарпатском прогибе метаморфические породы вскрыты на глубинах более 1600 м (табл. 12, пробы 1, 2/1, 4). Филлитовые сланцы этого района, по мнению Н. П. Семененко и др. (1967б), относятся к позднедокембрийским образованиям. Даты 510—680 млн. лет, видимо, следует рассматривать как время образования слюдистых минералов, связанных с этапом низкотемпературного метаморфизма тонкозернистых осадочных пород. Большинство изотопных дат, полученных по валовым пробам и калийсодержащим минералам Раховского и Чивчинского массивов, находятся в интервале 340—320 млн. лет и, по-видимому, связаны с герцинским этапом метаморфизма. Более низкие значения, по мнению А. К. Бойко (1970), объясняются процессами тектонической активизации, которые обусловили потерю радиогенного аргона в калийсодержащих минералах.

Более пестрая картина цифровых значений возраста наблюдается по осадочным породам мезо-кайнозоя флишевой зоны и Предкарпатского прогиба (табл. 13). По глауконитам и в некоторых случаях по слюдам получены изотопные даты, соответствующие геологическому возрасту осадочных пород. Что же касается определений возраста по валу пород, а иногда по слюдам, то чаще изотопные даты ниже возраста геологических образований. Например, для юрских осадочных пород обычно характерны цифровые значения мелового периода. Заниженные значения изотопных дат характерны не только для осадочных, но и для магматических пород флишевой зоны Советских Карпат (табл. 14). Это можно объяснить тем, что калийсодержащие минералы в юрских осадочных породах возникли не во время седиментации, их образование следует связывать с более поздними геологическими процессами, протекавшими в меловой период.

В табл. 13 приведены изотопные датировки, выполненные по галечному материалу конгломератов. Значения изотопного возраста самые различные — от девонских до позднемеловых. Эти данные с успехом можно использовать для решения различных проблем, в частности палеогеографии, тектоники и стратиграфии.

По метавулканитам, гнейсам и мигматитам Раховского и Чивчинского массивов выполнены немногочисленные определения изотопного возраста с помощью уран-торий-свинцового и рубидий-стронциевого ме-

Содержание		Возраст, млн. лет	Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
K%	$^{40}Ar \cdot 10^{-7}$ г/г			
2,93	0,0333	16,4±0,5	ИГН АН АрмССР	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (3/891)
2,56	0.0313	17,5±1	То же	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (5т/387)
2,62	0,0305	16,7±0,5	» »	Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г., 1968 (13/636)

тодов (табл. 15, 16). По цирконам из метавулканитов значения возраста по различным изотопным отношениям характеризуются большой дискордантностью и не поддаются обработке графическими методами. Последнее можно объяснить тем, что изменение изотопного состава свинца в цирконах происходило многократно. Тем не менее близкие значения по отношению $^{206}Pb/^{238}U$ для большинства цирконов метавулканитов позволяют предположить, что возраст минералов не может быть менее 600 млн. лет. Такое предположение подтверждается тем, что метаморфизм пород белопотокской серии, по данным рубидий-стронциевого изохронного метода, датируется 525 ± 9 млн. лет (Горохов и др., 1978). Большинство изотопных дат, полученных с помощью рубидий-стронциевого метода по валу метаморфических пород, составляет 300—330 млн. лет (табл. 16).

Рис. 7. Схема размещения точек отбора проб для изотопного датирования в районе Советских Карпат.

Метод исследований: *1* — калий-аргоновый; *2* — рубидий-стронциевый; *3* — уран-торий-свинцовый. *I* — Предкарпатский прогиб; *II* — флишевая зона; *III* — Закарпатский прогиб. Цифры на схеме — номера проб (см. табл. 12—17)

Большая часть изотопных датировок по вулканогенным породам Закарпатского прогиба приходится на неоген — 8—15 млн. лет (табл. 17). Единичные определения изотопного возраста, выполненные по габбро-порфиритам, составляют 31—35 млн. лет, которые также соответствуют раннему палеогену.

Главная цель настоящей главы — собрать опубликованные в различных изданиях изотопные определения возраста геологических образований по Донбассу, Днепровско-Донецкой впадине, Крыму и Советским Карпатам, выполнить пересчеты датировок на единые константы и дать их геологическую интерпретацию. Из приведенного фактического материала видно, что многие проблемы возрастной характеристики горных пород названных регионов Украины остались нерешенными. Практически нет реперных изотопных дат для вулканогенных пород, залегающих конформно с фаунистически охарактеризованными осадочными толщами. Такие изотопные даты были бы надежной опорой для разработки геохронологической шкалы фанерозоя СССР.

ГЛАВА III

ИЗОТОПЫ СВИНЦА В СУЛЬФИДАХ УКРАИНЫ

Исследования природных изменений изотопного состава свинца в различных геологических объектах позволяют получить важную информацию об эволюции земной коры, о характере, направленности и времени протекания геологических процессов. Поскольку свинец ассоциирует с сульфидными минералами и рудами многих металлов, то изучение вариаций изотопного состава свинца может пролить свет на правомочность тех или иных теорий рудообразования. В настоящее время в мировой литературе накопилась достаточно обширная информация, касающаяся изотопного состава свинца в свинцовых рудах. Вместе с тем сведения об изотопном составе свинца в изверженных и осадочных породах, имеющие не менее важное значение для понимания и восстановления геологической истории, к сожалению, довольно ограниченны. Тем не менее вся совокупность имеющихся результатов исследования изотопного состава свинца в свинцовых рудах и как элемента-примеси в других геологических образованиях и метеоритах позволила выявить определенную связь между изотопным составом свинца изучавшихся объектов и их геологической историей. Ряд исследователей разработали различные модели эволюции изотопного состава свинца Земли, которые хотя и различаются в некоторых деталях, но основаны на одних и тех же исходных предпосылках и используются при обработке результатов всех свинцово-изотопных исследований.

В основе любой модели эволюции изотопного состава свинца лежит два основных допущения:

1) на ранней стадии остывания Земли весь свинец имел одинаковый изотопный состав. Этот свинец называется первичным. В пределах доступной в настоящее время точности измерений его можно считать одинаковым для Земли и метеоритов;

2) все последующие изменения изотопного состава свинца полностью обусловлены добавлением к первичному радиогенного свинца, образующегося в результате радиоактивного распада урана и тория после образования Земли.

Исходя из этих допущений, были разработаны простые модели, определяющие зависимость изотопного состава свинца от времени, когда свинец был изолирован в бедных ураном и торием фазах, таких, например, как галенит или полевой шпат. Этот свинец, образовавшийся в единой свинец — уран — ториевой системе в период между формированием Земли и временем минерализации, называется обыкновенным. Во всех моделях, описывающих эволюцию изотопного состава обыкновенного свинца, принимается, что свинец выделялся из столь обширного свинец-уранторийсодержащего объема, что привнос или вынос из него данных элементов после образования Земли совершенно не сказывался. Иными словами, этот «резервуар был бесконечным». По мнению большинства исследователей, он расположен в мантии, так как земную кору они представляют себе слишком гетерогенной. Однако нельзя отбрасывать возможность

Таблица 18

Параметры, их символы и значения

Параметр	Символ	Значение	Литературный источник
Константы распада			
^{238}U	λ_3	$0{,}155121 \cdot 10^{-9}$ лет$^{-1}$	Jaffey a. o., 1971
^{235}U	λ_5	$0{,}98485 \cdot 10^{-9}$ лет$^{-1}$	Jaffey a. o., 1971
^{232}Th	λ_2	$0{,}049475 \cdot 10^{-9}$ лет$^{-1}$	Le Roux, Glendenin, 1963
Отношения			
$^{238}U/^{235}U$		137,88	Cowan, Adler, 1976
$^{238}U/^{204}Pb$	μ	Переменные в зависимости от модели	
$^{232}Th/^{204}Pb$	W		
Первичный свинец *			
$^{206}Pb/^{204}Pb$	a_0	9,307	Tatsumoto, Knight, Allegre, 1973
$^{207}Pb/^{204}Pb$	b_0	10,294	
$^{208}Pb/^{204}Pb$	c_0	29,476	
Современный свинец			
$^{206}Pb/^{204}Pb$	a	18,700	Stacey, Kramers, 1975
$^{207}Pb/^{204}Pb$	b	15,628	
$^{208}Pb/^{204}Pb$	c	38,630	
Возраст Земли	t_0	$4{,}55 \cdot 10^9$ лет	Patterson, 1956
		$4{,}43 \cdot 10^9$ лет	Doe, Stacey, 1974
		$4{,}57 \cdot 10^9$ лет	Tatsumoto, Knight, Allegre, 1973; Tilton, 1973

* Метеорит Каньон Дьявола (США).

того, что огромные объемы корового вещества, взятые в целом, также могут значительно приближаться к такому «бесконечному резервуару» (До, Тилтон, Хопсон, 1969).

Любая модель эволюции изотопного состава обыкновенного свинца является моделью одностадийной эволюции, поскольку принимается, что отношения U/Pb и Th/Pb в системе остаются постоянными, т. е. существует лишь одна стадия накопления радиогенного свинца. Рост изотопов свинца ^{206}Pb, ^{207}Pb и ^{208}Pb со временем в этом случае описывается уравнениями:

$$x = a_0 + \mu\,(e^{\lambda_3 t_0} - e^{\lambda_3 t});$$

$$y = b_0 + \frac{\mu}{137{,}88}\,(e^{\lambda_5 t_0} - e^{\lambda_5 t});$$

$$z = c_0 + W\,(e^{\lambda_2 t_0} - e^{\lambda_2 t}).$$

Параметры и их значения, используемые в данных уравнениях, приведены в табл. 18.

Все многообразие созданных различными исследователями моделей одностадийной эволюции изотопного состава свинца обусловлено выбором различных величин в качестве независимых параметров, уточнением их значений, а также введением некоторых отличающихся исходных предпосылок.

Так, в наиболее ранней модели Холмса — Гаутерманса (Holmes, 1946; Houtermans, 1946) принимается, что геохимические отношения U/Pb и Th/U имели небольшие начальные вариации региональной природы, возникшие в результате химического фракционирования. Однако эти отношения оставались постоянными в пределах локально замкнутых уран — торий — свинцовых систем. Как параметры рассматриваются величины a_0, b_0 и t_0. В данном случае изменение свинцово-изотопных отношений со временем описывается серией кривых эволюции свинца (рис. 8), каждая из которых соответствует локально-замкнутой системе, характеризующейся своим значением μ. Если минерализация происхо-

дила одновременно во всех системах, то измеренные величины отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ (x) и $^{207}Pb/^{204}Pb$ (y) в системе координат $x - y$ должны лежать на прямой линии (изохрона Гаутерманса), проходящей через точку (a_0, b_0), с наклоном, определяемым возрастом Земли (t_0) и временем минерализации (t), в соответствии с уравнением

$$\frac{y - b_0}{x - a_0} = \frac{1}{137{,}88} \frac{e^{\lambda_5 t_0} - e^{\lambda_5 t}}{e^{\lambda_8 t_0} - e^{\lambda_8 t}}.$$

Модель Расселла — Фаркуара — Камминга (Расселл, Фаркуар, 1962) основана на предположении, что геологические процессы в больших масштабах обеспечивали перемешивание пород земной поверхности, в связи с чем в раннюю эпоху существования Земли изотопы урана, тория и свинца были распределены абсолютно равномерно. Иными словами, принимается, что отношения $^{238}U/^{204}Pb$, $^{235}U/^{204}Pb$ и $^{232}Th/^{204}Pb$ сохраняли глобальное постоянство, в силу чего должна существовать только одна кривая эволюции обыкновенного свинца, способная варьировать в очень узких пределах. Это предположение отражено в уравнениях:

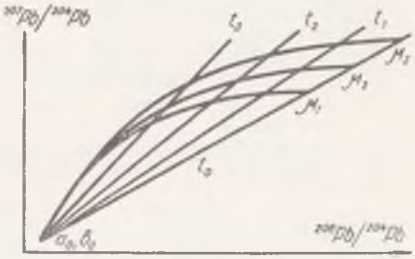

Рис. 8. Модель Холмса—Гаутерманса эволюции изотопов обыкновенного свинца (Расселл, Фаркуар, 1962).

$$x = a - \mu (e^{\lambda_8 t} - 1);$$

$$y = b - \frac{\mu}{137{,}88} (e^{\lambda_5 t} - 1);$$

$$z = c - W (e^{\lambda_2 t} - 1),$$

где как параметры рассматриваются величины a, b, c, μ и W.

Обе предложенные модели были разработаны в первую очередь для определения возраста рудных свинцов, который в связи с этим получил название «модельного».

Все последующие модели одностадийной эволюции изотопного состава свинца основаны по существу на исходных предпосылках, заложенных в модели Расселла — Фаркуара — Камминга, но предусматривают введение дополнительных параметров (a_0, b_0, c_0, t_0), а также использование новых, более точных значений всех параметров. Кроме того, при построении всех вариантов модели эволюции обыкновенного свинца вводится существенное дополнительное условие: кривые эволюции изотопного состава свинца должны проходить через точки, соответствующие изотопному составу свинцов ряда месторождений, претерпевших, по мнению большинства исследователей, одностадийное или близкое к нему развитие (табл. 19). Получаемые для них модельные возрасты должны быть достаточно близки к принятым геологическим.

Так, в модели одностадийной эволюции свинца Э. Р. Канасевича (Канасевич, 1973) как параметры используются величины a_0, b_0, c_0, a, b, c, t_0. Кроме того, он вводит следующие критерии, необходимые для выявления свинцов одностадийного происхождения.

1. Изотопный состав обыкновенного свинца из геологически связанной области должен быть постоянным в пределах от 0,3 до 1%.

2. Отношению $^{206}Pb/^{204}Pb$ в обыкновенном свинце должен соответствовать параметр μ, равный $8{,}99 \pm 0{,}07$. Приводимые пределы являются 95%-ными доверительными пределами на кривой эволюции.

3. Отношению $^{208}Pb/^{204}Pb$ в обыкновенном свинце должен соответствовать параметр W, равный $35{,}55 \pm 0{,}59$. Отношение Th/U в предполагаемом источнике, рассчитанное из величин μ и W, составляет $3{,}92 \pm 0{,}09$, что сопоставимо с отношением Th/U для метеоритов ($3{,}8 \pm 0{,}1$). Геохимические свойства урана и тория в сиалическом источнике совершенно

Таблица 19

Руды, эволюция изотопов свинца в которых соответствует одностадийной модели (Stacey, Kramers, 1975)

№ п/п	Месторождение	Принятый возраст, млн. лет	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
1	Барбертон, Южная Африка	3230	12,641	14,077	32,285
2	Манитувейдж, Онтарио, Канада	2700	13,211	14,401	33,069
3	Дженива-Лейк, Онтарио, Канада	2600	14,002	14,870	33,716
4	Кобальт, Онтарио. Канада	2170	14,87	15,16	34,44
5	Брокен-Хилл. Новый Южный Уэльс, Австралия	1660	16.007	15.395	35,675
6	Маунт-Айза, Квинсленд, Австралия	1660	16,111	15,460	35,847
7	Балмат, Нью-Йорк, США	1060	16,935	15,505	36,423
8	Кантинс-Флат, Новый Южный Уэльс, Австралия	420	18.055	15,619	38,145
9	Кобар, Новый Южный Уэльс, Австралия	410	18,082	15,624	38,125
10	Батерст, Нью-Барансуик, Канада	360	18.204	15.655	38.122
11	Холс-Пик. Новый Южный Уэльс, Австралия	240	18,350	15,607	38,347
12	Косака, Куроко. Япония	30	18,463	15,589	38,623
13	Уайт-Айленд, Новая Зеландия	0	18.757	15.603	38,644

различны. Поэтому отношение $^{232}Th/^{204}Pb$ представляет собой очень чувствительный индикатор того, в какой степени одностадийная модель нарушается из-за контаминации свинцом в верхних частях коры.

4. Возраст обыкновенного свинца должен согласовываться с данными датирования другими методами

В связи с уточнением параметров a_0, b_0, c_0 (Tatsumoto, Knight, Allegre, 1973) и констант радиоактивного распада урана и тория (Jaffey a. o., 1971; Le Roux, Glendenin, 1963) величины μ и W, предлагаемые Э. Р. Канасевичем, должны несколько измениться.

Среди исследований последних лет необходимо отметить работу Б. Р. До и Дж. С. Стейси (Doe, Stacey, 1974), в которой представлен чисто эмпирический подход к построению простых одностадийных кривых. Для наилучшего удовлетворения кривых изотопному составу одностадийных свинцов (табл. 19) и приведения в соответствие между собой значений модельных возрастов, получаемых по ураногенным и торогенному свинцам, принимались различные значения параметров t_0 и μ. В частности, для построения кривой одностадийной эволюции ураногенных свинцов ($x - y$) значения параметров t_0 и μ принимались равными 4,43 10^9 лет и 9,58 соответственно, тогда как для кривой одностадийной эволюции торогенного свинца ($x - z$) они составляли 4,57 $\cdot$ 10^9 лет и 9,174. Параметр W принимался равным 36,50. Ясно, что эти построения носят формальный характер и были сделаны, как отмечают сами авторы, для приведения принятых значений возраста рассматривавшихся согласных свинцовых месторождений в наилучшее соответствие с модельным возрастом.

По мере повышения точности масс-спектрометрических измерений изотопного состава рудных свинцов все более отчетливо наблюдалось несоответствие их какой-либо модели одностадийной эволюции. Некоторыми авторами были разработаны более сложные модели, в основе которых лежало допущение об однократном или многократном изменении параметров μ и W в процессе эволюции изотопного состава свинца (Stacey, Kramers, 1975; Sinha, Tilton, 1973; Cumming, Richards, 1975; Doe, Zartman, 1976; Стейси и др., 1977). Так, Дж. С. Стейси и Дж. Д. Крамерс разработали двухстадийную модель эволюции изотопного состава земных свинцов путем построения эволюционной кривой, наиболее хорошо соответствующей изотопному составу свинца галенитов из согласных месторождений (табл. 19). При этом переменными параметрами, значения которых под-

Таблица 20

Эволюция изотопного состава свинца по модели Стейси — Крамерса (Stacey, Kramers, 1975)

Время, млрд. лет	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	Время, млрд. лет	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
4,57	9,307	10,294	29,476	2,50	14,088	14,870	33,780
4,30	9,906	11,391	30,036	2,25	14,634	15,051	34,293
4,00	10,544	12,313	30,637	2,00	15,159	15,192	34,799
3,70	11,152	12,998	31,230	1,75	15,664	15,303	35,299
				1,50	16,149	15,389	35,793
Конец 1-й — начало 2-й стадии				1,25	16,617	15,457	36,280
3,70	11,152	12,998	31,230	1,00	17,066	15,509	36,762
3,50	11,680	13,481	31,666	0,75	17,499	15,551	37,238
3,25	12,317	13,965	32,204	0,50	17,915	15,583	37,708
3,00	12,931	14,343	32,736	0,25	18,315	15,608	38,172
2,75	13,520	14,639	33,261	0,00	18,700	15,628	38,630

бирались при построении кривой, были отношения $^{238}U/^{204}Pb$ (μ) на разных стадиях и время начала второй стадии (t_1). В результате, как отмечает Дж. Р. Ричардс (1977), значения модельного возраста, оцененные Дж. С. Стейси и Дж. Д. Крамерсом, находятся в согласии с вероятными истинными значениями возраста и с оценками, основанными на модели III Камминга и Ричардса (Cumming, Richards, 1975), которые исходили в своих построениях из совершенно иных постулатов (в частности, линейно изменяющегося значения μ). Кроме того, Дж. С. Стейси и Дж. Д. Крамерс при построении своей модели брали фиксированную точку современного изотопного состава свинца. Окончательные параметры модели Стейси и Крамерса, использовавшейся нами при расчетах модельного возраста свинцов, приведены в табл. 20 ($\mu_0 = 7{,}19$; $\mu_1 = 9{,}71$; $W_0 = 33{,}21$; $W_1 = 36{,}84$). Построенные по ним кривые эволюции изотопного состава свинца изображены на рис. 9.

Некоторые исследователи (Канасевич, 1973; Armstrong, Hein, 1973; Russell, 1972; Russell, Birnie, 1974) в результате накопления большого количества свинцово-изотопных данных по различным кристаллическим породам и рудным свинцам пришли к заключению, что должно существовать несколько самостоятельных материнских сред, характеризующихся различными отношениями U/Pb и Th/Pb и, следовательно, присущими им кривыми изотопной эволюции свинца. Например, одна из таких моделей, так называемая модель плюмботектоники (Doe, Zartman, 1976; Стейси и др., 1977), предусматривает, что отдельные части мантии, нижней и верхней земной коры, начиная с момента появления перманентной земной коры 4 млрд. лет тому назад, смешивались в орогенной зоне через равные промежутки времени (400 млн. лет). Сразу после каждого процесса смешения строго определенные доли нового вещества образовывали новую верхнюю и нижнюю земную кору, а остаток возвращался в мантию. В процессе орогении свинец, торий и особенно уран накапливались в результате перераспределения во вновь образованной верхней земной коре, а нижняя оказывалась сильно обедненной этими элементами. В мантии происходило лишь небольшое увеличение отношения U/Pb в результате возвращения части материала из орогенной зоны. Поэтому эволюция изотопного состава свинца в орогене, мантии, нижней и верхней земной коре проходила в средах с различными концентрациями урана, тория и свинца, вследствие чего каждая из зон характеризуется своей эволюционной кривой (рис. 10). Авторы показали, что на основании этой модели для фанерозоя действительно можно четко различить эволюцию изотопного состава свинца в условиях мантии и земной коры. В докембрии отличия в изотопном составе свинца для различных зон были значите-

льно меньшими и, кроме того, последующие процессы метаморфизма скорее всего уничтожили следы первичного вещественного состава тех или иных геологических регионов и, возможно, изменили изотопный состав свинца.

Наконец, довольно часто наблюдаются свинцы, изотопный состав которых не описывается рассмотренными моделями. Эти свинцы называются аномальными. Существование их предсказывалось А. Холмсом (Holmes, 1947), отмечавшим, что источником свинцовых руд мог быть свинец

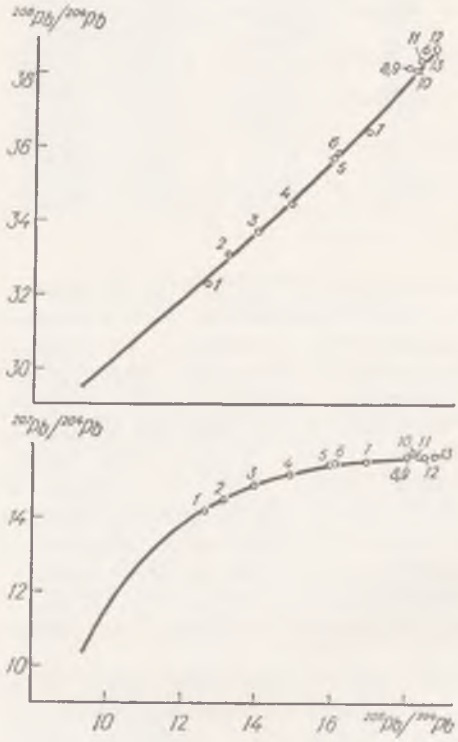

Рис. 9. Кривые изотопного состава свинца, соответствующие модели Стейси — Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

Цифры на графиках — номера проб свинцовых руд (см. табл. 19)

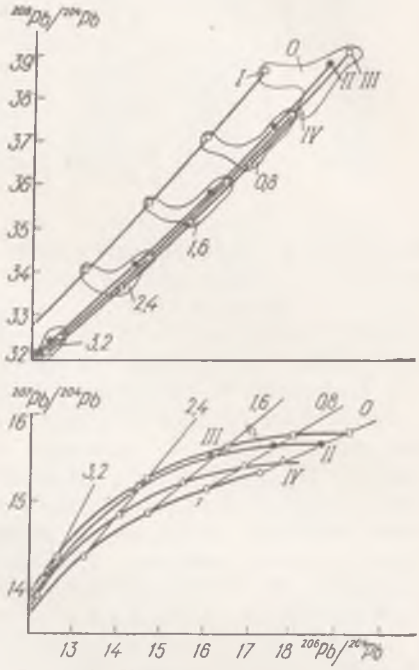

Рис. 10. Кривые изотопного состава свинца в мантии (*IV*), нижней земной коре (*I*), верхней земной коре (*III*) и орогенной зоне (*II*), соответствующие модели плюмботектоники (Стейси и др., 1977).

Арабские цифры на графиках — возраст, млрд. лет

из пород плюс свинец из более древних руд, или свинцовые руды могли произойти из источника, добавка радиоактивных элементов к которому произошла после возникновения источника, но до рудообразования. Соответственно, эти два типа аномальных свинцов получили название B-тип и J-тип.

B-тип — древний свинец в более молодых породах. Аномальные свинцы этого типа могли развиваться в соответствии с одностадийной моделью, но затем были переотложены в более молодых породах без какой-либо контаминации радиогенным или иным свинцом в ходе миграции.

J-тип — свинец, модельный возраст которого моложе известного возраста минерализации, часто дает отрицательные значения модельного возраста. Этот тип свинцов можно рассматривать как истинно аномальный, так как он развивался последовательно в нескольких средах, отличающихся значениями отношений U/Pb и Th/Pb. Обычно эти отношения увеличены, в результате чего аномальные свинцы данного типа характеризуются наличием дополнительного радиогенного свинца.

Являясь своеобразным индикатором, отражающим «интегрально» раз-

личные геологические процессы, изотопный состав свинца помогает понять геохимическую историю свинца, урана и тория начиная с момента образования Земли вплоть до времени конечной минерализации. Кроме того, изучение изотопного состава свинца пород и руд в совокупности с региональными особенностями геологического строения является важным средством познания процессов магмо- и рудообразования. Хотя при изотопных исследованиях свинца по-прежнему широко применяется галенит, количество используемых в настоящее время минералов значительно расширилось и включает свинец других сульфидных минералов, породообразующих минералов и пород в целом.

1. СРЕДНЕЕ ПРИДНЕПРОВЬЕ

Исследовался изотопный состав свинца галенитов, выделенных из осадочно-вулканогенных толщ Белозерского и Верховцевского районов. Эти геологические образования представлены древнейшими докембрийскими породами и являются одними из интереснейших объектов для изучения процессов рудной минерализации и установления эпох минералообразования.

Среди метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород этих районов широко представлена сульфидная минерализация, отличающаяся большим разнообразием генетических типов. Часть их, судя по структурно-геологическому положению, образовалась одновременно с вмещающими породами, т. е. сингенетична с ними, другие возникли позже и являются эпигенетическими. Не исключено, что большинство последних образовалось в результате мобилизации и переотложения рудного вещества из материнских пород в процессе метаморфизма.

Для изучения особенностей и времени проявления сульфидной минерализации в Белозерском р-не были отобраны пробы из рудных прожилков и кварц-карбонатных жил с галенитом среди осадочно-вулканогенных пород, залегающих в основании разреза белозерской свиты конкско-верховцевской серии (нижнебелозерская подсвита). Геолого-структурное положение свинцового рудопроявления в толще пород этой зоны свидетельствует о его связи с гидротермальными процессами. Пробы галенита отбирались в шахтах Белозерского железорудного месторождения. Прожилки галенита имеют мощность до 5 см и простираются как по сланцеватости пород, так и вкрест ее.

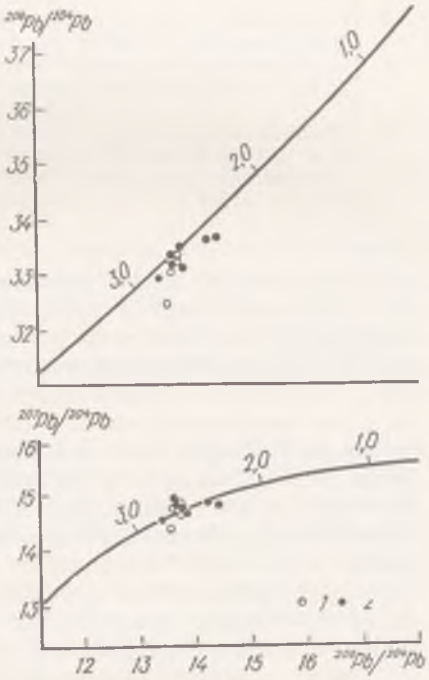

Рис. 11. Свинцово-изотопные отношения сульфидов Белозерского (*1*) и Верховцевского (*2*) районов Среднего Придиепровья.

Цифры на графиках — возраст, млрд. лет

Результаты определения изотопного состава свинца этих галенитов, три из которых были опубликованы ранее (Бартницкий и др., 1973; Бартницкий и др., 1976), представлены в табл. 21 (пробы 1—4).

Практически идентичный изотопный состав свинца имеют сульфиды, выделенные из осадочно-вулканогенных пород конкско-верховцевской серии Верховцевского р-на (табл. 21, пробы 5—9). Структурные взаимо-

Таблица 21

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал
	Белозерский р-н		
1	Шахта № 1	Прожилок галенита в осадочно-вулканогенных породах нижнебелозерской подсвиты	Галенит
2	То же	То же	»
3	» »	» »	»
4	Шахта № 2	» »	»
	Верховцевский р-н		
5	Алферовская синклиналь, скв. 10622. гл. 249,5 м	Вкрапления галенита в кварцевой жиле, секущей метасоматические кварциты конкско-верховцевской серии	»
6	Алферовская синклиналь, скв. 10628. гл. 156,9 м	То же	»
7	Кудашевский уч-к, скв. 4116, гл. 183,9 м	Вкрапления галенита в кварцевом прожилке, секущем амфибол-тальк-хлоритовый сланец конкско-верховцевской серии	»
8	Варваровский уч-к, скв. 26 102, гл. 250,7—253,7 м	Вкрапления галенита в тальк-карбонатной породе конкско-верховцевской серии	»
9	Варваровский уч-к, скв. 26 101, гл. 266,2—266,4 м	Гнезда буланжерита в карбонатной жиле, секущей тальк-карбонатную породу конкско-верховцевской серии	Буланжерит
10	Краснобалкинский уч-к, скв. 034. гл. 94,4—95,4 м	Вкрапления галенита в метасоматических кварцитах конкско-верховцевской серии	Галенит
11	Грановский уч-к, скв. 040. гл. 228,1 м	Вкрапления галенита в серпентинитє конкско-верховцевской серии	»

отношения оруденений с вмещающими породами чрезвычайно сложны и в значительной степени замаскированы влиянием метаморфизма и метасоматоза (Стульчиков и др., 1976). Сульфиды свинца связаны с кварцевыми и карбонатными прожилками, секущими в одних случаях рудные зоны, в других — вмещающие породы. В частности, пробы 5 и 6 представлены галенитом, выделенным из кварцевых жил, секущих метасоматические кварциты с никель-кобальтовым оруденением, которые образовались по ультраосновным породам. Пробы 7—9 отличаются прежде всего характером вмещающих пород. Так, проба 7 представляет собой вкрапления галенита в кварцевом прожилке, секущем амфибол-тальк-хлоритовые сланцы; проба 8 — вкрапления галенита в тальк-карбонатной породе, в которой наблюдается рассеянная никель-кобальтовая минерализация; проба 9 — гнезда буланжерита в карбонатной жиле с сульфидами, секущей тальк-карбонатную породу

Свинцово-изотопные отношения в сульфидах Белозерского и Верховцевского районов, а также кривые эволюции изотопного состава свинца, построенные по модели Стейси — Крамерса, представлены на рис. 11. Изотопный состав свинца всех этих сульфидов достаточно близок к таковому обыкновенного свинца. Однако наблюдаемый разброс точек, по-видимому, не исключает некоторую контаминацию поступивших рудоносных растворов в результате взаимодействия с вмещающими породами.

В Верховцевском р-не такое взаимодействие происходило, видимо, в большей степени при отложении галенитов в метасоматических кварцитах, о чем свидетельствует положение точек, соответствующих свинцово-изотопным отношениям этих галенитов (пробы 5 и 6), на рисунке. Точки расположены несколько выше кривой эволюции ураногенного свин-

Изотопный состав свинца и модельный возраст сульфидов Среднего Приднепровья

Изотопный состав свинца ($^{204}Pb = 1$)			Модельный возраст, млн. лет			Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$		
13,51	14,40	32,44	2570	2750	3140	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1973 (Ладиева В. Д.)
13,67	14,88	33,34	2810	2680	2710	То же	То же
13,57	14,77	33,00	2800	2730	2870	» »	Публикуется впервые (Жуков Г. В.)
13,70	14,65	33,15	2620	2670	2800	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1973 (Ладиева В. Д.)
13,56	14,81	33,30	2840	2730	2730	» »	Стульчиков В. А. и др. 1976 (Стульчиков В. А.)
13,59	14,95	33,13	2910	2720	2810	» »	То же
13,70	14,69	33,45	2650	2670	2660	» »	» »
13,36	14,49	32,88	2760	2820	2930	» »	» »
13,78	14,66	33,06	2560	2640	2850	» »	» »
14,18	14,83	33,60	2400	2460	2590	» »	» »
14,36	14,79	33,63	2240	2380	2570	» »	» »

ца, что указывает на контаминацию радиогенными изотопами свинца. Что касается торогенного свинца, то большинство точек, соответствующих свинцово-изотопным отношениям $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, располагается на графике ниже эволюционной кривой, что свидетельствует о контаминации свинцом, развивавшимся в среде с более низким отношением $^{232}Th/^{204}Pb$. Следствием является некоторое завышение модельного возраста, рассчитываемого по отношению $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Тем не менее все рассмотренные сульфиды характеризуются достаточно сходными свинцово-изотопными отношениями. Соответствующие им точки (рис. 11) образуют довольно компактную зону, которая находится в пределах 2600—2900 млн. лет. Такими же значениями характеризуется модельный возраст, рассчитанный по различным отношениям (табл. 21). Следовательно, можно сделать вывод о том, что древнейшая сульфидная минерализация, широко проявившаяся на территории Белозерского и Верховцевского районов и приуроченная к породам белозерской свиты конкско-верховцевской серии, имеет наиболее вероятный модельный возраст 2750 ± 150 млн. лет.

Пробы галенита 10, 11 (табл. 21) также отобраны из пород белозерской свиты Верховцевского р-на, но расположенных стратиграфически несколько выше по разрезу. Рудно-минеральная ассоциация здесь совершенно иная. С метасоматическими кварцитами, в которых находятся вкрапления галенита (проба 10), связано медное метасоматическое оруденение. Проба 11 представляет собой вкрапления галенита в серпентините. Прожилков карбоната или кварца не наблюдается, но вблизи предполагается мощное тектоническое нарушение. Эти галениты по изотопному составу свинца отличаются от всех остальных сульфидов и харак-

теризуются прежде всего заметным увеличением свинцово-изотопного отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$. По характеру торогенного свинца они аналогичны рассмотренным сульфидам. Точки, соответствующие свинцово-изотопным отношениям в системе координат $^{208}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$, также располагаются ниже эволюционной кривой. Значения модельного возраста для этих двух галенитов несколько ниже. Принятое на их основе время минерализации составляет 2400 ± 150 млн. лет.

Таким образом, район Среднего Приднепровья характеризуется двумя генерациями сульфидов свинца, приуроченными к различным толщам белозерской свиты конкско-верховцевской серии и, возможно, разорванными во времени. Эти генерации сульфидов сопровождаются различными рудно-минеральными ассоциациями, генетически связанными, по-видимому, с различными источниками. В частности, изучение состава примесей металлов в галенитах этих этапов рудообразования показали, что более древние галениты характеризуются повышенным содержанием серебра (приблизительно на порядок) по сравнению с галенитами более поздней генерации (Стульчиков и др., 1976).

2. КРИВОРОЖЬЕ

Изучение изотопного состава свинца сульфидов из образований скелеватской свиты криворожской серии было предпринято прежде всего в целях уточнения стратиграфического положения криворожской серии в разрезе докембрия Украинского щита, так как во многих схемах она принимается как опорный стратиграфический рубеж.

Возрастная последовательность геологических образований криворожской серии изучена довольно полно и не вызывает разногласий. Верхняя возрастная граница серии, как уже отмечалось, определена надежно; что касается нижней возрастной границы, то среди исследователей единого мнения нет.

Рассмотрим кратко вопрос о геологическом положении сульфидной минерализации, наблюдающейся преимущественно в гальке конгломератов. По составу рудных минералов и текстурно-структурным особенностям гальку с рудной минерализацией можно подразделить на три типа — со свинцово-цинковой, медно-халькопиритовой и молибденовой. Наиболее распространен первый тип, представленный кварцитовой галькой с полиметаллической минерализацией. Рудные минералы (сфалерит и галенит) образуют вкрапления, ориентированные вдоль четко выраженной полосчатости. Медная минерализация (халькопирит) локализована в сланцеватом кварците. И, наконец, молибденовая минерализация уста-

Таблица 22

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Концентрат	Содержание *, %	
				Pb	U
1	Скв. 13633, гл. 85,2 м	Кварцевый конгломерат	Пиритовый	0,0462	0,0102
2	То же	» »	Слюдистый	0,0230	0,0111
3	» »	» »	Тальковый	0,0151	0,0173
4	Скв. 13633, гл. 78,7—79,8 м	Гравелистый аркозовый песчаник	Пиритовый	0,0553	0,0590
5	Скв. 13633	То же	«	0,0816	0,0377

* Содержание Pb и U определялось масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления.

новлена в мелкой гальке с крупными зернами пирита. Чешуйчатая вкрапленность молибденита наблюдается в кварце и пирите. Выполненные минералого-геохимические исследования позволяют считать галенит и сфалерит в гальках метасоматических кварцитов докриворожскими образованиями. Кроме того, установлена акцессорная единичная радиоактивная вкрапленность в гальке вторичного кварцита (Семененко и др., 1976).

Цемент конгломератов состоит из кварца, серицита, хлорита, талька, пирита, пирротина и др. Пирит характерен для кварцевых конгломератов, в то время как пирротин является составной частью цемента полимиктовых конгломератов. Пирит образует ленты и прослои, подчеркивающие стратификацию слоистости конгломератов. Мощность лент и прослоев редко превышает 2—5 см, но, чередуясь с вмещающими породами, они образуют участки, обогащенные сульфидами, шириной в несколько десятков сантиметров. Радиографические исследования показали, что в цементе конгломератов содержится акцессорная вкрапленность смеси уран-торийсодержащих минералов, которая размещается в лентах и прослоях, обогащенных пиритом, а также кластогенными цирконом и магнетитом (Семененко и др., 1976). Для выяснения генетических особенностей формирования пород криворожской серии были выполнены свинцово-изотопные исследования сульфидов не только из галек вторичных кварцитов, но и из цемента. Для этого из различных горизонтов конгломератов были выделены пиритовые и в отдельных случаях слюдистые концентраты. Из табл. 22, в которой приведены изотопный состав свинца, а также содержание свинца и урана, видно, что эти концентраты содержат весьма аномальный свинец. Последнее связано с наличием урана, заключенного в радиоактивных минералах, сопутствующих пириту и слюдистым минералам. Если бы минералы, входящие в эти концентраты, были сингенетичны, то на основании имеющихся данных об изотопном составе свинца и содержании свинца и урана можно было бы рассчитать их свинцово-изохронный возраст. Однако такие попытки при использовании различных изохронных моделей не увенчались успехом, так как на графиках точки, соответствующие определенным изотопным отношениям, расположены беспорядочно. Все это свидетельствует о том, что урановое проявление в данном случае представляет собой смесь различных, видимо, разновозрастных урановых минералов, претерпевших еще и некоторое воздействие наложенных процессов. В подтверждение можно привести резко дискордантные значения возраста, рассчитанные по различным изотопным отношениям (табл. 22). Последнее не должно наблюдаться в случае справедливости точки зрения об аутигенном происхождении уранового проявления в цементе Поэтому считаем, что установить время седиментации на основании результатов изотопных исследований слюдисто-

Содержание свинца и урана, изотопный состав свинца и изотопный возраст пиритовых и слюдистых концентратов из цемента конгломератов скелеватской свиты криворожской серии

Изотопный состав свинца, %				Изотопный возраст, млн. лет			Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$		
1,026	41,94	19,51	37,52	2350	5700	3450	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 280)
0,809	48,53	16,79	33,88	2030	4100	2830	То же	То же
0,644	54,76	16,27	28,32	2310	2450	2370	» »	» »
1,042	40,08	19,93	38,95	2540	1550	2000	» »	» »
0,894	41,52	18,62	38,97	2660	3500	3000	» »	» »

Таблица 23

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Изотопный со свинца (^{204}Pb =	
			^{206}Pb	^{207}Pb
1	Рудник им. В. И. Ленина, отвалы конгломератов	Галька кварцита из пород скелеватской свиты	13,75	14,53
2	Скв. 13633, гл. 88,0 м	То же	14,24	15,13
3	Скв. 13395, гл. 238,0 м	» »	14,59	15,07
4	Скв. 13633, гл. 50,0 м	» »	15,71	15,80
5	Скв. 13633, гл. 102,4 м	» »	15,34	15,65
6	Скв. 13633, гл. 111,2 м	» »	15,42	15,48
7	Скв. 13362, гл. 159,0 м	» »	15,46	15,61
8	Рудник им. В. И. Ленина	Жила, секущая породы скелеватской свиты	15,32	15,51
9	Скв. 13395, гл. 65,5 м	Жила, секущая цемент конгломератов скелеватской свиты	18,98	16,48
10	Скв. 13 395, гл. 73,5 м	То же	19,10	16,71
11	Скв. 13 395, гл. 193,0 м	» »	18,34	16,72
12	Данных нет	Аркозовый песчаник	15,93	15,63
13	» »	Искусственный шлих из протолочек аркозов	20,75	17,22
14	» »	То же	25,13	18,62
15	» »	» »	25,19	18,56
16	Скв. 16 883, гл. 224,0 м	Жила, секущая метабазиты	13,82	14,49

сульфидных концентратов из цемента нельзя. Получаемые при этом любые значения свинцово-изохронного возраста являются, на наш взгляд, кажущимися, так как основные условия изохронных моделей не соблюдаются.

Представляется, что для наиболее надежного установления нижней возрастной границы криворожской серии достаточно было бы изучить изотопный состав свинца наблюдаемого в отдельных кварцитовых гальках свинцово-сульфидного и акцессорного радиоактивного проявления, которое, как уже отмечалось, во многих случаях относится к докриворожским образованиям. Для этого из нескольких кварцитовых галек были отобраны пробы с визуально наблюдаемым в них галенитом. Результаты изотопного анализа свинца описываемых галенитов, а также значения модельного возраста, рассчитанные для различных свинцово-изотопных отношений при использовании параметров модели Стейси — Крамерса, приведены в табл. 23. Здесь же помещены данные для галенита из аркозовых песчаников скелеватской свиты, галенитов из жил, секущих цемент, и полученные А. И. Тугариновым и др. (1963) свинцово-изотопные отношения для галенитов из аркозов (шлихи из протолочек).

По свинцово-изотопным отношениям галениты, выделенные из галек кварцитов, можно разделить на три группы. Первая представлена единственной пробой, отобранной из отвалов конгломератов на руднике им. В. И. Ленина (табл. 23, проба 1), которая характеризуется наиболее примитивным изотопным составом свинца и наиболее высокими значениями модельного возраста. По этим характеристикам данный галенит очень похож на галениты древней генерации из осадочно-вулканогенных толщ конкско-верховцевской серии Верховцевского р-на, где распространены

Изотопный состав свинца и модельный возраст галенитов Криворожья

став	Модельный возраст, млн. лет			Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции номер образца)
^{208}Pb	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$		
32,70	2490	2650	3020	ИГФМ АН УССР	Семененко Н. П. и др., 1974б (Семененко Н. П., 797-1)
34,05	2580	2430	2320	То же	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 282)
33,98	2290	2270	2400	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 745)
35,09	2100	1730	1850	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 34)
34,54	2230	1910	2130	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 86)
34,49	2050	1870	2150	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 287)
34,38	2120	1850	2210	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 519)
33,96	2140	1920	2410	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Бойко В. Л., 7319)
34,65	—	—	2070	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 538)
35,56	—	—	1620	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 549)
34,71	—	—	2040	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Ширинбеков Н. К., 667)
34,80	1840	1610	2000	» »	Семененко Н. П. и др., 1974б (Семененко Н. П.)
35,05	—	—	1870	ГЕОХИ АН СССР	Тугаринов А. И. и др., 1963
34,76	—	—	2020	То же	То же
34,88	—	—	1960	» »	» »
33,50	2400	2640	2620	ИГФМ АН УССР	Публикуется впервые (Ярощук Э. А.)

метасоматические кварциты с сульфидной минерализацией. Таким образом, не исключено, что последние являлись областью сноса для пород криворожской серии. Однако совсем недавно в Северном Криворожье на широте рудника им. В. И. Ленина скважиной, пройденной в метабазитах саксаганской метабазитовой серии, была вскрыта кососекущая кварцевая жилка с галенит-сфалеритовой минерализацией (табл. 23, проба 16). Изотопный состав свинца галенита из нее и соответствующий ему модельный возраст совершенно аналогичны рассмотренным.

Вторая группа галенитов из кварцитовых галек представлена пробами 2, 3 (табл. 23). Свинец этих галенитов характеризуется более высокими изотопными отношениями и, соответственно, более низкими значениями модельного возраста. Последние находятся в достаточно узких пределах. Модельный возраст галенитов второй группы можно принять равным 2400 ± 100 млн. лет. Следует отметить, что свинцово-сульфидная минерализация такого же возраста наблюдается в породах конкско-верховцевской серии Верховцевского р-на.

Наконец, третью, наиболее многочисленную группу галенитов из кварцитовых галек представляют пробы 4—7 (табл. 23). Для них характерны более высокие значения свинцово-изотопных отношений, в соответствии с которыми модельный возраст для всей группы принимался равным 2100 ± 200 млн. лет (Семененко и др., 1974б). На этом основании делалось заключение, что нижняя возрастная граница формирования пород скелеватской свиты криворожской серии не может превышать данной цифры. Однако такое заключение, видимо, несколько преждевременное.

Прежде всего в значениях модельного возраста, получаемых по различным свинцово-изотопным отношениям, наблюдается довольно сущест-

венный разброс, что, по-видимому, свидетельствует о более сложной эволюции изотопного состава свинца этих галенитов по сравнению с историей, предполагаемой одностадийной моделью. Далее, совершенно аналогичный изотопный состав свинца (особенно ураногенного) имеет проба галенита (табл. 23, проба 8) из жилы, секущей породы скелеватской свиты, что свидетельствует о существовании в породах рассматриваемой толщи свинцово-сульфидной минерализации такого же типа, как и в кварцитовых гальках. И, наконец, точки, соответствующие свинцово-изотопным отношениям всех этих проб, на графике в системе координат $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 12) образуют довольно компактную группу, расположенную значительно выше кривой одностадийной эволюции изотопного состава свинца. Такое размещение точек указывает на существенную добавку в галенитах изотопов свинца радиогенного происхождения. Об этом свидетельствует и положение точек на графике в системе координат $^{208}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$. Следовательно, модельный возраст, полученный для данной группы галенитов, вероятно, в какой-то степени занижен.

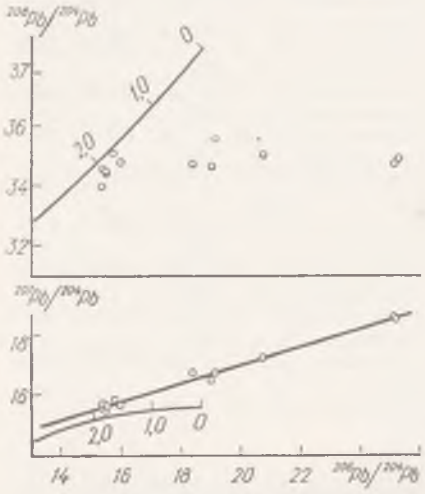

Рис. 12. Свинцово-изотопные отношения галенитов Криворожья.
Цифры на графиках — возраст, млрд. лет

На возможность такого загрязнения свинца радиогенными изотопами указывал А. И. Тугаринов, согласно которому в осадках нижнего протерозоя возникла и непрерывно нарастала со временем неравномерность в распределении свинца, урана и тория, что привело к появлению свинцов весьма варьирующего аномального изотопного состава (Тугаринов, Гриненко, 1965). Прямым доказательством возможности такого обогащения свинца радиогенными изотопами принимались результаты (Тугаринов, Зыков, Бибикова, 1963) изучения изотопного состава свинца трех образцов галенита, выделенных из аркозов скелеватской свиты криворожской серии (табл. 23, пробы 13—15). По наклону прямой линии, проведенной через точки, соответствующие свинцово-изотопным отношениям галенитов, авторы определили время обособления радиогенной добавки от материнских радиоактивных минералов. Оно составляет 1900 ± ± 200 млн. лет и приблизительно совпадает по времени с посткриворожским магматизмом. На этом основании авторы сделали заключение о том, что загрязнение галенитов радиогенным свинцом обусловлено мощным метаморфизмом всей криворожской толщи около 1900 млн. лет тому назад, вызванным кировоградским магматизмом. Однако следует отметить, что эта цифра получается лишь в случае, если возраст материнского радиоактивного минерала принимается равным 2600 млн. лет. Вообще же для данного наклона прямой (или линии аномальных свинцов) существует набор пар значений t_1 (время отделения радиогенного свинца от материнского радиоактивного минерала) и t_2 (возраст радиоактивного минерала). Приведем эти значения для нашего конкретного случая (для линии аномальных свинцов с угловым коэффициентом 0,308):

t_1	0	200	400	600	800	1000	1200	1400	1600	1800	2000	2200
t_2	3520	3450	3380	3310	3240	3160	3060	2950	2840	2700	2550	2380.

Выбор соответствующей пары значений производится в зависимости от конкретных геологических условий.

Более радиогенными по сравнению с галенитами из галек кварцита являются галениты из жил в цементе (табл. 23, пробы 9—11). При этом обнаруживается интересное обстоятельство: продолжение линии аномальных свинцов галенитов из аркозов проходит вблизи от точек, соответствующих изотопным отношениям свинца галенитов из жил в цементе, а также через группу точек свинцово-изотопных отношений галенитов из кварцитовых галек (третья группа) и из аркозовых песчаников (рис. 12). По нашему мнению, это указывает на некоторую генетическую общность всех упомянутых проб галенита. Уравнение * линии аномальных свинцов, рассчитанное с помощью полиномиального метода наименьших квадратов с привлечением проб 4—15, имеет вид:

$$y = (0{,}307 \pm 0{,}030)\,x + (10{,}85 \pm 0{,}56).$$

Расположение линии аномальных свинцов значительно выше эволюционной кривой, а также существенный разброс вокруг последней точек свинцово-изотопных отношений свидетельствуют о более сложной истории развития изотопного состава свинца данных сульфидов. Очевидно, что, во-первых, помимо описанных добавок радиогенного свинца происходило заражение галенитов еще каким-то другим, более древним, радиогенным свинцом, возможно привнесенным с детритусовым материалом в процессе осадконакопления; во-вторых, материнские радиоактивные минералы представляют собой смесь минералов различного генезиса. Тем не менее достаточно уверенно можно судить о том, что свинец галенитов из галек кварцитов содержит какие-то радиогенные добавки, достаточные для того, чтобы исказить (занизить?) получаемые цифры модельного возраста. При этом совершенно безразлично, когда они поступили — в докриворожское или посткриворожское время. Поэтому в настоящее время достаточно определенно можно утверждать, что нижний возрастной рубеж скелеватской свиты криворожской серии не может быть моложе 2100 и древнее 2400—2500 млн. лет; второе значение определяется цифрами модельного возраста галенитов из галек, не контаминированных радиогенными изотопами свинца.

3. СУЩАНО-ПЕРЖАНСКАЯ ЗОНА

Сущано-Пержанская зона сложена осадочно-вулканогенными породами сущанской свиты и интрузивно-метасоматическими породами, которые разные исследователи объединяют с осницким комплексом (Ткачук, 1948), коростенским (Безбородько, 1935; Галецкий, 1970; Беспалько, 1970) или выделяют в самостоятельный пержанский комплекс. Наиболее древними в пределах зоны являются породы сущанской свиты, которые вмещают все развитые здесь образования — габбро-анортозиты, граниты, апограниты, щелочные сиениты, метасоматиты. В состав свиты входят эффузивы, сланцы и кварциты. Определения изотопного возраста пород сущанской свиты очень малочисленны и составляют 1600—1700 млн. лет (калий-аргоновый метод).

В породах Сущано-Пержанской зоны галенит развит довольно широко в различных генетических проявлениях и ассоциациях с другими рудными минералами. Следует отметить, что при всем разнообразии интрузивных и метасоматических пород зоны галенит определяется лишь в более поздних образованиях, представленных щелочными разностями,— пержанских апогранитах, редкометальных метасоматитах и щелочных сиенитах. Все эти породы несут признаки поздних преобразований — трещины, следы гидротермальной деятельности в виде жил и прожилков кварца, выделения минералов группы криолита, флюоритизацию и т. д.

* Здесь и далее приводимые ошибки соответствуют 95%-ным доверительным пределам.

Таблица 24

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал	Изотопный сос свинца (^{204}Pb =	
				^{206}Pb	^{207}Pb
	с. Рудня-Перганская				
1	Скв. 6	Серый пержанский апогранит с криолитом и кварцем по трещинам	Галенит	16,45	15,19
2	Скв. 14г	Прожилок кварца в пержанском апограните	»	15.95	15,57
3	Скв. 725	Полевошпатовый метасоматит в пержанском апограните	Гентгельвин-галенит	15,68	15,30
	Ястребецкий массив				
4	Скв. 249	Щелочной метасоматит	Галенит	15,70	14,90
5	Скв. 532	Прожилок в щелочном сиенитовом пегматите	»	16,06	15,38
6	То же	Прожилок в меланократовом сиените	»	15,76	15,24

Щелочные породы и метасоматиты Сущано-Пержанской зоны описаны в работе Н. А. Беспалько (1970).

В породах Сущано-Пержанской зоны галенит находится в различных формах концентрации, среди которых можно выделить: вкрапленный или рассеянный, мелкие кристаллы которого обнаруживаются в тяжелой фракции нротолочек, прожилковый и метасоматический.

Вкрапленный галенит характерен для пержанских апогранитов, щелочных лейкократовых сиенитов и щелочных кварц-полевошпатовых калиевых метасоматитов Ястребецкого массива. В пержанских апогранитах он присутствует в ассоциации с циртолитом, криолитом, флюоритом, иногда с касситеритом и другими минералами. В щелочном метасоматите галенит находится вместе с цирконом, флюоритом, циртолитом, пирохлором, сфалеритом и магнетитом.

Прожилковые выделения галенита встречаются в тех же породах, где и вкрапленные, но распространены они значительно реже и приурочены к участкам и зонам с развитой гидротермальной деятельностью, обычно вблизи тел метасоматитов и в самих метасоматитах. Наиболее характерны прожилковые выделения галенита для пержанского апогранита, реже они встречаются в редкометальных метасоматитах, щелочных и меланократовых сиенитах. В пержанском апограните галенит ассоциирует с кварцем и криолитом. В редкометальном полевошпатовом метасоматите галенит приурочен к более поздним трещинам и ассоциирует с кварцем, криолитом, часто вместе с гентгельвином. Иногда наблюдается зональное строение прожилков, в которых по периферии расположен галенит, а в центральной части — гентгельвин и сидерит. В прожилке щелочного сиенита галенит ассоциирует с флюоритом, сфалеритом и халькопиритом.

Метасоматические выделения галенита встречаются в редкометальном метасоматите, в котором галенит и гентгельвин равномерно вкраплены в промежутках между микроклин-пертитами и замещают последние вплоть до образования сплошной галенитовой руды. Галенит здесь ассоциирует с гентгельвином, сфалеритом, халькопиритом и борнитом.

Изотопный состав свинца и модельный возраст изучавшихся галенитов приведены в табл. 24.

Изотопный состав свинца и модельный возраст сульфидов Сущано-Пержанской зоны

таг	Модельный возраст, млн. лет			Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции номер образца)
^{208}Pb	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$		
34,56	1100	1340	2120	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1976 (Беспалько Н. А., 707)
35.73	1780	1600	1530	То же	Бартницкий Е. Н. и др., 1976 (Беспалько Н. А., 372)
35,40	1740	1740	1700	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1976 (Беспалько Н. А., 762/69)
33,69	1340	1730	2540	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1976 (Беспалько Н. А., 1284)
35,22	1600	1550	1790	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1976 (Беспалько Н. А., 255)
35,74	1630	1700	1530	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1976 (Беспалько Н. А., 764/69)

Прежде всего необходимо отметить, что вкрапленные формы галенита в пержанских апогранитах (проба 1) и щелочных метасоматитах (проба 4) характеризуются существенно аномальным изотопным составом свинца. Для этих галенитов свойственны наиболее низкие изотопные отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$. В то же время отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ для них самые высокие. Модельный возраст, полученный по отношению $^{208}Pb/^{204}Pb$, находится в пределах 2000—2500 млн. лет, что противоречит принятым геологическим представлениям и данным абсолютного возраста, определенным ранее калий-аргоновым методом. Однако можно считать, что эти даты соответствуют времени отделения свинца от источника.

Образование вкрапленных галенитов, по крайней мере в пержанских апогранитах, не могло происходить ранее, чем 1800 млн. лет тому назад, что также не устраняет отмеченные противоречия. Кроме того, в случае принятия последней цифры как предельной, необходимо дополнительно допустить существование значительного интервала времени между отделением свинца от источника и отложением его в виде вкрапленного галенита.

Наблюдаемая аномалия изотопного состава свинца галенитов обусловлена, видимо, смешением по крайней мере двух различных типов свинца — древнего обыкновенного и радиогенного. В данном случае первый тип свинца должен был поступать 2000—2500 млн. лет тому назад из глубинного источника, характеризующегося нормальными уран-свинцовым и уран-ториевым отношениями. Второй тип обычен для аномальных свинцов, развивающихся в неглубоких зонах земной коры, где наблюдаются достаточно высокие и широко варьирующие значения уран-свинцового отношения На такой характер аномалии указывает и расположение экспериментальных точек, соответствующих свинцово-изотопным отношениям этих галенитов (рис. 13).

Изотопный состав свинца галенитов из кварцевого прожилка и полевошпатового метасоматита в пержанских апогранитах (табл. 24, пробы 2 и 3 соответственно), а также из галенитового прожилка в меланократовом сиените (проба 6) близок к обыкновенному. Точки, соответствующие свинцово-изотопным отношениям этих галенитов, попадают в область развития обыкновенных свинцов как в системе координат $^{207}Pb/^{204}Pb$ —

$^{206}Pb/^{204}Pb$, так и в системе $^{208}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$. Все значения модельного возраста этих галенитов, рассчитанные по различным свинцово-изотопным отношениям, находятся в пределах 1500—1800 млн. лет. Такая картина свидетельствует о том, что история развития описываемых свинцов действительно была одностадийной и от начала до конца протекала в едином источнике, характеризующемся обычными средними уран-свинцовым и уран-ториевым отношениями. Кроме того, отсутствовала контаминация растворов, транспортировавших этот свинец, коровыми свинцами, развивавшимися в обстановке с переменными отношениями урана, тория и свинца. Также можно уверенно судить об отсутствии активного взаимодействия между поступавшими растворами и вмещающими породами — пержанскими апогранитами, у которых изотопный состав свинца вкрапленных галенитов существенно отличается. Наконец, одинаковый характер и близкие изотопные составы свинца галенитов из прожилка кварца и из полевошпатового метасоматита в пержанском апограните свидетельствуют об их принадлежности к одной фазе гидротермально-метасоматического процесса.

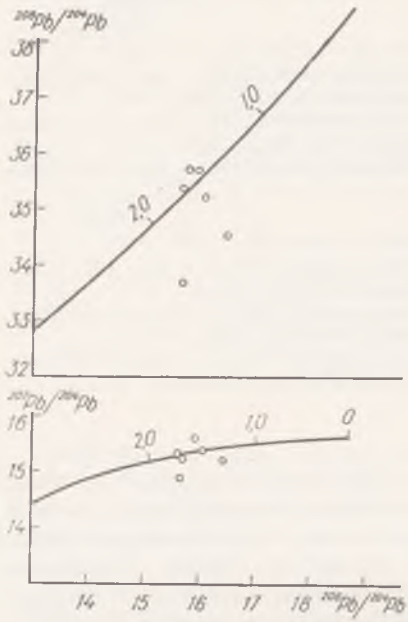

Рис. 13. Свинцово-изотопные отношения галенитов Сущано-Пержанской зоны.

Цифры на графиках — возраст. млрд. лет

Несколько иная картина в изотопном составе свинца наблюдается для прожилка галенита в щелочном сиенитовом пегматите (табл. 24, проба 5). Она характеризуется некоторой аномальностью торогенного свинца. Можно сказать, что отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$ этого галенита является промежуточным между значениями для вкрапленных галенитов, с одной стороны, и для обыкновенных свинцов, с другой. В то же время изотопные отношения ураногенных свинцов достаточно близки к таковым галенитов из прожилка кварца и полевошпатового метасоматита в пержанских апогранитах. Это обстоятельство, видимо, свидетельствует о едином источнике свинца или во всяком случае об одновременном поступлении свинецсодержащих растворов во вмещающие породы.

Однако при образовании галенитовых прожилков в сиенитах в какой-то степени происходило взаимодействие между поступавшими растворами и вмещающими породами. Возможно, что такое взаимодействие было обусловлено более щелочным характером сиенитов по сравнению с пержанскими апогранитами Таким образом, ясно, что на характер и степень взаимодействия между вмещающими породами и жильными проявлениями в них существенно влияли особенности как самих пород, так и поступавших растворов.

Изучение изотопного состава свинца галенитов, приуроченных к различным породам, позволило сделать выводы о генезисе и возрасте гидротермально-метасоматических процессов, происходящих в Сущано-Пержанской зоне.

4. ДОНБАСС

На территории Донбасса известны многочисленные рудопроявления и месторождения ртути, свинца и цинка различных генетических типов, соотношения между которыми далеко не всегда ясны. Во многих из них

содержатся сульфиды свинца. Изучение изотопного состава последнего может дать важную информацию как в отношении датирования этих рудопроявлений, так и выявления некоторых характерных черт генезиса.

К настоящему времени имеется около 50 анализов изотопного состава свинца галенитов из различных районов Донбасса. Местонахождение точек отбора проб схематически представлено на рис. 14. Результаты изучения изотопного состава свинца галенитов вместе с краткими геологическими характеристиками проб приведены в табл. 25. По особенностям изотопного состава свинца исследованных галенитов можно выделить несколько групп рудопроявлений.

Рис. 14. Схема размещения точек отбора проб галенитов в Донбассе (Бартницкий, Кузнецов, Скаржинский, 1975):

1 — оси антиклиналей, брахиантиклиналей, куполов; *2* — разрывные нарушения; *3* — палеозой-мезозойские изверженные породы; *4* — докембрийские кристаллические породы; *5* — брахиантиклинальные складки и купола; *6* — номера проб (см. табл. 25)

Первая группа представлена пробами галенитов, отобранными из различных участков северо-западной окраины Донбасса, отличающейся весьма сложными строением и историей развития (табл. 25, пробы 1—16). Определяющим фактором в образовании и размещении сульфидной минерализации в данном районе являются многочисленные дизъюнктивные нарушения, часть из которых, несомненно, представляет собой разломы глубинного заложения, уходящие в кристаллическое основание Днепровско-Донецкого прогиба.

Пробы 1—8 отобраны из позднекаменноугольных песчаников в районе Берекского купола. Галенит в них совместно со сфалеритом и пиритом замещает карбонатный цемент, образуя более или менее богатую вкрапленность. Пробы 9—12 представлены галенитом, образующим мелкие прожилки или вкрапления в брекчированных девонских известняках, окаймляющих соляной шток на Беляевском куполе. Проба 13 взята в районе Славянского купола из позднекаменноугольных песчаников, в которых галенит совместно с баритом метасоматически замещает цемент. Проба 14 представлена галенитом, находящимся в виде тонких коротких прожилков или вкраплений в брекчии, образовавшейся в процессе формирования Краснооскольского купола. Проба 15 — галенит, образую-

Таблица 25

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Изотопный со свинца (^{204}Pb =	
			^{206}Pb	^{207}Pb
1	Берекский купол	Песчаник, верхний карбон	19,02	15,98
2	» »	» » »	19,55	16,18
3	» »	» » »	19,41	16,39
4	» »	» » »	18,89	15,87
5	» »	» » »	19,11	16,07
6	» »	» » »	19,17	16,32
7	» »	» » »	19,14	16,17
8	» »	» » »	18,68	15,80
9	Беляевский купол	Брекчия, окаймляющая соляной шток	18,92	16,01
10	» »	То же	19,02	16,03
11	» »	»	18,87	15,79
12	Беляевский купол, скв. 149, гл. 390 м	Надсолевой брекчированный известняк, девон	18,56	16,17
13	Славянский купол	Песчаник, верхний карбон	18.99	15,59
14	Краснооскольский купол	Брекчия	19,14	15,69
15	Корульский купол	Известняк, средний карбон	18,97	15,54
16	с. Новомечебилово	Каменный уголь, средний карбон	18,79	15,47
17	с. Вейделеевка, Старобельско-Миллеровская моноклиналь	Известняк, башкирский ярус	19,13	15,86
18	Горловская антиклиналь	Мергелистый известняк, свита C_2^6	19,35	16,29
19	Никитовское рудное поле, уч-к Черная Курганка скв. 17.39, гл. 530,5 м	Кварц-карбонат-диккитовый прожилок в песчано-глинистых сланцах	18,56	16,03
20	Дружковско-Константиновская антиклиналь, скв. 199, гл. 408 м	Песчаник, свита C_2^1	18.19	15,72
21	Красноармейский угленосный р-н, поле шахты Белицкой, скв. 10177, гл. 475 м	Песчаник, средний карбон	18,26	16,04
22	То же	То же	18,31	15,64
23	Нагольный кряж, Есауловское месторождение, шахта Капитальная	Кварцевая жила в глинистых песчаниках, средний карбон	18,56	16,11
24	Есауловское месторождение, жила «Крокодил»	То же	18,15	15,55
25	Уч-к Семенов Бугор	» »	18,47	15,61
26	Уч-к Грековский	» »	17,96	15,04
27	Уч-к Ореховский	» »	17,34	14,98
28	Нагольно-Тарасовское месторождение	» »	18,15	15,18
29	Есауловское месторождение, уч-к Комсомольский	» »	18,14	15,13
30	Нагольно-Тарасовское месторождение, уч-к Журавкинский	» »	18,37	15,28
31	Нагольно-Тарасовское месторождение	» »	18,65	16,00
32	Уч-к Южно-Есауловский	Кварцевая жила в глинистых песчаниках, нижний карбон	18,12	15,41
33	Уч-к Остробугорский, скв. 2379, гл. 529 м	То же	18,65	16,17
34	Скв. 2379, гл. 469 м,	» »	18,64	16,17
35	Уч-к балки Широкой	» »	18,35	15,70
36	Уч-к Дьяковский	» »	18,78	15,35
37	Уч-к Центрально-Нагольчанский, жила «Варвара»	» »	18,23	15,53
38	Уч-к Нагольчанский	Кварц-анкеритовая жила в глинистых сланцах	18,51	15,80

Изотопный состав свинца и модельный возраст галенитов Донбасса

став 1)	Модельный возраст, млн. лет			Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
^{206}Pb	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}$		
39,14	—	—	—	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1967б (Скаржинский В. И.)
39,61	—	—	—	То же	То же
40,12	—	—	—	» »	» »
39,42	—	—	—	» »	» »
39,01	—	—	—	» »	» »
38,71	—	—	—	» »	» »
38,88	—	—	—	» »	» »
39,70	—	—	—	» »	» »
39,26	—	—	—	» »	» »
40,28	—	—	—	» »	» »
38,97	—	—	—	» »	» »
40,03	—	—	—	РИ АН СССР	Лазаренко Е. К. и др., 1975
38,50	—	—	—	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1967б (Скаржинский В. И.)
		—	—		
38,70	—	—	—	То же	То же
39,12	—	—	—	» »	» »
38,26	—	—	—	» »	» »
38,63	—	—	—	» »	» »
39,69	—	—	—	» »	» »
38,49	550	90	80	РИ АН СССР	Лазаренко Е. К. и др., 1975
37,55	460	330	580	То же	То же
38,24	760	280	210	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. К. и др., 1975 (Скаржинский В. И.)
36,99	290	250	870	РИ АН СССР	Панов Б. С., 1966
39,52	630	90	—	То же	Лазаренко Е. К. и др., 1975
37,76	300	350	470	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1975 (Кузнецов Ю. А.)
38,99	140	150	—	То же	То же
36,92	—	470	920	» »	» »
37,10	180	840	820	» »	» »
37,10	—	350	820	» »	» »
37,16	—	360	790	» »	» »
37,81	—	210	440	» »	» »
38,98	210	30	—	РИ АН СССР	Лазаренко Е. К. и др., 1975
37,93	140	370	380	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1975 (Кузнецов Ю. А.)
39,93	630	30	—	РИ АН СССР	Лазаренко Е. К. и др., 1975
39,95	640	40	—	То же	То же
39,02	330	230	—	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1975 (Кузнецов Ю. А.)
36,81	—	—	970	То же	То же
38,23	210	300	220	» »	» »
38,97	330	120	—	ГЕОХИ АН СССР	Тугаринов А. И., Зыков С. И., 1956

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Изотопный со свинца (^{204}Pb =	
			^{206}Pb	^{207}Pb
39	Уч-к Бобриковский, опорная скв., гл. 252,3 м	Кварцевая жила в глинистых песчаниках, нижний карбон	18,53	15,90
40	Уч-к Бобриковский. опорная скв., гл. 277,6 м	То же	18,51	15,76
41	Нагольный кряж	Рудная жила	18,49	16,10
42	» »	» »	18,51	15,77
43	Нагольный кряж. Южная зона	Самородный свинец	19,10	16,57
	Северная антиклиналь			
44	Уч-к Щетовский. скв. 10-П и 13-П	Прожилки кварца в песчанике, средний карбон	17,94	15,43
45	Уч-к Малониколаевский	То же	18,26	15,58
46	Уч-к Медвежанский	» »	18,49	15,60
47	Южная антиклиналь, уч-к Барило-Крепинский. 25 км к юго-востоку от Нагольного кряжа	Кварцевая жила	18,77	15,66
48	с. Новотроицкое, балка Мандрыкина	Рудные прожилки и мелкие скопления галенита с пиритом в гранитоидах зоны сочленения	26,54	16,52
49	То же	То же	24,42	16,10
50	» »	» »	28,26	17,10
51	» »	» »	23,70	15,53
52	Волновахская зона, уч-к Новотроицкий, скв. 920, гл. 355 м	Кварцевый прожилок в гранитоидах	26,22	16,75
53	Волновахская зона, Каракубское месторождение. Южный рудник	Жила кальцита в известняках, нижний карбон	23,74	16,37
54	Бахмутская котловина	Медистые песчаники. нижняя пермь	24,88	17,00
55	То же	То же	24,42	16,37
56	Бахмутская котловина, р-н г. Артемовска	Пласт доломита в кровле свиты пермских песчаников	18,43	15,87
57	Южно-Донбасский уч-к, р-н Красногоровки, скв. 8226, гл. 479 м	Трахиандезит, прорывающий отложения нижнего карбона	17,13	15,17
58	Покрово-Киреевское месторождение, скв. 76, гл. 180 м	Карбонатно-флюоритовая руда	18,29	15,09

щий мелкие неправильные прожилки в известняках среднего карбона в районе Корульского купола, проба 16 — галенит из каменного угля среднего карбона, разбуренного скважиной в районе Новомечебилово.

Изотопный состав свинцов галенитов этой группы рудопроявлений характеризуется повышенными содержаниями радиогенных изотопов, т. е. описываемые свинцы являются аномальными J-типа. Свинцово-изотопные отношения галенитов графически изображены на рис. 15 в системах координат $^{207}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$. Учитывая расположение точек, соответствующих изотопным отношениям ураногенных свинцов, относительно эволюционной кривой, рассматриваемую группу галенитов можно подразделить на два типа: I — точки свинцово-изотопных отношений располагаются выше кривой эволюции обыкновенного свинца; II — ниже. Такая картина в принципе может наблюдаться только в том случае, если исследуемые свинцы представляют собой смесь не менее трех компонентов — обыкновенного свинца, изотопный состав которого соответствует времени минерализации, радиогенного свинца и примеси более древнего обыкновенного свинца. Соотношением этих трех компонентов в смеси будет определяться положение на графике точек свинцово-изотопных отношений галенитов.

став 1)	Модельный возраст, млн. лет			Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции, номер образца)
^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$		
39,36	430	110	—	ИГФМ АН УССР	Лазаренко Е. К. и др., 1975
38,67	290	120	—	То же	То же
39,59	660	140	—	ГЕОХИ АН СССР	Виноградов А. П. и др., 1954
38,79	300	120	—	Берн, Швейцария	Расселл Р., Фаркуар Р., 1962
41,00	—	—	—	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1975 (Жулид В. А.)
38,08	300	490	300	То же	То же
38,15	250	280	260	» »	» »
38,45	110	140	100	» »	» »
38,64	0	0	0	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1975 (Кузнецов Ю. А.)
43,66	—	—	—	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1967б (Скаржинский В. И.)
43,22	—	—	—	» »	То же
45,38	—	—	—	» »	» »
39,13	—	—	—	» »	» »
43,00	—	—	—	РИ АН СССР	Панов Б. С., 1966
42,09	—	—	—	То же	То же
44,81	—	—	—	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н. и др., 1967б (Скаржинский В. И.)
44,19	—	—	—	То же	То же
39,09	470	180	—	ГЕОХИ АН СССР	Тугаринов А. И., Зыков С. И., 1956
36,16	580	960	1310	РИ АН СССР	Панов Б. С., 1966
37,04	—	270	850	То же	То же

В частности, в свинце галенитов первого типа следует предположить наличие значительных переменных количеств радиогенного ураногенного и древнего обыкновенного свинцов. Кроме того, они должны содержать примерно одинаковые количества радиогенного торогенного свинца (4-й компонент), что вытекает из явно выраженной тенденции уменьшения отношения $^{208}Pb/^{204}Pb$ с ростом отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{207}Pb/^{204}Pb$. Иными словами, должны существовать раздельные источники радиогенных ураногенного и торогенного свинцов, что не свойственно для галенитов второго типа. Они характеризуются меньшими отношениями $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ по сравнению с галенитами первого типа, что, возможно, обусловлено более высоким содержанием древнего обыкновенного свинца относительно радиогенного загрязнения.

К сожалению, такие сложные многокомпонентные системы не поддаются математической обработке, вследствие чего нельзя сделать никаких заключений о времени их образования. Даже если в отдельных случаях и наблюдаются какие-то кажущиеся линейные зависимости, то они являются ложными и не несут никакой возрастной информации, так как даже при незначительных загрязнениях обыкновенного свинца несколькими компонентами могут существенно изменяться наклон и место пере-

сечения кажущейся прямолинейной зависимости с кривой эволюции обыкновенного свинца.

Таким образом. наличие на территории северо-западной окраины Донбасса двух типов свинцов, несколько отличающихся по изотопному составу, свидетельствует о возможных различиях в условиях их образования. Эти различия, учитывая геологическое строение района, по-видимому, обусловлены рядом причин (Бартницкий, Кузнецов, Скаржинский, 1975). Поскольку в настоящее время нет оснований предполагать существенное различие исходных источников (магматических очагов) эндогенной минерализации в районе, характеризующемся единым планом развития, то можно допустить влияние локальных факторов, обусловивших различие в изотопном составе свинца. Одним из таких факторов могло быть разное время отделения растворов, изменивших состав в связи с эволюцией материнской магмы (источника растворов) в периоды активизации тектонической деятельности. Возможно, важную роль сыграла различная глубина заложения разломных структур, подводивших рудоносные растворы из глубин к месту отложения руд.

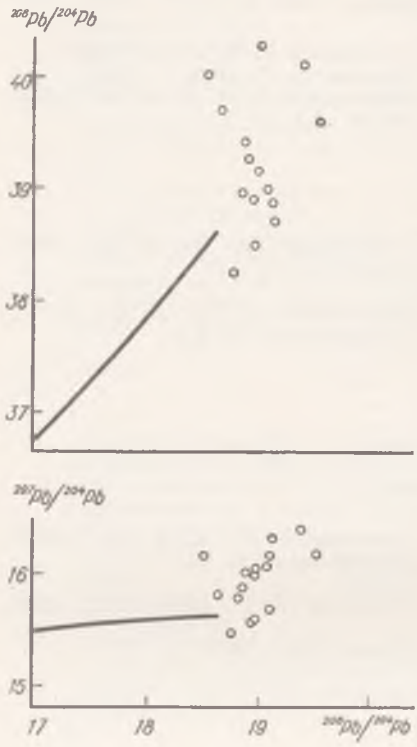

Рис. 15. Свинцово-изотопные отношения галенитов северо-западной окраины Донбасса

Контаминация галенитов более древним обыкновенным свинцом, возможно неоднократная, вполне объяснима явлением регенерации, поскольку для Донбасса установлено не менее четырех этапов магматической деятельности, начиная с девона (Бутурлинов, Скаржинский, 1970), а образование региональных разломов глубинного заложения, предопределивших положение Днепровско-Донецкого прогиба, по-видимому, относится к более раннему времени. Что касается загрязнения галенитов радиогенным свинцом, то можно допустить, что оно произошло в результате взаимодействия растворов с вмещающими породами на локальных участках, обогащенных радиоактивными элементами (Бартницкий, Лазьков, Скаржинский, 1967б).

Также не исключено, что такое загрязнение произошло в результате выноса из пород докембрийского кристаллического фундамента подвижных радиогенных добавок химически активными гидротермальными растворами, возникновение которых было связано с позднепалеозойско-мезозойскими этапами тектоно-магматической активизации (Лазаренко, Панов, Павлишин, 1975). Взаимодействие этих растворов с расположенными стратиграфически выше вмещающими осадочными породами неизбежно должно было обусловить изотопный сдвиг в составе находящегося в них свинца.

Аналогами рассмотренной группы галенитов по изотопному составу свинца являются пробы 17 и 18 (табл. 25). Первая представлена галенитом из зоны сочленения Донбасса с Воронежским кристаллическим массивом. Галенит выделен из зоны дробления известняков башкирского яруса севернее г. Старобельска в пределах Старобельско-Миллеровской моноклинали. Проба 18 отобрана из мергелистых известняков свиты C_2^6 в районе Горловской антиклинали. Этот галенит образует крупные (до

1 см в поперечнике) кристаллы, видимо, метасоматического происхождения. В то же время пробы 19 и 20 (табл. 25), отобранные в районе Никитовского рудного поля и Дружковско-Константиновской антиклинали, являющейся продолжением Горловской, характеризуются уже значительно менее аномальным изотопным составом свинца. Проба 19 представлена галенитом из кварц-карбонат-диккитового прожилка среди раздробленных песчано-глинистых сланцев в кровле софиевских песчаников; проба 20 — прожилковидными выделениями галенита в песчаниках свиты C_3^1. Аналогичный изотопный состав свинца имеют и пробы галенита 21 и 22 (табл. 25), представленные вкраплениями в среднекарбоновых песчаниках Красноармейского угленосного района.

Следующая группа галенитов, представленная пробами 23—42 (табл. 25), относится к различным рудопроявлениям Нагольного кряжа. Рудоносные структуры Нагольного кряжа приурочены к сложному тектоническому узлу — пересечению Главной антиклинали и сопряженного с ней Осевого глубинного разлома с поперечным Ровенецким поднятием. Южная и Северная рудоносные зоны района прослеживаются на расстоянии около 50 км соответственно вдоль присводовой части и северного крыла Главной антиклинали, осложненных складчатостью более высоких порядков. С запада на восток в пределах этих зон располагается ряд полиметаллических рудопроявлений: в Южной зоне — Южно-Есауловское, Остробугорское, Центрально-Нагольчанское, балка Широкая, Дьяковское, Бобриково, в Северной — Есауловское, Семенов Бугор, балка Водяная, Ореховское, Грековское, Нагольно-Тарасовское, балка Журавка.

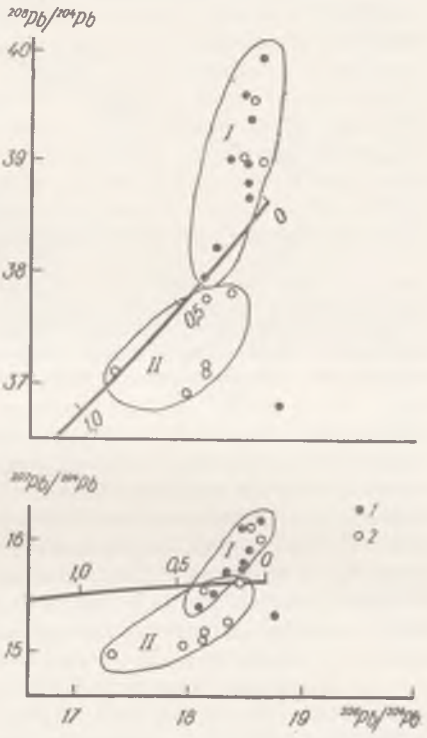

Рис. 16. Свинцово-изотопные отношения галенитов Нагольного кряжа:

1 — Южная зона (поле *I*); *2* — Северная зона (поле *II*). Цифры на графиках — возраст, млрд. лет

Свинцово-цинковые оруденения локализуются в прожилково-жильных зонах, контролируемых зонами смятия, трещинами скалывания и отрыва, а также сбросовыми трещинами. В пределах таких зон на некоторых участках оруденение представлено, кроме того, вкрапленным типом. Жильная и особенно рудная минерализация очень разнообразны. Жильные минералы представлены кварцем, анкеритом, апатитом, диккитом, донбасситом и другими, рудные — пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, бурнонитом, халькопиритом, буланжеритом, киноварью и др.

Южная и Северная рудоносные зоны Нагольного кряжа имеют некоторые различия в структурном плане и минералого-геохимическом отношении. В Северной зоне преимущественно развиты жилы, субсогласные со складчатостью и по простиранию пород, в Южной — секущие поперечные и диагональные. Пробы галенитов, отобранные в различных участках района, характеризуют эти основные морфогенетические разновидности жил.

Отличия рудных зон в минералого-геохимическом отношении заключаются в том, что более высокотемпературная, ранняя пирит-арсено-

пиритовая минерализация характерна для Южной зоны, в то время как минералы свинца, цинка, сурьмы и ртути образуют более значительные концентрации в Северной зоне. Вмещающими породами в Южной зоне является толща песчано-глинистых отложений нижнего карбона, в Северной — среднего карбона.

Свинцово-изотопные отношения галенитов, отобранных в Северной и Южной рудоносных зонах, представлены на рис. 16. Экспериментальные точки образуют два поля, особенно четко выраженные в системе координат $^{207}Pb/^{204}Pb$ — $^{206}Pb/^{204}Pb$. Поле *I* в основном соответствует галенитам Южной зоны (участки Южно-Есауловский, Остробугорский, балка Широкая, Центрально-Нагольчанский, Бобриковский). Несмотря на достаточно сложную историю формирования рудной минерализации Нагольного кряжа (многостадийность рудообразования, значительный диапазон температурных условий, пульсирующий режим поступления рудоносных растворов при неоднократном приоткрывании трещин и т. д.), свинец галенитов Южной зоны характеризуется довольно четко выраженной особенностью изотопного состава. Можно достаточно уверенно судить о том, что свинец этих галенитов представляет собой в основном смесь двух компонентов: обыкновенного и радиогенного свинцов. Третий компонент, если он и присутствует, то в большинстве проб Южной зоны в очень небольших количествах. Исходя из положения точек на графике (рис. 16) относительно кривых эволюции изотопного состава свинца, модельный возраст этой группы галенитов можно принять равным 250 ± 100 млн. лет. В это же поле попадает проба самородного свинца из Южной зоны Нагольного кряжа, изотопный состав которого характеризуется наиболее значительной радиогенной добавкой (табл. 25, проба 43).

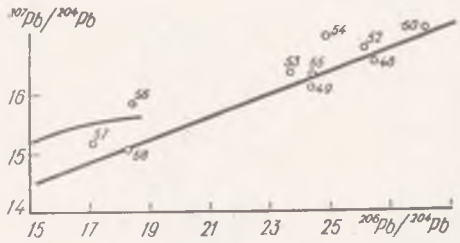

Рис. 17. Свинцово-изотопные отношения галенитов Бахмутской котловины и зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком Украинского щита. Цифры на графике — номера проб (см. табл. 25)

В Северной рудоносной зоне происходило очень сложное наложение различных стадий рудной минерализации. При этом рудный свинец контаминировался более древним обыкновенным свинцом, что отражено в расположении точек свинцово-изотопных отношений ниже кривой эволюции обыкновенного свинца (рис. 16, поле *II*).

Таким образом, основное отличие между галенитами Южной и Северной зон Нагольного кряжа состоит в том, что изотопный состав свинца первых определяется преимущественным добавлением радиогенного, а вторых — более древнего обыкновенного свинцов. Интересно отметить, что для галенитов, отобранных в узле сопряжения Южной и Северной зон, наблюдается перекрытие полей *I* и *II*. Видимо, несмотря на исключительно сложную историю процесса рудообразования в этой части Нагольного кряжа, связанного со вторичной переработкой рудных минералов Южной зоны, поступавший при этом свинец количественно имел подчиненное значение по отношению к существовавшему ранее. Поэтому изотопный состав последнего изменился незначительно и практически мало отличается от изотопного состава свинца, характерного для галенитов Южной зоны.

Отличаются своеобразием изотопные данные для свинца галенитов, отобранных из прожилков кварца в песчаниках севернее (табл. 25, пробы 44—46, район Северной антиклинали) и южнее (проба 47, район Южной антиклинали) Нагольного кряжа. Если для первого (проба 44) еще можно допустить наличие некоторого количества более древнего обыкновенного свинца, то три остальных попадают точно в область развития обык-

новенных свинцов и характеризуются цифрами модельного возраста, соответствующими нижней перми (проба 45), мелу (проба 46) и современной геологической эпохе (проба 47). Не исключено, что значения модельного возраста соответствуют периодам активизации тектоно-магматической деятельности в описываемых районах. При этом следует принять, что поступление рудоносных растворов происходило без сколько-нибудь существенного взаимодействия с вмещающими породами, так как отсутствует какая-либо контаминация инородным свинцом, либо свинец, находившийся ранее во вмещающих породах, был количественно подчинен по отношению к свинцу, поступавшему с рудоносными растворами.

Наконец, третью, четко выделяющуюся, группу галенитов Донбасса представляют пробы 48—55 (табл. 25), являющиеся по изотопному составу свинца резко аномальными. Пробы 48—52 — галениты, образующие маломощные неправильные прожилки или мелкие скопления с пиритом (иногда с флюоритом) в докембрийских гранитоидах зоны сочленения Донбасса с Приазовским выступом Украинского щита (балка Мандрыкина, район с. Новотроицкого). Проба 53 отобрана несколько восточнее, в районе Комсомольского рудопроявления. Галенит здесь находится в жиле кальцита, секущей известняки нижнего карбона (Лазаренко, Панов, Павлишин, 1975). Свинцово-изотопные отношения этих проб изображены на рис. 17.

Разброс соответствующих точек и положение их относительно кривой эволюции изотопного состава обыкновенного свинца указывают на наличие в данных пробах галенита помимо радиогенной добавки еще и третьего компонента — древнего обыкновенного свинца; однако мы решили пренебречь этим обстоятельством и попытаться сделать какие-то заключения относительно природы радиогенного загрязнения и времени формирования радиогенной составляющей свинца галенитов (Burger, Nicolaysen, Villiers, 1962). Если считать, что свинец галенитов состоит только из двух компонентов — обыкновенного свинца времени рудной минерализации и радиогенного, то расположение на графике экспериментальных точек свинцово-изотопных отношений должно отвечать прямолинейной зависимости, в нашем случае имеющей вид (за исключением пробы 51, как резко выпадающей):

$$y = (0{,}162 \pm 0{,}028)\,x + (12{,}38 \pm 0{,}72).$$

Величина наклона прямой линии дает предельные значения (1550 и 2450 млн. лет) времени образования радиоактивных минералов, радиогенный свинец которых обусловил аномалию изотопного состава свинца галенитов. Первая цифра соответствует тому предельному случаю, когда время отделения радиогенного свинца от материнской системы и формирование рудных свинцов близко ко времени образования материнских радиоактивных минералов. Вторая цифра соответствует другому предельному случаю, при котором отделение радиогенного свинца в процессе рудной минерализации и образование галенитов произошли в современную геологическую эпоху. Конечно, рассмотренная идеализированная картина несколько усложняется вследствие наличия в галенитах древнего обыкновенного свинца: экспериментальные точки свинцово-изотопных отношений характеризуются значительным разбросом и не удовлетворяют строгой линейной зависимости, величина наклона линии регрессии может быть несколько изменена в ту или иную сторону. Тем не менее сделанные общие заключения относительно природы радиогенной примеси в галенитах существенно не меняются.

Что касается источника радиогенного свинца в галенитах зоны сочленения Донбасса с Приазовским выступом, то, по-видимому, можно считать, что им являлись повышенные концентрации радиоактивных элементов во вмещающих породах, в результате взаимодействия с которыми происходило загрязнение гидротермальных рудоносных растворов радиогенным

свинцом. В связи с тем, что наиболее вероятен палеозойский возраст рудной минерализации этого района, о чем свидетельствует геологическое положение пробы 53 (табл. 25), а время образования радиоактивных минералов, обусловивших радиогенный свинцовый компонент, находится в пределах 1550—2450 млн. лет, необходимо допустить, что контаминация рудоносных растворов радиогенным свинцом осуществлялась вмещающими докембрийскими породами Приазовского выступа Украинского щита.

Такими же повышенными содержаниями радиогенного свинца характеризуются галениты из пермских медистых песчаников Бахмутской котловины (табл. 25, пробы 54, 55), рудоносность которых, по мнению большинства исследователей, связана с осадконакоплением и является сингенетичной. Можно допустить, что, во-первых, бассейн, в котором отлагались рудоносные осадки, в период накопления последних был достаточно изолирован от открытого моря; во-вторых, в областях сноса в эту эпоху существовали значительные концентрации радиоактивных минералов, в результате разрушения которых свинец образовавшихся галенитов обогатился радиогенными изотопами. В этом случае источником рудного вещества, по-видимому, мог быть Приазовский выступ и зона его сочленения с Донбассом, где наряду со свинцами, имеющими существенную радиогенную добавку, известны медносульфидные рудопроявления среди докембрийских кристаллических пород, а также девонских отложений (Трипольская, 1957; Панов, 1964). В отношении пробы 56, представленной галенитом из известняка в кровле свиты пермских песчаников Бахмутской котловины, можно предположить, что во время образования карбонатных пород нижней перми в морском бассейне уже существовал широкий водообмен, который привел к значительному выравниванию изотопного состава свинца (Лазаренко, Панов, Павлишин, 1975).

Весьма своеобразны свинцово-изотопные данные для галенитов Южно-Донбасского района (табл. 25, проба 57) и Покрово-Киреевского флюоритового месторождения (проба 58). Проба 57 представлена вкраплениями галенита в трахиандезите, прорывающем отложения нижнего карбона, проба 58 — вкраплениями галенита в карбонатно-флюоритовых рядах. Обе имеют аномальный изотопный состав свинца, обусловленный заметным содержанием в них древнего обыкновенного свинца. Необходимо отметить, что точки, соответствующие свинцово-изотопным отношениям этих проб, на графике (рис. 17) располагаются достаточно близко от линии регрессии, проведенной для проб 48—53. Кстати, непосредственно на эту же линию ложатся и точки свинцово-изотопных отношений галенитов Северной зоны Нагольного кряжа (рис. 16, поле *II*). Все это позволяет сделать вывод о том, что древний обыкновенный свинец, контаминирующий рудные свинцы в различных районах Донбасса, имеет единый источник. Таким источником, по нашему мнению, могут быть только породы докембрийского кристаллического фундамента.

Таким образом, результаты изучения изотопного состава свинца из галенитов рудопроявлений на территории Донбасса свидетельствуют о сложности и различии условий их образования не только для разных районов бассейна, но и для отдельных рудопроявлений одного рудного узла. Активное участие в формировании рудных свинцов принимали как древние докембрийские образования кристаллического фундамента, так и вмещающие породы. Изотопный состав практически всех рудных свинцов Донбасса определялся вкладом в различных соотношениях трех основных компонентов — обыкновенного свинца, соответствующего времени рудообразования, радиогенного и древнего обыкновенного.

5. ВОЛЫНО-ПОДОЛИЯ

На юго-западном склоне Украинского щита, в основном на левобережье среднего течения р. Днестра, сосредоточены многочисленные рудопроявления, в которых ведущую роль играют плавиковый шпат и сульфиды цинка, свинца и меди. В геологическом строении этого района принимают участие породы докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, образующие три структурных этажа, отделяющиеся друг от друга очень крупными перерывами, четко выраженными эрозионными границами. Кроме того, они отличаются несоответствиями структурных планов. Металлоносность района связана преимущественно со средним (верхнепротерозой

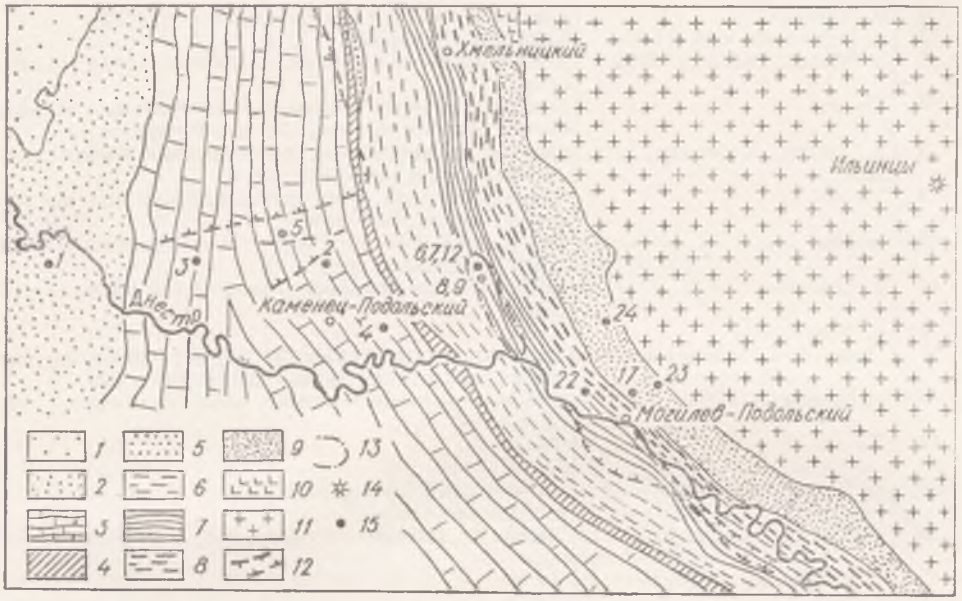

Рис. 18. Схема размещения точек отбора проб галенитов в Подольском Приднестровье (Нечаев, Бартницкий, 1972).

Породы: *1* — верхнего девона; *2* — нижнего девона; *3* — силура; *4* — ордовика, *5* — кембрия; *6—9* — валдайской серии (*свит*: *6* — каниловской, *7* — нагорянской, *8* — ярышевской, *9* — могилевской); *10* — волынской серии; *11* — докембрия Украинского щита; *12* — контуры распространения эффузивов волынской серии под отложениями верхнего протерозоя — нижнего палеозоя; *13* — контур рудоносных фосфоритовых конкреций; *14* — кальдера Ильинецкого вулкана; *15* — точка отбора и номер пробы галенита (см. табл. 26)

ско-палеозойским) структурным этажом. В пределах нижнего этажа (докембрийский фундамент) рудопроявления распространены весьма ограниченно в самой приповерхностной части. В породах мезо-кайнозойского чехла проявления рудной минерализации встречаются очень редко и исключительно в форме механических ореолов. По отношению к вмещающим породам рудные тела являются как согласными (пластовыми), так и секущими. Секущие трещинно-жильные образования распространены более ограниченно, однако также приурочены к вполне определенным, к тем же, что и согласные, стратиграфическим уровням (Нечаев, 1969). Исключение представляют малочисленные и незначительные по масштабам проявления в кристаллическом фундаменте, которые приурочены к трещинным структурам.

Позднепротерозойские и палеозойские отложения в объеме вендского комплекса (волынская и валдайская серии), кембрия (балтийская серия), ордовика, силура и девона прослеживаются последовательно от обнаженной краевой части щита в юго-западном направлении (рис. 18). В соответствии с пологим погружением поверхности кристаллического фундамента в этом же направлении они образуют пологую моноклиналь, ослож-

Таблица 26

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение
1	с. Рашков	Цемент песчаника, девон
2	с. Думанов, прав. бер. р. Смотрича	Известняк, силур
3	с. Верхняковцы, скв. 1/9, гл. 463,7 м	Цемент песчаника, ордовик
4	р. Тернава	Прожилок кальцита в песчанике, ордовик
5	с. Заречанка, скв. 11 664	Песчаник, кембрий
6	с. Миньковцы, обн. 3090	Фосфоритовые конкреции, валдайская серия, калюсские слои
7	То же	Центральная зона фосфоритовых конкреций, валдайская серия, калюсские слои, 2-й и 3-й горизонты
8	с. Малая Побоянка, обн. 2814	Мелкие почкообразные фосфоритовые конкреции, валдайская серия, калюсские слои
9	То же	Радиальная зона сферических фосфоритов, валдайская серия, калюсские слои
10	» »	Радиальная зона фосфоритовых конкреций, валдайская серия, калюсские слои
11	с. Соколец	Фосфоритовые конкреции, валдайская серия, калюсские слои
12	с. Миньковцы	То же
13	Прав. бер. р. Днестра	Рудопроявления, связанные с фосфоритовыми конкрециями, валдайская серия, калюсские слои
14	р. Днестр	Фосфоритоносный горизонт, валдайская серия, калюсские слои
15	То же	То же
16	» »	» »
17	р. Немия, обн. 3447	Кальцитовый прожилок в песчанике, валдайская серия, ямпольские слои
18	г. Могилев-Подольский	Песчаник, валдайская серия, ямпольские слои
19	с. Карповка, р. Дерла	То же
20	То же	» »
21	» »	» »
22	с. Ольчедаев	Песчаник, валдайская серия, ольчедаевские слои
23	с. Воеводчинцы, обн. 3738	То же
24	с. Ярышев, скв. 14 697, гл. 57,5—58,2 м	Рудный цемент в песчанике, валдайская серия, ольчедаевские слои

ненную серией краевых тектонических нарушений, объединяемых в Подольскую зону разломов общего северо-западного простирания.

Для выявления путей поступления рудогенных элементов в осадочные толщи был изучен изотопный состав свинца галенитов из рудопроявлений всех рудоносных стратиграфических уровней среднего структурного этажа (Нечаев, Бартницкий, 1972). Галенит образует наиболее значительные концентрации в песчаниках могилевской свиты и фосфоритовых конкрециях калюсских слоев валдайской серии, менее существенны скопления его в обзырских слоях нижнего кембрия и молодовском горизонте верхнего ордовика, незначительные в силуре и медистых песчаниках нижнего девона и совсем ничтожные в трещинных зонах кристаллического фундамента. Общая характеристика и стратиграфическое положение исследованных проб галенита приведены в табл. 26.

Практически все изученные галениты Приднестровья по характеру изотопного состава свинца являются аномальными, причем среди них выделяются оба типа аномальных свинцов. Среди аномальных свинцов J-типа наиболее высокая радиогенная добавка и самые значительные из-

Изотопный состав свинца галенитов Подольского Приднестровья

Изотопный состав свинца ($^{204}Pb=1$)			Лаборатория	Литературный источник (автор коллекции. номер образца)
^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		
16,95	14,99	34,61	ИГФМ АН УССР	Нечаев С. В., Бартницкий Е. Н., 1972 (Нечаев С. В.)
19,15	16,38	40,38	То же	То же
17,51	14,59	35,38	» »	» »
17,89	15,27	36,77	» »	» »
19,03	16,05	39,67	» »	» »
19,20	15,78	39,78	» »	» »
18,80	16,33	39,06	» »	» »
19,24	15,92	39,26	» »	» »
18,89	15,69	38,30	» »	» »
19,58	16,00	40,35	» »	Бартницкий Е. Н. и др., 1967а (Скаржинский В. И.)
18,35	15,18	36,9	ГЕОХИ АН СССР	Тугаринов А. И. и др., 1960
18,16	15,06	36,7	То же	То же
20,18	15.98	38,09	Данных нет	Малиновский Ф. М., 1959
18,73	15,21	38,95	» »	Нарбут К. И., Лапутина И. П., 1959
18,86	15,22	39,05	» »	То же
18,90	15,21	38,55	» »	» »
28,84	17,74	45,02	ИГФМ АН УССР	Нечаев С. В., Бартницкий Е. Н., 1972 (Нечаев С. В.)
26,64	16,77	41,80	То же	Бартницкий Е. Н. и др., 1967а (Скаржинский В. И.)
22,19	16,10	39,91	ГЕОХИ АН СССР	Тугаринов А. И. и др.. 1960
22,36	16,56	40,71	То же	То же
22,37	16,08	39,91	» »	» »
24,25	17,39	44,05	» »	» »
24,30	17,00	43,91	ИГФМ АН УССР	Нечаев С. В., Бартницкий Е. Н., 1972 (Нечаев С. В.)
23,03	16,96	44,48	То же	То же

менения изотопного состава свинца свойственны рудопроявлениям, приуроченным к основанию разреза — отложениям могилевской свиты. Как известно, эти породы являются наименее дифференцированными терригенными образованиями, состоящими из продуктов выветривания и дезинтеграции кристаллических пород фундамента и, следовательно, имеющими с ними наиболее тесную вещественную связь. Выше по разрезу, до отложений балтийской серии включительно, и по мере удаления от щита содержание радиогенной составляющей свинца в галенитах уменьшается. Эти данные подтверждают сделанное ранее заключение (Тугаринов, Щербакова, Бедринов, 1960) о тенденции концентрирования радиогенных изотопов свинца в нижней части верхнедокембрийского разреза и «выравнивании» изотопного состава свинца снизу вверх по разрезу.

Наблюдаемая картина полностью согласуется с выполненным анализом распределения аномального свинца J-типа в верхнедокембрийско-нижнепалеозойских формациях западных окраин Восточно-Европейской платформы и обрамляющих ее структур, из которого вытекает четкая закономерность повышений концентрации радиогенного свинца в

галенитах, локализующихся исключительно вблизи выходов кристаллического фундамента древних щитов и платформ (Нечаев, 1971).

Дж. С. Браун (Brown, 1966), изучавший изотопный состав рудного свинца в месторождениях Скандинавии и Британских островов, обратил внимание на следующую особенность в эволюции его состава. Галениты из фанерозоя Швеции высоко контаминированы радиогенным свинцом. Степень контаминации норвежских галенитов ниже. Свинец галенитов Британских островов является типичным для обычных морских осадков и его изотопный состав соответствует возрасту этих осадков.

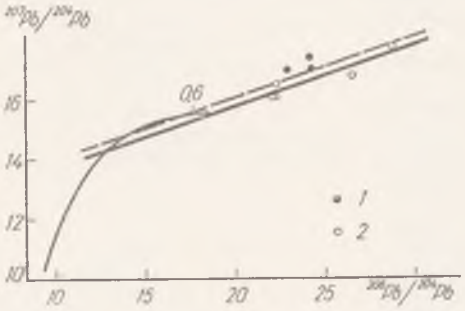

Рис. 19. Свинцово-изотопные отношения галенитов из ольчедаевских (*1*) и ямпольских (*2*) слоев могилевской свиты.
Цифры на графике — возраст, млрд. лет

На Волыно-Подолии аномальный состав свинца J-типа в рудопроявлениях, локализованных в отложениях могилевской свиты, и закономерная приуроченность рудных свинцов данного типа к окраинам древних щитов и платформ определенно указывают на влияние пород области сноса при формировании изотопного состава рудного свинца в сопряженном бассейне седиментации.

Согласно А. И. Тугаринову (Тугаринов, Щербакова, Бедринов, 1960), накопление свинца в калюсских слоях верхнего протерозоя могло происходить близко или одновременно с осадкообразованием 400—800 млн. лет тому назад. Эти слои залегают в верхах вендского комплекса, эпигенез которых калий-аргоновым методом датируется в 600 млн. лет (Нечаев, Зайдис, Великанов, 1969). Близким по времени формирования, очевидно, является оруденение, локализованное в отложениях могилевской свиты и распространяющееся (инфильтрация) по трещинам в породы кристаллического фундамента, о чем свидетельствует изотопная датировка гидрослюдистых пород, вмещающих рудоносные песчаники могилевской свиты (Нечаев, Зайдис, Великанов, 1969), и изотопный возраст метасоматической породы из контакта сульфидно-кальцитового прожилка в гранитоидах фундамента (Древин, Жовинский, Савченко, 1968). Если исходить из данных, свидетельствующих о рудообразовании на рубеже приблизительно 600 млн. лет, то на основании полученных результатов по изотопному составу свинца галенитов, приуроченных к отложениям могилевской свиты, можно сделать некоторые заключения об условиях их формирования.

Однако необходимо подчеркнуть, что хотя свинцы галенитов из ольчедаевских (табл. 26, пробы 22—24) и ямпольских (пробы 17—21) слоев характеризуются высокими и достаточно близкими содержаниями радиогенных изотопов, природа и изотопный состав радиогенных добавок существенно отличаются. Свинец галенитов из ольчедаевских слоев содержит большее количество изотопа ^{207}Pb по сравнению со свинцом галенитов из ямпольских слоев. В принципе это, возможно, объясняется одной из двух причин.

Если принять, что материнские радиоактивные минералы, обусловившие радиогенные добавки свинца в галенитах обоих рассматриваемых стратиграфических уровней, принадлежали единой области сноса, то время накопления радиогенных изотопов свинца галенитов из ольчедаевских слоев должно быть несколько меньше, чем для галенитов из ямпольских слоев. Иными словами, должен существовать перерыв во времени между отделением радиогенных изотопов свинца от материнского радиоактивного источника и участием его в процессе рудообразования в ольчедаевских слоях. В случае галенитов из ямпольских слоев этот перерыв

должен быть значительно меньше или его вовсе не было, т. е. мобилизация радиогенных изотопов свинца происходила одновременно с процессом рудообразования.

Вторая причина различного характера радиогенной добавки в свинце галенитов из ольчедаевских и ямпольских слоев состоит в том, что если отделение радиогенных изотопов свинца происходило одновременно с рудной минерализацией обоих слоев, то для них должны были существовать различные области сноса, отличающиеся по возрасту и изотопному составу свинца. В частности, галениты из ямпольских слоев, по-видимому, содержат заметные количества древнего обыкновенного свинца.

Свинцово-изотопные отношения галенитов из обоих слоев графически представлены на рис. 19. Они характеризуются значительным разбросом, обусловленным, видимо, достаточно сложной историей формирования данных рудопроявлений и исключающим проведение какой-либо графической обработки полученных результатов. Тем не менее, допуская, что полученные заключения могут иметь значительные погрешности, особенно в отношении цифр возраста, мы попытались произвести такую обработку.

Рассчитанная для свинцово-изотопных отношений галенитов ямпольских слоев линия регрессии

$$y = (0{,}179 \pm 0{,}016)\,x + (12{,}24 \pm 0{,}40)$$

проходит заметно ниже точки современного обыкновенного свинца, что, возможно, свидетельствует о наличии в составе данных галенитов древнего обыкновенного свинца. На основании полученного углового коэффициента линии регрессии (0,179) и известного времени отделения свинца от материала области сноса, которое в нашем случае, как уже отмечалось, определяется временем осадконакопления и рудообразования (600 млн. лет), можно рассчитать время образования материнских радиоактивных минералов, т. е. возраст пород области сноса. Графически это выражается в параллельном переносе линии регрессии так, чтобы она пересекала кривую эволюции обыкновенного свинца в точке, координаты которой соответствуют изотопному составу обыкновенного свинца с модельным возрастом 600 млн. лет (рис. 19, пунктирная линия). При этом с учетом рассмотренных выше ограничений получается вполне допустимая цифра возраста 2400 млн. лет, которая согласуется со значениями изотопного возраста целого ряда геологических образований юго-западной части Украинского щита (Щербак, 1975).

В настоящее время вследствие недостаточного количества экспериментального материала сделать какие-либо окончательные заключения в отношении свинца галенитов из ольчедаевских слоев нельзя. Однако, как уже отмечалось, не вызывают сомнений различия в источниках свинца. Косвенным подтверждением последнего может быть резко различающаяся степень дисперсности отложений этих двух слоев.

Резкий сдвиг изотопного состава свинца отмечен в галенитах из основания следующей формации (молодовского горизонта верхнего ордовика). Геологически этот рубеж документируется огромным перерывом: верхний кембрий — нижний ордовик. Именно здесь в галенитах появляется аномальный свинец В-типа (табл. 26, пробы 3, 4).

Считается, что зараженность ордовикского бассейна сульфидами была обусловлена синседиментационными вулканическими эманациями. При этом предполагается, что вулканическая деятельность в раннем палеозое происходила в Карпатской области (Бирюлева, Бирюлев, Качор, 1966). Однако это предположение не позволяет объяснить полученные изотопные отношения рудного свинца из ордовикских отложений. Более естественно предположить такой вулканический источник в пределах Украинского щита, тем более, что в его юго-западной краевой части извест-

ны неметаморфизованные эффузивные породы, которые непосредственно связаны с разломными структурами и включают многочисленные обломки пород щита. Калий-аргоновый возраст эффузивной породы составляет 460—470 млн. лет, что соответствует среднему — позднему ордовику. Расположение данного вулканического аппарата в краевой зоне щита, сопряженной с ордовикским седиментационным бассейном, вполне удовлетворительно объясняет появление древнего докембрийского свинца в ордовикских отложениях. Для примера можно привести аналогичную проблему в области Японской островной дуги и континента, где нарушение изотопного состава свинца (древний свинец в молодой геологической формации) объясняется частичной ассимиляцией магмой и выносом вулканами более древних продуктов из пород фундамента, имеющих значительно меньшие свинцово-изотопные отношения (Kurasawa, 1968; Tatsumoto, 1969).

Таким образом, все полученные для Волыно-Подолии свинцово-изотопные данные свидетельствуют о сложности процессов рудообразования и участии в них значительных количеств разнообразного материала Украинского щита.

ГЛАВА IV

ИЗОТОПЫ СВИНЦА И СТРОНЦИЯ В КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

1. ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Выполнены изотопные исследования свинца и стронция для докембрийских кристаллических пород региона, ограниченного с севера Тетеревским разломом, с востока — Звиздаль-Залесской зоной разломов, с запада — контурами щита, с юга — верховьями р. Южного Буга.

На рассматриваемой территории находятся два из четырех геологических районов, выделяемых в западной части Украинского щита: Центральный и Северный (Щербак, 1975). Каждый район характеризуется присущими ему особенностями тектонического строения, серией метаморфических пород и комплексом гранитоидов, изотопным возрастом. Кроме того, в каждом из этих районов всегда отчетливо проявляется пространственная и генетическая связь определенных комплексов гранитоидов с метаморфическими породами, причем первые обычно наследуют структурный план вмещающих толщ, их петро-минералогические, петрохимические и металлогенические особенности; в Центральном районе — это глиноземистые гнейсы подольской серии и граниты бердичевского комплекса, в Северном — биотитовые гнейсы тетеревской серии и граниты кировоградско-житомирского комплекса.

В геологическом строении **Центрального района** основную роль играют бердичевские граниты и гранат-биотитовые мигматиты, в которых в виде ксенолитов, отдельных пачек и пластов встречаются метаморфические породы подольской серии. Гранитоиды и метаморфические породы в большинстве случаев изофациальны. Они картируются в виде широких полос, хорошо выдержанных на значительном расстоянии, что обусловлено линейным характером складчатых структур.

Бердичевские граниты приурочены к антиклинальным структурам, глиноземистые гнейсы — к синклинальным.

Метаморфические породы подольской серии представлены преимущественно гранат-биотитовыми гнейсами. Подчиненное значение имеют пироксеновые, биотитовые, силлиманит-биотитовые и графитовые гнейсы, метабазиты и кристаллические известняки. Гранат-биотитовые гнейсы подольской серии наиболее развиты в междуречье Случь — Тетерев — Южный Буг. Встречаются они в основном в виде ксенолитов разнообразной формы и размеров среди бердичевских гранитов и гранатовых мигматитов. Контакты гранат-биотитовых гнейсов и бердичевских гранитов обычно довольно четкие, подчеркиваются узкими скоплениями биотита и осветленными каемками аплито-пегматоидного гранита. На контакте с гранитами зернистость гнейсов несколько увеличивается. Характеризуются они относительно выдержанным химическим составом, что обусловлено постоянством их количественно-минерального состава. Главные породообразующие минералы гранат-биотитовых гнейсов представлены (в %): биотитом 20—30, плагиоклазом 30—50, кварцем 25—30 и гранатом 5—15.

В состав бердичевского комплекса входят бердичевские граниты, биотит-гранатовые мигматиты и сингенетические пегматиты. Бердичевс-

кие граниты — это специфические граниты, содержащие гранат и кордиерит. Они известны только в западной части Украинского щита, главным образом в междуречье Тетерев — Южный Буг, где они образуют сплошную полосу шириной более 50 км и протяженностью около 150 км. Средний минеральный состав бердичевских гранитов (в %): плагиоклаз 40, калиевый полевой шпат 11, кварц 27, биотит 10, гранат 11, кордиерит 10, акцессорные минералы до 1.

По условиям залегания, соотношению с вмещающими породами и тектоническому положению бердичевские граниты следует отнести к синорогенным образованиям, не испытавшим интрузии во вмещающие породы. Все исследователи единодушны в том, что решающим фактором возникновения бердичевских гранитов явился состав вмещающих пород. По мнению Н. П. Щербака (1975), бердичевские граниты представляют собой продукт незавершенной гранитизации метаморфизованных первично-осадочных пород. Доказательством генетического родства гранат-биотитовых гнейсов и бердичевских гранитов является идентичный состав и содержание редких земель в этих породах. От гнейсов к гранитам возрастает лишь суммарное количество щелочей.

Относительно соотношения бердичевских гранитов с биотит-гранатовыми мигматитами можно отметить, что бердичевские граниты всегда постепенно переходят в полосчатые биотит-гранатовые мигматиты, а последние почти всегда — в гранат-биотитовые гнейсы подольской серии. Резкие контакты между гнейсами и мигматитами наблюдаются очень редко.

Среди бердичевских гранитов и биотит-гранатовых мигматитов иногда встречаются лейкократовые пегматоидные граниты и пегматиты. Они залегают в виде полос, ориентированных согласно полосчатости и кристаллизационной сланцеватости, образуют линзы неправильной формы или «слепые» тела. По простиранию прослеживаются на незначительные расстояния. В составе этих пород главную роль играет калиевый полевой шпат, содержание которого от 45 до 70%. Плагиоклаз, как и калиевый полевой шпат, чаще наблюдается в виде идиоморфных пластинок и табличек. Количество его не превышает 10—15%. Кварца содержится 15—30, биотита 1—5%.

В **Северном районе** широко распространены метаморфические породы тетеревской серии и гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса, которые собраны в складки длиной 4—5 км и шириной до 1 км. Оси складок имеют северо-западное простирание. Среди метаморфических пород наиболее развиты биотитовые, двуслюдяные, графит-биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы. Характерной особенностью гранат-биотитовых гнейсов, развитых севернее г. Коростышева, является грубополосчатый флишоидный облик и ярко выраженная сланцеватость, которая подчеркивается чешуйками биотита, ориентированными параллельно простиранию гнейсовых толщ. Выходы их обычно наблюдаются в виде отдельных высыпок или пачек. Содержание граната в этих гнейсах 7—10%.

Биотитовые гнейсы тетеревской серии встречаются в основном в районе г. Житомира в виде небольших ксенолитов мощностью до 1,5 м среди житомирских гранитов. Контакты гнейсов и гранитов четкие, подчеркиваются скоплениями биотита. Иногда на контакте образуется узкая полоса мигматита.

Биотитовые гнейсы имеют свежий облик, достаточно плотные, массивные, слабосланцеватые с гранобластовыми и лепидогранобластовыми структурами. Из породообразующих минералов преобладают биотит (20—30%) и плагиоклаз (35—50%). В некоторых образцах плагиоклаз уступает место микроклину, содержание которого достигает 35—40%. Гранат встречается в единичных зернах.

Гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса — это палингенные граниты, образовавшиеся из расплавов, которые возникли в ре

зультате плавления исходных пород. Представлены они несколькими фациальными разновидностями: житомирскими равномернозернистыми, коростышевскими порфировидными и аплито-пегматоидными.

Равномернозернистые житомирские граниты преобладают среди других фациальных разновидностей. Они обычно образуют крупные массивы. Порфировидные и аплито-пегматоидные граниты чаще всего приурочены к краевым зонам крупных тел.

Один из крупных обособленных массивов равномернозернистых житомирских гранитов находится в районе г. Житомира (с. Крошня). В тектоническом отношении этот массив приурочен к антиклинальной складке второго порядка. Размеры массива 1,5 × 3 км. Граниты отличаются однородностью и равномернозернистостью. Минеральный состав (в %): плагиоклаз 20—40, калиевый полевой шпат 30—50, кварц 20, биотит 10—20. Мусковит находится в единичных зернах. Гранат в гранитах кировоградско-житомирского комплекса встречается редко.

Северо-западнее г. Житомира в Выдумском карьере расположено небольшое тело житомирских гранитов. Граниты мелкозернистые, плотные, серые, местами переходящие в розоватые. В отличие от монолитных гранитов с. Крошни, где биотитовые гнейсы встречаются в виде единичных ксенолитов, в этом карьере наблюдается чередование мощных толщ биотитовых гнейсов с гранитами. Биотитовые гнейсы интенсивно гранитизированы. Граниты отличаются высоким содержанием мусковита (до 15—18%). Содержание биотита уменьшается в некоторых образцах до единичных зерен. Количество остальных породообразующих минералов меняется незначительно (в %): плагиоклаз 16—50, калиевый полевой шпат 15—30, кварц 20—40. Пространственно и генетически, как уже отмечалось, житомирские и коростышевские граниты связаны с метаморфическими породами тетеревской серии, по отношению к которым они, как правило, конкордантны.

Среди пород других серий, а также гранитоидов бердичевского комплекса житомирские граниты встречаются в виде секущих жил. Самая мощная жила житомирских гранитов встречена в приконтактовой зоне гранитоидов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов в береговых обнажениях р. Тетерева ниже с. Подолянцы. Контакты ее с вмещающими биотит-гранатовыми мигматитами резкие. Минеральный состав этих гранитов (в %): плагиоклаз 30—40, калиевый полевой шпат 20—45, кварц 20—30, биотит 10, мусковит — 5. Состав породообразующих и акцессорных минералов жильных тел гранитов, аналогичный составу житомирских гранитов, позволяет предполагать, что жильные тела микроклиновых гранитов генетически связаны с кировоградско-житомирским комплексом.

Для выявления генетических соотношений основных фациальных разновидностей гранитоидов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов и соответствующих им метаморфических пород, а также для установления последовательности их формирования проводилось изучение изотопного состава свинца и стронция, определение масс-спектрометрическими методами изотопного разбавления количественного содержания этих элементов, а также рубидия и урана. Определения изотопного состава свинца, содержания свинца и урана производились из трех аликвотных частей раствора, полученного при разложении одной навески образца.

Для переведения свинца и урана в раствор навеска породы (до 6 г) помещалась в тефлоновую чашку, смачивалась бидистиллятом, дважды обрабатывалась смесью плавиковой и соляной кислот (по 20 мл), выпаривая каждый раз до влажных солей, а затем 3—4 раза соляной кислотой для удаления иона F^-. При этом стенки чашки смывались бидистиллятом. Сухой остаток растворялся в 50—100 мл соляной кислоты (1 : 1) с добавлением нескольких капель перекиси водорода для окисления

иона Fe^{2+} до Fe^{3+}. Полученный раствор переносился в мерную колбу вместимостью 250 мл и разбавлялся до метки бидистиллятом. Из этого раствора отбирались аликвоты по 50 мл для определения содержаний свинца и урана, а остаток использовался для выделения свинца и последующего измерения его изотопного состава.

Выделение свинца и измерение его изотопного состава. К 150 мл исходного раствора добавлялся равный объем диэтилового эфира для удаления железа. После встряхивания в течение нескольких минут и разделения слоев верхний эфирный слой, содержащий железо, отбрасывался, а нижний водный слой упаривался до объема 50 мл. К этому раствору, разбавленному бидистиллятом до 150—200 мл, добавлялось 40 мл 20%-ного раствора гидроксиламина и 40 мл 30%-ного раствора цитрата аммония. Затем с помощью аммиака pH раствора доводился до 8—9. Полученный раствор переносился в делительную воронку и из него экстрагировался свинец до полного извлечения порциями по 5—10 мл 25 мкм раствора дитизона в хлороформе. Органический слой трижды промывался бидистиллятом для разрушения дитизоната таллия. После этого с помощью азотной кислоты (1 : 100, 50 мл) из органического слоя трижды реэкстрагировался свинец. Из азотнокислого раствора в присутствии аммиака (pH 8—9), но уже без добавления комплексообразователей, повторно экстрагировался свинец дитизоном в хлороформе. Органический слой трижды промывался бидистиллятом и свинец вновь реэкстрагировался азотной кислотой (1 : 100). Полученный раствор упаривался досуха, остаток растворялся в нескольких каплях азотной кислоты (1 : 100) и свинец отделялся от примесей методом распределительной хроматографии на бумаге (Елисеева и др., 1975). Изотопный состав свинца определялся на масс-спектрометре МИ-1309 методом поверхностной ионизации с использованием трехленточного источника. На центральную рениевую нить ионного источника наносилось необходимое количество алюмосиликатного эмиттера (30% Al_2O_3 + 70% SiO_2) в виде водной суспензии, а затем исследуемый раствор азотнокислого свинца с последующим добавлением капли 14%-ного раствора фосфорной кислоты. Изложенная методика позволила получить достаточно интенсивные и стабильные ионные токи в течение нескольких часов. Точность масс-спектрометрического анализа свинцово-изотопных отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$ составляла 0,3% (σ).

Определение содержания свинца. К аликвоте исходного раствора (50 мл), помещенной в кварцевый стакан вместимостью 300 мл, добавлялось определенное количество трассера с точно известным содержанием свинца. В зависимости от изотопного состава свинца пробы добавлялся трассер известного изотопного состава, обогащенный либо изотопом ^{206}Pb, либо ^{208}Pb. Полученный раствор тщательно перемешивался и нагревался. Затем из него извлекался свинец, как описано выше, и производился изотопный анализ полученной смеси. Точность определения содержания свинца 1%.

Определение содержания урана. К аликвоте исходного раствора (50 мл), помещенной в стакан вместимостью 300—400 мл, добавлялось точно известное количество трассера, обогащенного изотопом ^{235}U до 80%. Полученный раствор тщательно перемешивался и нагревался, затем делился на четыре части в стаканы вместимостью по 50 мл и выпаривался до влажных солей. В каждый стакан добавлялось по 0,35 мл концентрированной азотной кислоты, 10 мл насыщенного раствора азотнокислого алюминия и затем производилась экстракция урана этилацетатом. Для этого содержимое стакана переносилось в делительную воронку, прибавлялось 10 мл свежеперегнанного уксусноэтилового эфира (этилацетата) и сразу же встряхивалось в течение двух минут. После разделения фаз водная фаза отбрасывалась, а органический этилацетатный слой из четырех стаканов фильтровался через один беззольный фильтр в широкий стакан, содержащий 20 мл бидистиллята. Этилацетат удалялся выпариванием на

водяной бане, а оставшийся водный раствор упаривался досуха. Сухой остаток растворялся в 10—15 мл концентрированной азотной кислоты и снова производилось упаривание досуха для удаления уксусной кислоты. Затем аналогичным способом производилась повторная экстракция урана. В конечном сухом остатке получался азотнокислый уранил, который подвергался дополнительной очистке методом распределительной хроматографии на бумаге (Елисеева и др., 1975). Изотопный состав полученной смеси природного урана и трассера определялся при нанесении ее в виде раствора уранил-нитрата на одну из боковых рениевых нитей трехленточного источника ионов масс-спектрометра МИ-1309 с использованием центральной нити в качестве ионизатора. Точность определений содержания урана 1%.

Определения изотопного состава стронция, содержания рубидия и стронция также производились из трех аликвотных частей раствора, полученного при разложении одной навески пробы. Необходимое количество пробы зависит от содержания в ней стронция и рубидия. Кроме того, для правильной дозировки добавляемых трассеров стронция и рубидия необходимо знать приблизительное содержание этих элементов. Поэтому обычно производилось предварительное определение в пробах содержания стронция и рубидия спектральным методом.

Обычно общая навеска пробы составляет 0,5 г, но в случае исключительно малых содержаний стронция или рубидия она увеличивалась до 2—3 г. Тонкорастертый образец помещался в платиновую чашку, смачивался водой и разлагался на водяной бане смесью плавиковой, азотной и хлорной кислот. Кислотный раствор выпаривался досуха, обрабатывался хлорной кислотой (для удаления иона F^-). К сухим солям добавлялось в первый раз 2 мл концентрированной соляной кислоты, во второй — 10 мл 2,5н. соляной кислоты для перевода перхлоратов в солянокислые соли. Содержимое чашки горячим бидистиллятом переносилось в мерную колбу. Из мерной колбы отбирались в платиновые чашки три аликвотные части для определения изотопного состава стронция, содержания стронция и рубидия в пробе.

К раствору, отобранному для определения содержания стронция, прибавлялось рассчитанное взвешенное количество индикатора (соль $SrCl_2$, обогащенная изотопом ^{84}Sr) и смесь выпаривалась досуха. К сухому остатку перед пропусканием раствора через хроматографическую колонку приливалось 10 мл 2,5н. соляной кислоты и производилось центрифугирование для отделения нерастворимых перхлоратов (стронций находится в растворе). Прозрачный раствор пропускался через катионообменную смолу (ZeO-carb, Dowex) и элюировалась фракция, содержащая стронций (колонка предварительно калибровалась на стронций). Фракция, содержащая стронций, выпаривалась досуха, остаток прокаливался, затем добавлялась азотная кислота и несколько раз производилась обработка бидистиллятом для удаления избытка кислоты. При проведении масс-спектрометрического анализа проба наносилась на боковую рениевую нить трехленточного источника ионов масс-спектрометра МИ-1309 с использованием центральной нити в качестве ионизатора. Точность определений содержания стронция 1%.

С аликвотой, отобранной для определения изотопного состава стронция, производились аналогичные операции за исключением добавления трассера. Точность определения изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляла около 0,06% (σ). Для полученных значений изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ производилось нормирование по стандартному отношению $^{86}Sr/^{88}Sr$, равному 0,1194.

К третьей аликвотной части добавлялось рассчитанное взвешенное количество индикатора RbCl, обогащенного изотопом ^{87}Rb. Раствор в платиновой чашке (чашки, предназначенные для определения изотопного состава стронция, в процессах количественного определения рубидия

Таблица 27

Константы радиоактивного распада урана, тория и рубидия и значения естественных атомных отношений

Изотоп	Константа распада	Атомное отношение
^{238}U	$1{,}55125 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$	$^{238}U/^{235}U = 137{,}88$
^{235}U	$9{,}8485 \cdot 10^{-10}$ лет$^{-1}$	
^{232}Th	$4{,}9475 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$	
^{87}Rb	$1{,}42 \cdot 10^{-11}$ лет$^{-1}$	$^{85}Rb/^{87}Rb = 2{,}59265$
		$^{86}Sr/^{88}Sr = 0{,}1194$

и стронция не используются) выпаривался досуха, дважды обрабатывался хлорной кислотой для перевода всех солей в перхлораты. Влажные соли в чашке многократно обрабатывались абсолютным спиртом. Отмытые соли калий + рубидий (осадок белого цвета) растворялись в нескольких каплях концентрированной серной кислоты. Раствор выпаривался досуха и остаток прокаливался для перевода солей (Pb, K) HSO_4 в (Rb, K)$_2SO_4$. Для удаления избытка кислоты остаток в чашке многократно обрабатывался водой. При проведении масс-спектрометрического изотопного анализа полученный сульфат рубидия наносился на центральную нить ионного источника. Точность определений содержания рубидия 1%.

При получении значений возраста использовались константы радиоактивного распада урана, тория и рубидия, рекомендованные Международной комиссией по геохронологии в 1976 г. (табл. 27).

В табл. 28 приведены результаты определений изотопного состава свинца и количественных содержаний урана и свинца в биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах подольской и тетеревской серий.

Таблица 28

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Содержание (10^{-6} г/г)	
			U	Pb
				Подольская
1	з. Жежелев	Ксенолит гранат-биотитового гнейса среди бердичевских гранитов	2,01	14,1
2	» »	То же	2,31	17,8
3	пгт Мирополь	» »	3,24	12,2
4	пгт Грицев	Пачка гранат-биотитовых гнейсов среди гранатовых мигматитов	1,86	9,7
				Тетеревская
5	с. Рудня, р. Тетерев	Высыпки гранат-биотитовых гнейсов	1,85	20,3
6	с. Рудня, р. Дубовик	Высыпки хлоритизированных гранат-биотитовых гнейсов	1,21	11,6
7	г. Житомир, карьер с. Крошни	Ксенолит биотитового гнейса среди житомирских гранитов	1,48	75,6
8	То же	То же	2,81	24,5
9	г. Житомир, карьер Выдумский	Пачка биотитового гнейса среди розово-серых равномернозернистых гранитов	2,19	12,2

Останавливаясь на полученных результатах, прежде всего необходимо отметить, что во всех исследованных пробах гнейсов подольской и тетеревской серий наблюдаются достаточно близкие содержания урана, обычные для осадочных пород земной коры. Аналогичная картина наблюдается и в содержаниях свинца, за исключением одной пробы, отобранной из ксенолита биотитового гнейса среди житомирских гранитов в карьере с. Крошни (табл. 28, проба 7), которая характеризуется заметно повышенным содержанием свинца. Не исключено, что последнее обусловлено микровключениями древнего рудного свинца, так как изотопный состав свинца данной пробы является наиболее примитивным и практически не содержит никакой радиогенной добавки, обусловленной распадом имеющегося урана. Кроме того, о локальном характере этого явления свидетельствует то, что проба 8 (табл. 28), отобранная из другого ксенолита биотитового гнейса в том же карьере, характеризуется обычным содержанием свинца.

Что касается изотопного состава свинца, то он является аномальным для всех проб гнейсов обеих серий. При этом характер соотношений изотопов ^{206}Pb и ^{207}Pb указывает на то, что в достаточно древнее время произошло нарушение нормального хода эволюции изотопов обыкновенного свинца. В частности, судя по наблюдаемой картине оно могло быть обусловлено, например, добавкой существенных количеств более древнего рудного обыкновенного свинца. Несколько особняком в этом смысле среди проб гранат-биотитовых гнейсов подольской серии стоит проба 4 (табл. 28), отобранная из пачки гранат-биотитовых гнейсов среди гранатовых мигматитов. Для нее характерна несколько меньшая аномальность изотопного состава свинца по сравнению с пробами ксенолитов гранат-биотитовых гнейсов среди бердичевских гранитов (1—3).

Результаты, соответствующие свинцово-изотопным отношениям гранат-биотитовых гнейсов подольской серии, изображены на рис. 20 (крестиком обозначена проба 4). Здесь же помещена кривая роста обыкновенного свинца (*I*), построенная по параметрам модели Стейси — Крамерса

Содержание урана и свинца и изотопный состав свинца в метаморфических породах подольской и тетеревской серий

Изотопный состав свинца ($^{204}Pb = 1$)			Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		
серия				
20,27±0,08	15,34±0,07	37,80±0,16	ИГФМ АН УССР	Лесная И. М., 35/72
19,20±0,13	15,05±0,11	37,69±0,21	То же	Щербак Н. П., 2100
24,74±0,07	16,44±0,05	46,08±0,12	» »	Щербак Н. П., 2107[а]
18,61±0,04	15,32±0,03	37,59±0,07	» »	Лесная И. М., 1/70[г]
серия				
18,19±0,06	15,44±0,05	37,78±0,10	» »	Лесная И. М., 10/72
20,11±0,06	15,73±0,04	39,32±0,09	» »	Лесная И. М., 11/72[а]
17,71±0,08	15,21±0,06	36,75±0,09	» »	Лесная И. М., 29/72
20,75±0,10	15,90±0,07	37,42±0,16	» »	Щербак Н. П., 2101
18,96±0,07	15,49±0,06	38,73±0,14	» »	Лесная И. М., 30/72

(Stacey, Kramers, 1975). Все экспериментальные точки на графике размещаются правее нулевой изохроны (*II*), что показывает на аномалию J-типа рассматриваемых свинцов, т. е. свидетельствует о добавке некоторого количества радиогенного свинца, образовавшегося в результате распада урана, содержащегося в породах. Три точки, соответствующие изотопному составу свинца проб гранат-биотитовых гнейсов из ксенолитов среди

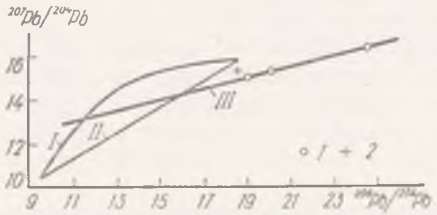

Рис. 20. Свинцово-изотопные отношения метаморфических пород подольской серии:

1 — гранат-биотитовые гнейсы в бердичевских гранитах; *2* — гранат-биотитовые гнейсы в гранатовых мигматитах; *I* — кривая эволюции изотопов свинца; *II* — нулевая изохрона; *III* — линия аномальных свинцов

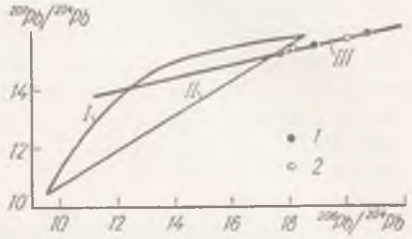

Рис. 21. Свинцово-изотопные отношения метаморфических пород тетеревской серии:

1 — гранат-биотитовые гнейсы; *2* — биотитовые гнейсы; *I* — кривая эволюции изотопов свинца; *II* — нулевая изохрона; *III* — линия аномальных свинцов

бердичевских гранитов достаточно хорошо удовлетворяют прямолинейной зависимости и образуют линию аномальных свинцов (*III*), уравнение которой

$$y = (0{,}248 \pm 0{,}024)\,x + (10{,}30 \pm 0{,}54).$$

Наклон полученной зависимости соответствует времени 3170 млн. лет и означает, что начиная с этого времени вплоть до настоящего рассматриваемая уран — торий — свинцовая система сохранялась закрытой в отношении урана и свинца, или, иными словами, геологические процессы проходили изохимически. Положение линии аномальных свинцов существенно ниже точки современного обыкновенного свинца указывает на привнос в данную систему перед ее закрытием ощутимого количества древнего обыкновенного свинца.

Аналогичное построение произведено на рис. 21, на котором приведены результаты, полученные для гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов тетеревской серии. Наблюдаемая картина очень похожа на только что рассмотренную. Отличие заключается лишь в том, что наклон линии аномальных свинцов (*III*) в данном случае несколько меньше, что соответствует изотопному возрасту 3030 млн. лет, и сама линия, отвечающая уравнению

$$y = (0{,}227 \pm 0{,}044)\,x + (11{,}19 \pm 0{,}84),$$

проходит несколько выше, указывая на меньшую добавку древнего обыкновенного свинца.

На рис. 22 показаны зависимости, рассчитанные по методу согласованных разностей. Сплошная линия характеризует гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы тетеревской серии, пунктирная — гранат-биотитовые гнейсы подольской серии. Соответственно их уравнения

$$y = (0{,}0336 \pm 0{,}0046)\,x + (-0{,}006 \pm 0{,}040),$$

$$y = (0{,}0256 \pm 0{,}0090)\,x + (0{,}05 \pm 0{,}13).$$

Полученные линии пересекают конкордию в точках, соответствующих 2960 и 3250 млн. лет, которые с учетом погрешностей измерений полностью совпадают с цифрами, полученными свинцово-изохронным методом. Отметим, что изохронными и модельными методами для пород бугской и те-

теревской серий получены значения возраста 2800—3000 млн. лет (Дашкова и др., 1976).

В табл. 29 приведены результаты определения изотопного состава стронция и содержаний стронция и рубидия в гранат-биотитовых гнейсах подольской и биотитовых и гранат-биотитовых гнейсах тетеревской серий. Кроме того, приведены результаты исследований биотитовых гнейсов тетеревской серии, встречающихся в виде ксенолитов среди коростышевских гранитов. Все пробы гранат-биотитовых гнейсов подольской и

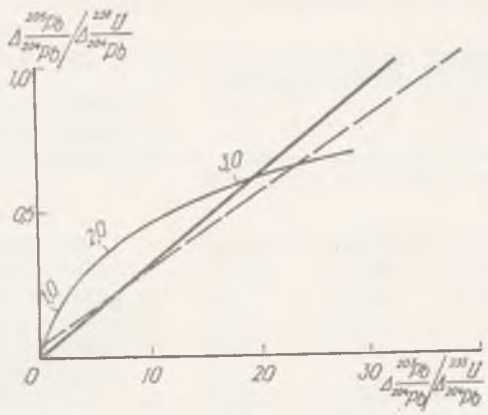

Рис. 22. График согласованных разностей для метаморфических пород подольской (штриховая линия) и тетеревской (сплошная) серий.

Цифры на графике — возраст, млрд. лет

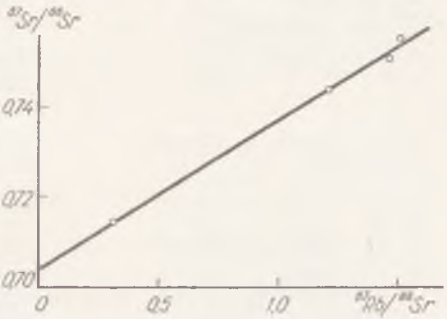

Рис. 23. Рубидий-стронциевая изохрона для гранат-биотитовых гнейсов подольской серии

гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов тетеревской серий, приуроченных к житомирским гранитам (кроме пробы 11), характеризуются содержаниями рубидия и стронция, а также отношением рубидия к стронцию (0,5 и ниже), присущими осадочным метаморфическим породам (Taylor, 1964). При этом содержание рубидия и соответственно отношение Rb/Sr для проб гранат-биотитовых гнейсов тетеревской серии отличаются более низкими значениями по сравнению с биотитовыми гнейсами этой же серии. Что касается проб из ксенолитов биотитовых гнейсов, отобранных среди порфировидных коростышевских гранитов, то они проявляют общую тенденцию к повышению отношения Rb/Sr.

На рис. 23 представлены результаты изотопно-стронциевых исследований гранат-биотитовых гнейсов подольской серии. Все экспериментальные точки удовлетворяют прямолинейной зависимости

$$y = (0{,}0332 \pm 0{,}0014)\,x + (0{,}7037 \pm 0{,}0016),$$

соответствующей изотопному возрасту 2300 млн. лет. Полученная величина первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равная 0,7037, близка к области так называемого «поля базальтов» (Фор, Пауэлл, 1974), что свидетельствует о вовлечении в процесс осадконакопления лишь незначительного количества древнего сиалического материала.

На рис. 24 показана рубидий-стронциевая изохрона для биотитовых гнейсов тетеревской серии, находящихся в виде ксенолитов среди житомирских гранитов и выходов гранат-биотитовых гнейсов этой же серии, встреченных по р. Тетереву и его притокам. Вследствие очень небольших изменений в содержаниях стронция и рубидия и изотопном составе стронция различных проб гранат-биотитовых гнейсов соответствующая им изохрона отличается довольно высокими погрешностями. Поэтому было решено объединить эти разновидности гнейсов. Полученная для них общая изохрона, изображенная на рис. 24, соответствует уравнению

$$y = (0{,}03034 \pm 0{,}00076)\,x + (0{,}7026 \pm 0{,}0004)$$

Таблица 29

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Содержание (10^{-6} г/г)	
			^{87}Rb	^{86}Sr
				Подольская
1	с. Жежелев	Ксенолит гранат-биотитовых гнейсов среди бердичевских гранитов	21,87	69,22
2	с. Райки	То же	53,00	34,74
3	пгт Мирополь	» »	34,59	23,40
4	пгт Грицев	Пачка гранат-биотитовых гнейсов среди гранатовых мигматитов	38,85	31,62
				Тетеревская
5	с. Рудня, р. Тетерев	Гнейс гранат-биотитовый	16,70	37,44
6	То же	То же	16,85	25,92
7	» »	» »	10,09	37,40
8	» »	» »	9,19	36,79
9	с. Рудня, р. Дубовик	» »	14,70	31,19
10	То же	» »	18,26	34,06
11	г. Житомир, карьер Выдумский	Пачка биотитовых гнейсов среди житомирских гранитов	46,00	14,36
12	г. Житомир, карьер с. Крошни	Ксенолит биотитовых гнейсов среди житомирских гранитов	23,68	59,98
13	То же	То же	70,00	41.48
14	г. Коростышев, карьер	Ксенолит биотитовых гнейсов среди порфировидных коростышевских гранитов	54,10	41,07
15	То же	То же	80,29	39,01
16	» »	» »	68,86	19,29
17	» »	» »	34,75	35,91

и изотопному возрасту 2105 млн. лет. О первичном отношении $^{87}Sr/^{86}Sr$ этой группы гнейсов можно сделать те же заключения, что и для гнейсов подольской серии.

На рис. 25 представлена рубидий-стронциевая изохрона для биотитовых гнейсов тетеревской серии, наблюдаемых в виде ксенолитов среди порфировидных коростышевских гранитов. Она соответствует уравнению

$$y = (0{,}02422 \pm 0{,}00096)\,x + (0{,}7127 \pm 0{,}0013)$$

и изотопному возрасту 1685 млн. лет. Для этих гнейсов характерно повышенное по сравнению со всеми остальными значение первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, что свидетельствует об участии в формировании данной рубидий-стронциевой системы значительных количеств корового материала.

Были выполнены также свинцово-изотопные исследования цирконов, выделенных из пород всех отмеченных разновидностей гнейсов. Цирконы в большинстве случаев неоднородны, с признаками регенерации. Полученные результаты представлены в табл. 30, из которой видно, что все значения изотопного возраста (в том числе и по различным отношениям) являются конкордантными и исключительно однообразными для цирконов всех гнейсов обеих рассматриваемых серий, несмотря на их гетерогенность. Такая же картина наблюдается и при графической обработке полученных данных (рис. 26). Свинцово-изотопные отношения цирконов, выделенных из биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов подольской и тетеревской серий, соответствуют единой линейной зависимости

$$y = (0{,}1263 \pm 0{,}0004)\,x + (13{,}23 \pm 0{,}12)$$

и изотопному возрасту 2050 млн. лет.

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в метаморфических породах подольской и тетеревской серий

$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции номер образца
серия				
0,7142±0,0006	0,312	0,112	ИГФМ АН УССР	Лесная И. М., 35/72
0,7559±0,0005	1,508	0,538	То же	Щербак Н. П., 2103
0,7504±0,0004	1,461	0,522	» »	Щербак Н. П., 2107[а]
0,7438±0,0005	1,215	0,434	» »	Лесная И. М., 1/70[г]
серия				
0,7153±0,0007	0,441	0,158	» »	Лесная И. М., 10/72
0,7210±0,0006	0,642	0,230	» »	Лесная И. М., 10/74
0,7112±0,0003	0,267	0,096	» »	Лесная И. М., 10/74[а]
0,7097±0,0003	0,247	0,088	» »	Лесная И. М., 10/74[б]
0,7156±0,0004	0,466	0,167	» »	Лесная И. М., 11/72
0,7190±0,0005	0,530	0,190	» »	Лесная И. М., 11/72[а]
0,7980±0,0004	3,166	1,125	» »	Лесная И. М., 30/72
0,7159±0,0004	0,390	0,140	» »	Лесная И. М., 29/72
0,7541±0,0003	1,669	0,595	» »	Щербак Н. П., 2101
0,7446±0,0003	1,302	0,465	» »	Лесная И. М., 26/72
0,7621±0,0005	2,034	0,725	» »	Лесная И. М., 28/72
0,7977±0,0004	3,529	1,254	» »	Лесная И. М., 26/73
0,7356±0,0003	0,957	0,342	» »	Лесная И. М., 28/73

В табл. 31 приведены результаты определений изотопного состава свинца и содержаний урана и свинца в двух фациальных разновидностях гранитоидов бердичевского комплекса — собственно бердичевских и лейкократовых пегматоидных гранитах. Пробы 1—6 (табл. 31) представляют собой образцы типичных бердичевских гранитов. Пробы 7—9 отобраны в карьере с. Крутнева (Верхнее Побужье); это светло-серые пегматоидные граниты, которые наблюдаются в виде шлироподобных «слепых» линз,

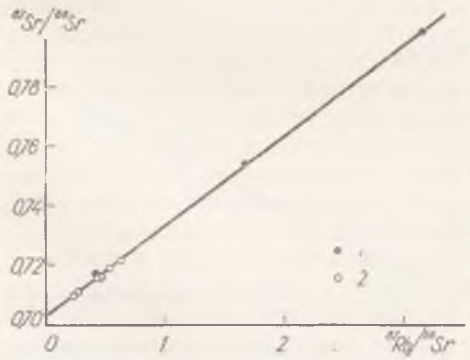

Рис. 24. Рубидий-стронциевая изохрон для гнейсов тетеревской серии:
1 — биотитовые гнейсы; 2 — гранат-биотитовые гнейсы

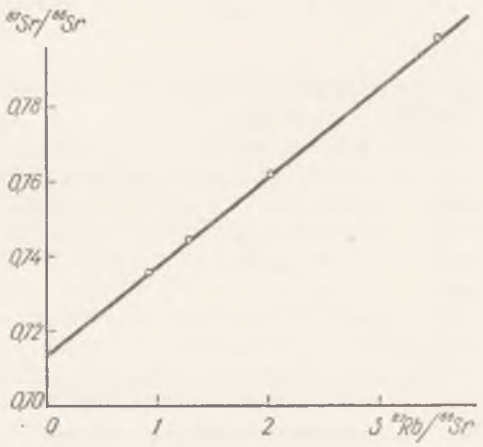

Рис. 25. Рубидий-стронциевая изохрона для биотитовых гнейсов, встречающихся в виде ксенолитов среди порфировидных гранитов

Таблица 30

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Содержание (10^{-3} г/г)			Изотопный со-	
			U	Th	Pb	^{204}Pb	^{206}Pb
							Подольская
1	с. Жежелев	Гнейс гранат-биотитовый	0,492	—	0,315	0,616	56,00
2	» »	То же	—	—	—	0,109	78,21
3	с. Стрижевка	Гнейс пироксен-гранат-биотитовый	—	—	—	0,083	79,40
4	с. Могилевка	Гнейс пироксеновый	—	—	—	0,163	67,17
5	с. Крутнев	Гнейс гранат-биотитовый	0,36	0,18	0,15	0,187	70,26
							Тетеревская
6	пгт Ерки	Гнейс амфибол-биотитовый	0,54	—	0,285	0,039	79,86
7	г. Житомир, карьер с. Крошни	Гнейс биотитовый	—	—	—	0,176	52,88
8	с. Рудня, р. Тетерев	Гнейс гранат-биотитовый	—	—	—	0,270	67,22
9	с. Кочеров	Амфиболит	—	—	—	0,070	85,07
10	г. Коростышев	Гнейс биотитовый	—	—	—	0,565	44,22

Таблица 31

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Содержание (10^{-6} г/г)	
			U	Pb
1	с. Жежелев	Гранит бердичевский	1,28	16,0
2	» »	» »	—	—
3	» »	» »	1,19	18,8
4	» »	» »	—	—
5	» »	» »	—	—
6	» »	» »	2,14	19,4
7	с. Крутнев, р. Юж. Буг	Гранит лейкократовый	18,10	22,6
8	То же	» »	6,58	28,0
9	» »	» »	18,8	26,1

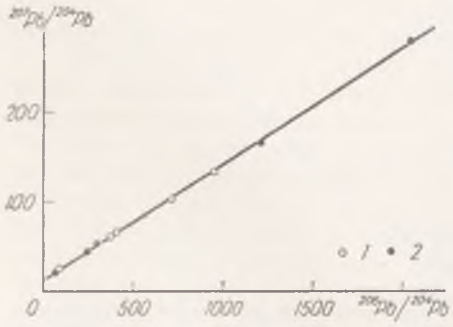

Рис. 26. Свинцово-изотопные отношения цирконов из метаморфических пород подольской (*1*) и тетеревской (*2*) серий

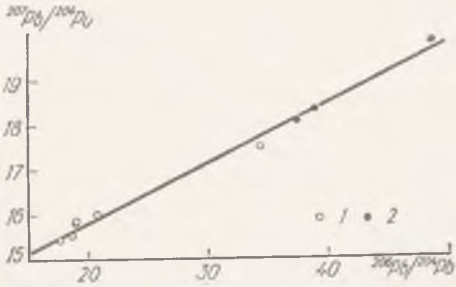

Рис. 27. Свинцово-изотопные отношения бердичевских (*1*) и лейкократовых (*2*) гранитов

Изотопный возраст цирконов из метаморфических пород подольской и тетеревской серий

Состав свинца, %		Возраст, млн. лет				Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
^{207}Pb	^{208}Pb	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{208}Pb/^{232}Th$		
серия							
15,28	28,10	2090	1940	2010	—	ИГФМ АН УССР	Лесная И. М., 84/74
11,25	10,43	2080	—	—	—	То же	Лесная И. М., 35/72
10,98	9,53	2070	—	—	—	» »	Лесная И. М., 36/72
10,53	22,14	2070	—	—	—	» »	Лесная И. М., 37/72
11,76	17,79	2180	1840	2010	2110	» »	Щербак Н. П., 2099[a]
серия							
10,89	9,21	2130	2570	2340	—	» »	Рудницкий П. М., 7135
9,03	37,92	2090	—	—	—	» »	Лесная И. М., 29/72
11,62	20,89	1970	—	—	—	» »	Лесная И. М., 10/72
11,58	3,28	2070	—	—	—	» »	Рудницкий П. М., 9304/1
13,35	41,87	2260	—	—	—	» »	Лесная И. М., 28/72

Содержание урана и свинца и изотопный состав свинца в гранитах бердичевского комплекса

Изотопный состав свинца ($^{204}Pb = 1$)			Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		
17,61±0,09	15,38±0,08	39,45±0,20	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н., 1270
34,45±0,12	17,49±0,06	52,43±0,18	То же	Бартницкий Е. Н., 1271
18,95±0,02	15,87±0,02	40,17±0,05	» »	Бартницкий Е. Н., 1271[a]
18,85±0,08	15,79±0,06	40,40±0,15	» »	Бартницкий Е. Н., 1272
20,70±0,08	16,00±0,06	38,86±0,14	» »	Бартницкий Е. Н., 1273
18,67±0,02	15,53±0,02	40,62±0,03	» »	Бартницкий Е. Н., 1273[a]
38,94±0,05	18,29±0,03	36,55±0,05	» »	Щербак Н. П., 1245
48,74±0,11	19,82±0,05	38,31±0,09	» »	Щербак Н. П., 1247
37,32±0,06	18,05±0,03	36,35±0,05	» »	Щербак Н. П., 1249

образований неправильной формы и секущих тел среди биотит-гранатовых мигматитов, бердичевских гранитов и гранат-биотитовых гнейсов. Состав их варьирует от чисто калишпатовых разностей до плагиоклаз-калишпатовых. Проба 7 практически не содержит плагиоклаза. В остальных пробах плагиоклаз составляет от 5 до 25%. С увеличением содержания плагиоклаза увеличивается количество биотита от единичных зерен до 5%. Всегда наблюдается гранат — от единичных зерен до 5% в наиболее чистых калишпатовых разностях (проба 7).

По сравнению с бердичевскими в лейкократовых пегматоидных гранитах на порядок выше содержание урана при сравнительно невысоком увеличении содержания свинца. Поэтому изотопный состав свинца лейкократовых гранитов характеризуется значительной радиогенной добавкой ураногенного свинца. При этом в торогенном свинце полностью отсутствует радиогенная составляющая, свойственная бердичевским гранитам.

Свинцово-изотопные отношения обеих описанных фациальных разновидностей гранитов бердичевского комплекса представлены на рис. 27 в системе координат $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$. Они достаточно хорошо опи-

Таблица 32

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Содержание (10^{-6} г/г)	
			^{87}Rb	^{86}Sr
1	с. Жежелев	Гранит бердичевский	30,32	26,49
2	» »	» »	26,78	26,75
3	» »	» »	27,43	27,04
4	Сев. окраина г. Винницы, р. Юж. Буг (бывш. с. Сабаров)	» »	12,45	34,10
5	пгт Мирополь, р. Случь	» »	14,32	25,18
6	То же	» »	31,50	28,14
7	Юж. окраина г. Чуднова, р. Тетерев (бывш. с. Подолянцы)	» »	32,17	27,28
8	То же	Мигматит гранатовый	39,10	28,35
9	с. Райки	Гранит бердичевский	42,04	27,07

сываются прямолинейной зависимостью, единой в пределах экспериментальных погрешностей для обеих разновидностей. Уравнение зависимости имеет вид:

$$y = (0{,}1306 \pm 0{,}0018)\,x + (13{,}23 \pm 0{,}06)$$

и соответствует изотопному возрасту 2110 млн. лет. При обработке изотопных данных методом согласованных разностей получается линейная зависимость

$$y = (0{,}0515 \pm 0{,}0016)\,x + (0{,}030 \pm 0{,}010),$$

проходящая в пределах точности через начало координат и пересекающая конкордию в точке, соответствующей изотопному возрасту 2100 млн. лет (рис. 28).

Результаты определения содержаний рубидия и стронция, а также изотопный состав стронция в бердичевских гранитах представлены в табл. 32. Пробы для исследований подбирались так, чтобы наряду с установлением первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ можно было попытаться проследить воздействие процессов контактного метаморфизма и выветривания на поведение рубидия и изотопов стронция в бердичевских гранитах.

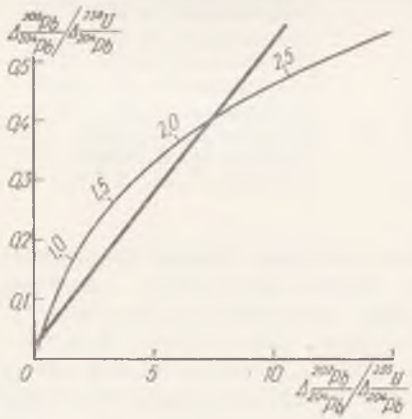

Рис. 28. График согласованных разностей для бердичевских и лейкократовых гранитов.

Цифры на графике — возраст, млрд. лет.

Проба 4 представляет собой породу, очень близкую к бердичевским гранитам. Отобрана она в краевой части массива, где наблюдается переход к чарнокитам с ксенолитами пироксеновых гнейсов. Пробы 5, 6 (табл. 32) бердичевского гранита отличаются между собой тем, что в первой практически нет калиевого полевого шпата, а биотита всего 2%, во второй макроскопически не наблюдается гранат. Пробы 7,8 взяты соответственно из бердичевских гранитов и гранатовых мигматитов; первая в 5 м, а вторая непосредственно у контакта с жилой житомирских гранитов мощностью 0,8—1,5 м. Наконец, проба 9 представлена выветрелым, разрушенным бердичевским гранитом.

Полученные результаты исследований изотопного состава стронция и содержаний рубидия и стронция четко отображают некоторые особен-

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в бердичевских гранитах

$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
0,7432±0,0006	1,131	0,404	ИГФМ АН УССР	Бартницкий Е. Н., 1271
0,7360±0,0002	0,990	0,354	То же	Бартницкий Е. Н., 1272
0,7385±0,0004	1,003	0,358	» »	Бартницкий Е. Н., 1273
0,7188±0,0005	0,361	0,129	» »	Щербак Н. П., 991[в]
0,7268±0,0006	0,562	0,201	» »	Щербак Н. П., 2107
0,7420±0,0007	1,106	0,395	» »	Щербак Н. П., 980/64
0,7441±0,0006	1,166	0,416	» »	Щербак Н. П,, 103/59
0,7485±0,0004	1,363	0,487	» »	Щербак Н. П., 101/59
0,7459±0,0005	1,535	0,548	» »	Щербак Н. П., 110/59

ности проб. Так, для проб 4 и 5 характерны наиболее низкие значения изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, отношения Rb/Sr и содержаний рубидия. Такая картина, видимо, обусловлена тем, что эти пробы представляют собой наименее кислые разности среди рассматриваемых бердичевских гранитов. В частности, содержание биотита в них не превышает 2—3%.

Напротив, проба 9 характеризуется наиболее высоким содержанием рубидия и повышенным отношением Rb/Sr при сопоставлении с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$. Эти данные полностью соответствуют выводам М. Л. Боттино и П. Д. Фуллагара (Bottino, Fullagar, 1968), которые изучали перераспределение щелочных и щелочноземельных элементов в гранитах в процессе химического выветривания и показали, что при этом отношение Pb/Sr может увеличиваться на 70% и даже выше по сравнению со свежей породой.

Что касается воздействия контактного метаморфизма, то обнаружить какие-либо существенные изменения в изотопном составе стронция и характере распределения рубидия и стронция не удалось. Возможно, это связано с недостаточной продолжительностью данного наложенного процесса и близостью его по времени к процессу гранитизации вмещающих пород.

Все полученные результаты графически представлены на рис. 29. Если принять, что разброс точек не очень существен и обусловлен только экспериментальными погрешностями (кроме пробы 9), то они достаточно хорошо описываются линейной зависимостью

$$y = (0{,}0297 \pm 0{,}0014)\,x + (0{,}7084 \pm 0{,}0014),$$

соответствующей изотопному возрасту 2060 млн. лет. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,7084, является более высоким по сравнению со значением, характерным для гнейсов подольской серии.

В табл. 33 приведены результаты определений содержаний рубидия и стронция, а также изотопный состав стронция в лейкократовых пегматоидных гранитах бердичевского комплекса. Характеристика проб 5—8 дана несколько выше. Пробы 1—4 похожи между собой. Все они содержат значительные количества плагиоклаза (10—20%) и различаются в основном только по мощности пород, в одном случае по характеру вмещающих пород. Первые три пробы отобраны из лейкократовых пегматоидных гранитов, залегающих среди бердичевских гранитов. Мощность их меняется от 0,5 до 12 м. Проба 4 отобрана из лейкократовых гранитов, тело которых мощностью 40—50 м залегает среди типичных биотитовых гнейсов.

Таблица 33

Номер пробы	Место отбора	Содержание (10^{-6} г/г)		$^{87}Sr/^{86}Sr$
		^{87}Rb	^{86}Sr	
1	с. Соломерка	48,70	27,70	0,7578±0,0005
2	с. Кривошеинцы, р. Снивода	46,17	40,21	0,7396±0,0006
3	с. Пиков, р. Снивода	31,21	28,54	0,7407±0,0003
4	Устье р. Пожарки, лев. приток р. Юж. Буга	43,27	36,80	0,7408±0,0007
5	с. Крутнев	58,28	6,72	0,9513±0,0042
6	» »	65,50	6,58	0,9873±0,0005
7	» »	52,19	5,61	0,9719±0,0010
8	» »	56,59	6,46	0,9636±0,0005

Эти четыре пробы лейкократовых гранитов характеризуются значениями содержаний рубидия и стронция и изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, достаточно схожими с таковыми для бердичевских гранитов. Намечается лишь тенденция к незначительному увеличению содержания рубидия. В лейкократовых гранитах, отобранных в карьере с. Крутнева, наблюдается заметное увеличение содержания рубидия и резко занижено содержание стронция. Эти обстоятельства приводят к появлению очень высоких отношений Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$.

На рис. 30 графически представлены результаты исследований лейкократовых гранитов бердичевского комплекса Они соответствуют пря-

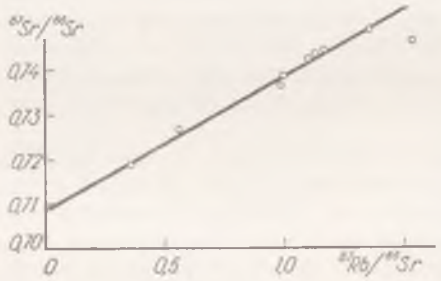

Рис. 29. Рубидий-стронциевые изотопные отношения бердичевских гранитов

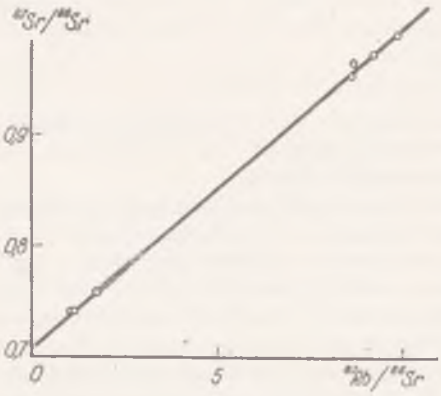

Рис. 30. Рубидий-стронциевые изотопные отношения лейкократовых гранитов

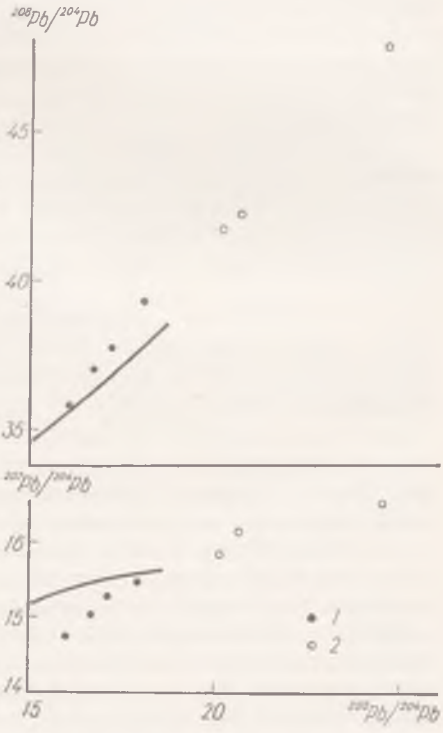

Рис. 31. Свинцово-изотопные отношения житомирских гранитов.

Пробы: *1* — из жилы в бердичевских гранитах и гранатовых мигматитах; *2* — из массивного тела

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в лейкократовых пегматоидных гранитах бердичевского комплекса

$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
1,738	0,620	ИГФМ АН УССР	Щербак Н. П., 14/60
1,135	0,406	То же	Щербак Н. П., 15/60
1,081	0,386	» »	Щербак Н. П., 16/60
1,162	0,415	» »	Щербак Н. П., 104/59
8,573	3,001	» »	Щербак Н. П., 1245
9,840	3,432	» »	Щербак Н. П., 1246
9,196	3,213	» »	Щербак Н. П., 1248
8,659	3,028	» »	Щербак Н. П., 1249

молинейной зависимости

$$y = (0{,}02874 \pm 0{,}00052)\,x + (0{,}7084 \pm 0{,}0010),$$

отвечающей изотопному возрасту 1995 млн. лет, т. е. значению более низкому по сравнению с цифрой, полученной для бердичевских гранитов. Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для обеих фациальных разновидностей гранитов бердичевского комплекса в пределах экспериментальных погрешностей оказались равными.

В табл. 34 приведены результаты определения содержаний урана и свинца и свинцово-изотопных отношений гранитов кировоградско-житомирского комплекса. Прежде всего выделяются три группы житомирских гранитов, резко отличающиеся по содержаниям свинца и особенно урана, а также по свинцово-изотопным отношениям.

Первая группа гранитов представлена четырьмя пробами, отобранными на расстоянии 8—10 м друг от друга из жилы серого житомирского гранита мощностью 0,8—1,5 м среди бердичевских гранитов. Она характеризуется содержанием урана того же порядка, что и в бердичевских гранитах, но более высоким по сравнению с последними содержанием свинца. В то же время свинец этих проб отличается наиболее примитивным изотопным составом среди всех исследовавшихся гранитов (даже без учета поправок на радиогенную добавку за счет распада содержащегося урана). Точки, соответствующие свинцово-изотопным отношениям этих проб, в системе координат $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 31) ложатся ниже кривой эволюции обыкновенного свинца и левее точки современного обыкновенного свинца, что в какой-то степени свидетельствует о глубинном характере источника примесного свинца (Стейси и др., 1977). На это же указывает и положение точек свинцово-изотопных отношений в системе координат $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{208}Pb/^{204}Pb$. Косвенным подтверждением глубинного характера источника примесного свинца служит рассчитанное для него отношение Th/U, составляющее примерно 6,5.

Вторая группа житомирских гранитов представлена серыми равномернозернистыми гранитами (табл. 34, пробы 5—7), отобранными в карьере с. Крошни. По минеральному составу они являются полными аналогами гранитов первой группы, но резко отличаются от них по содержанию урана и изотопному составу свинца, который содержит заметные добавки радиогенных торогенного и ураногенных свинцов. На графике в системе координат $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ точки свинцово-изотопных отношений этих проб попадают в область, обычную для аномальных свинцов J-типа. Однако провести какую-либо графическую обработку результатов не удалось вследствие малого количества проанализированных проб (3) и довольно большого разброса экспериментальных точек (рис. 31).

Таблица 34

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал (порода)	Содержание (10^{-6} г/г)	
				U	Pb
1	Юж. окраина г. Чуднова, р. Тетерев (бывш. с. Подолянцы)	Гранит серый, равномернозернистый (жила среди бердичевских гранитов)	Порода	—	—
2	То же	То же	»	1,74	28,4
3	» »	» »	»	—	—
4	» »	» »	»	—	—
5	г. Житомир, карьер с. Крошни	Гранит серый, равномернозернистый	»	5,66	28,9
6	То же	То же	»	4,96	35,5
7	» »	» »	»	5,12	33,4
8	г. Житомир, карьер Выдумский	Гранит розово-серый, равномернозернистый	»	33,4	23,0
9	То же	То же	»	20,2	26,3
10	» »	» »	»	29,7	26,9
11	» »	» »	Полевой шпат (легк. фр.)	—	—
12	» »	» »	Полевой шпат (тяж. фр.)	4,62	21,5
13	» »	» »	Мусковит	2,04	11,3

Наконец, третья группа гранитов представлена розово-серыми равномернозернистыми гранитами, отобранными в Выдумском карьере вблизи г. Житомира (табл. 34, пробы 8—13). Они значительно отличаются от серых гранитов из карьера с. Крошни по минеральному составу (табл. 35). Розово-серые граниты содержат значительное количество мусковита, который практически отсутствует в серых гранитах. В отношении биотита наблюдается обратная картина. Кроме того, в розово-серых гранитах за счет микроклина происходит увеличение содержания плагиоклаза, который представлен альбитом (№ 1—6)

Граниты третьей группы содержат наибольшие количества урана при тех же содержаниях свинца, в результате чего изотопный состав свинца характеризуется высокой степенью радиогенности ураногенных свинцов. В то же время торогенный свинец, как и в гранитах первой группы, не содержит радиогенной добавки и отношение $^{208}Pb/^{204}Pb$ даже несколько меньше по сравнению с современным для обыкновенного свинца. Полученные результаты исследований гранитов этой группы более всего сопоставимы с таковыми лейкократовых гранитов с. Крутнева Для выяснения характера распределения урана и изотопов свинца между отдельными минеральными фазами розово-серых гранитов были исследованы две фракции полевого шпата и мусковит. Более легкая фракция полевого шпата представлена в основном микроклином и характеризуется содержаниями калия 10,45 и натрия 1,3%. Более тяжелая фракция полевого шпата представлена в основном альбитом Содержания калия и натрия в ней составляют 2,2 и 6,55% со-

Таблица 35

Минеральный состав гранитов кировоградско-житомирского комплекса, %

Минерал	Серый гранит (карьер с. Крошни	Розово-серый гранит (Выдумский карьер)
Плагиоклаз	35,0	43,2
Микроклин	25,0	9,7
Кварц	27,0	32,1
Биотит	12,2	2,5
Мусковит	0,8	12,5
	100,0	100,0

Содержание урана и свинца и изотопный состав свинца в гранитах кировоградско-житомирского комплекса

Изотопный состав свинца ($^{204}Pb = 1$)			Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
^{206}Pb	^{207}Pb	^{208}Pb		
16,07±0,04	14,74±0,04	35,86±0,10	ИГФМ АН УССР	Щербак Н. П., 58/I
18,01±0,12	15,48±0,10	39,38±0,26	То же	Щербак Н. П., 58/II
17,16±0,07	15,30±0,06	37,76±0,15	» »	Щербак Н. П., 58/III
16,70±0,15	15,05±0,14	37,13±0,34	» »	Щербак Н. П., 58/IV
20,13±0,26	15,86±0,20	41,80±0,53	» »	Бартницкий Е. Н., 1275
20,66±0,06	16,17±0,04	42,30±0,11	» »	Бартницкий Е. Н., 1276
24,52±0,15	16,55±0,10	47,97±0,28	» »	Бартницкий Е. Н., 1277
96,13±0,14	24,07±0,04	34,08±0,07	» »	Бартницкий Е. Н., 1278
46,33±0,11	18,48±0,04	35,20±0,08	» »	Бартницкий Е. Н., 1279
65,41±0,33	20,90±0,11	38,63±0,20	» »	Бартницкий Е. Н., 1280
19,78±0,07	15,40±0,06	36,03±0,13	» »	Бартницкий Е. Н., 1279[а]
29,57±0,05	16,45±0,03	38,38±0,07	» »	Бартницкий Е. Н., 1979[б]
54,01±0,09	19,25±0,03	37,84±0,06	» »	Бартницкий Е. Н., 1979[в]

ответственно. Свинец этой фракции полевого шпата более радиогенный. Однако наиболее радиогенным оказался свинец из мусковита.

Графически эти результаты представлены на рис. 32 в системе координат $^{206}Pb/^{204}Pb$ — $^{207}Pb/^{204}Pb$ и обработаны по методу согласованных разностей (рис. 33). Экспериментальные точки, отвечающие свинцово-изотопным отношениям, удовлетворительно описываются прямолинейной зависимостью

$$y = (0{,}1142 \pm 0{,}0010)\,x + (13{,}11 \pm 0{,}06),$$

соответствующей изотопному возрасту 1870 млн. лет.

Уравнение прямой, полученное методом согласованных разностей, имеет вид:

$$y = (0{,}0657 \pm 0{,}0030)\,x + (-0{,}017 \pm 0{,}014).$$

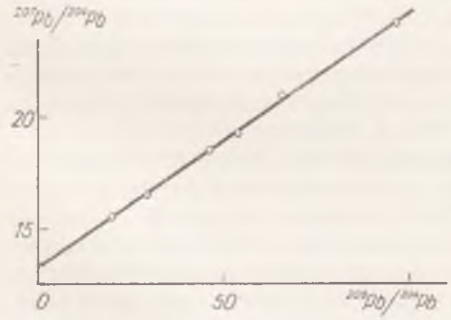

Рис. 32. Свинцово-изотопные отношения розово-серых равномернозернистых гранитов и их породообразующих минералов

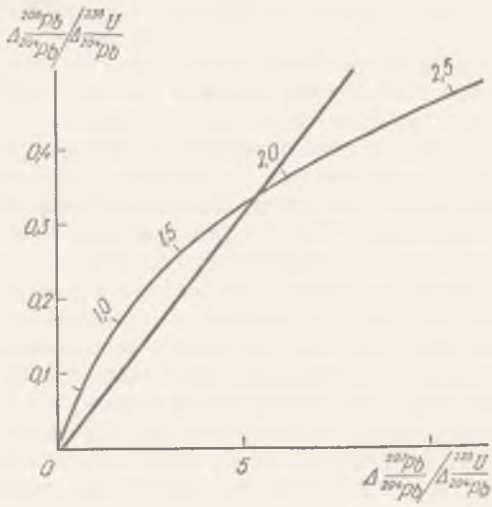

Рис. 33. График согласованных разностей для розово-серых равномернозернистых гранитов и их породообразующих минералов.

Цифры на графике — возраст, млрд. лет

Таблица 36

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Содержание (10^{-6} г/г)	
			^{87}Rb	^{86}Sr
1	г. Житомир, карьер с. Крошни	Гранит серый, равномернозернистый (житомирский)	43,00	50,92
2	То же	То же	39,24	48,64
3	» »	» »	35,02	39,47
4	» »	» »	35,27	40,02
5	Юж. окраина г. Чуднова, р. Тетерев (бывш. с. Подолянцы)	Жила серого, равномернозернистого гранита среди бердичевских гранитов	26,12	44,63
6	г. Житомир, карьер Выдумский	Гранит розово-серый, равномернозернистый	47,49	0,96
7	То же	То же	38,28	2,13

Прямая пересекает конкордию в точке, соответствующей изотопному возрасту 1890 млн. лет (рис. 33).

В табл. 36 приведены результаты определений изотопного состава стронция и содержаний рубидия и стронция в гранитах кировоградско-житомирского комплекса. Серые среднезернистые граниты характеризуются обычными содержаниями рубидия и стронция и отношением Rb/Sr. Если, невзирая на неблагоприятное расположение на графике экспериментальных точек (рис. 34), провести через них линию регрессии, то она будет отвечать уравнению

$$y = (0{,}0273 \pm 0{,}0028)\,x + (0{,}7082 \pm 0{,}0023).$$

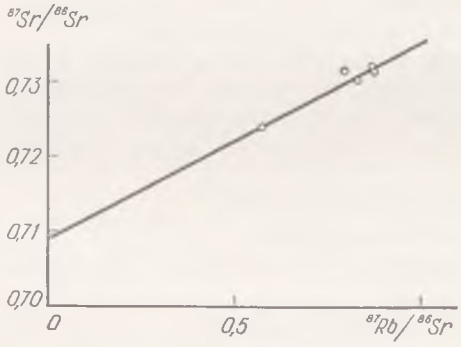

Рис. 34. Рубидий-стронциевые изотопные отношения житомирских гранитов

Не исключено, что параметры этого уравнения содержат значительные ошибки, так как определяются они фактически одной точкой (табл. 36, проба 5). Тем не менее они дают вполне правдоподобные возраст 1900 млн. лет и первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,7082.

Что касается розово-серых равномернозернистых гранитов, то они характеризуются крайне низким содержанием стронция и соответственно наиболее высокими среди всех изучавшихся пород отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ и Rb/Sr.

Из всего изложенного можно предположить следующую модель смены геологических процессов и событий, проявившихся в западной части Украинского щита. Особенности изотопного состава свинца и первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для валовых проб парагнейсов подольской и тетеревской серий свидетельствуют о том, что исходным материалом были глубинные породы. Не исключено, что возрастной рубеж приблизительно 3 млрд. лет относится ко времени первичной кристаллизации исходного материала, послужившего источником образования древних осадочных пород. О принципиальной возможности существования такой единой древней эффузивно-осадочной толщи, которая была областью сноса для обеих серий метаморфических пород, свидетельствует и отсутствие несогласий между днестровско-бугской, подольской и тетеревской сериями. В этом случае полученную дату можно рассматривать как нижний возрастной предел процесса осадконакопления.

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в гранитах кировоградско-житомирского комплекса

$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
0,7300±0,0005	0,835	0,299	ИГФМ АН УССР	Щербак Н. П. 1/68
0,7314±0,0004	0,798	0,285	То же	Бартницкий Е. Н., 1275
0,7313±0,0006	0,877	0,314	» »	Бартницкий Е. Н., 1276
0,7318±0,0007	0,871	0,307	» »	Бартницкий Е. Н., 1277
0,7237±0,0007	0,578	0,207	» »	Щербак Н. П., 102/59
2,3333±0,0020	48,90	15,11	» »	Бартницкий Е. Н., 1279
1,2101±0,0009	17,76	6,067	» »	Бартницкий Е. Н., 1280

Альтернативная интерпретация заключается в том, что полученные цифры порядка 3 млрд. лет отражают время завершения процесса формирования древней осадочной толщи и становления ее как исходной уран-свинцовой системы. В этом случае рассматриваемые цифры должны приниматься как верхний возрастной предел процесса осадконакопления. Ответ на поставленный вопрос, по нашему мнению, может дать только определение возраста ортопород данных серий уран-торий-свинцовым методом. Однако в любом случае в процесс осадконакопления вовлекалось какое-то количество древнего обыкновенного свинца.

Цифра 2300 млн. лет, полученная рубидий-стронциевым изохронным методом по породе в целом для гранат-биотитовых гнейсов подольской серии, может характеризовать время проявления регионального метаморфизма и начала гранитизации, которая привела в итоге к образованию гранитов бердичевского комплекса.

Цифра 2105 млн. лет, полученная рубидий-стронциевым изохронным методом для гнейсов тетеревской серии, соответствует, видимо, времени проявления регионального метаморфизма в области распространения эффузивно-осадочных толщ, явившихся материалом для образования биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов тетеревской серии.

Цифры, полученные свинцово-изохронными методами для гранитов бердичевского комплекса — 2100 млн. лет, рубидий-стронциевым изохронным методом для бердичевских гранитов — 2060 млн. лет, рубидий-стронциевым изохронным методом для лейкократовых пегматоидных гранитов бердичевского комплекса — 1995 млн. лет, отвечают времени гранитизации метаморфических пород подольской серии, в результате которой образовались соответствующие фациальные разновидности гранитов бердичевского комплекса.

Первичные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для гранитов бердичевского комплекса, равные 0,708, образовались, как показали расчеты, при которых использовались средние содержания рубидия и стронция в гнейсах подольской серии, в результате накопления в течение 200 млн. лет радиогенного стронция за счет распада содержащегося в гнейсах рубидия. Образование гранитов бердичевского комплекса происходило без привноса какого-либо материала извне. Отдельные локальные участки метаморфических пород проходили через стадию полного или частичного плавления, при этом возникали небольшие тела лейкократовых пегматоидных гранитов. В зависимости от интенсивности и длительности этого процесса в ходе кристаллизационной дифференциации магмы происходило ее фракционирование в отношении стронция и рубидия. Стронций удалялся из

жидкой фазы в первую очередь и концентрировался главным образом в плагиоклазах. Рубидий постепенно накапливался в остаточном расплаве и в конце концов вошел в калиевые минералы. Таким образом, по мере увеличения степени дифференциации исходной магмы должно было увеличиваться рубидий-стронциевое отношение. Аналогично происходило обогащение остаточного расплава и ураном.

Возвращаясь к вопросу об образовании лейкократовых пегматоидных гранитов бердичевского комплекса, можно отметить, что там, где магмообразование и последующая ее кристаллизация происходили с малой интенсивностью и достаточно быстро, степень дифференциации, а следовательно, и фракционирование рубидия, стронция и урана проявлялись незначительно. Поэтому в подобных случаях лейкократовые пегматоидные граниты и вмещающие бердичевские граниты характеризуются близкими значениями отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержанием рубидия и стронция

В районах повышенной активности (например, краевых зонах массивов, особенно приуроченных к глубинным разломам) процессы магмообразования и последующей кристаллизации магмы весьма интенсивны и продолжительны. Степень дифференциации в этом случае достигает существенной величины и конечные дифференциаты магмы оказываются значительно обогащенными рубидием и ураном и обедненными стронцием.

Такой механизм вполне приемлем для объяснения наблюдаемых высоких содержаний рубидия и урана и низких стронция в лейкократовых гранитах карьера с. Крутнева.

Для всех цирконов из метаморфических пород подольской и тетеревской серий получены одни и те же цифры изотопного возраста независимо от того, претерпели ли породы более ранние или более поздние (например, в случае ксенолитов биотитовых гнейсов среди коростышевских гранитов) воздействия наложенных процессов.

Можно полагать, что возраст 2050 млн. лет, полученный для цирконов метаморфических пород, соответствует прогрессивному этапу эпидот-амфиболовой фации метаморфизма пород тетеревской серии и регрессивной стадии метаморфизма пород подольской серии. Необходимо отметить, что эти процессы протекали без нарушения замкнутости метаморфических пород в отношении урана и свинца, т. е. последние лишь перераспределялись между вновь образованными минеральными фазами. Регрессивный метаморфизм пород подольской серии по времени синхронен с завершающей стадией их гранитизации, которая привела к регенерации цирконов, образовавшихся во время прогрессивного этапа метаморфизма.

Для гранитов кировоградско-житомирского комплекса явления дифференциации в распределении рубидия, стронция и урана между отдельными фациальными разновидностями более контрастны по сравнению с данными, полученными для гранитов бердичевского комплекса. Относительно, высокие содержания урана и рубидия и низкие содержания стронция в розово-серых равномернозернистых гранитах Выдумского карьера можно объяснить тем, что они являются наиболее поздними дифференциатами магмы. Кроме того, в создании магматических очагов, обеспечивших образование гранитов кировоградско-житомирского комплекса, существенную роль, видимо, играли и магматические растворы глубинного происхождения.

2. СРЕДНЕЕ ПРИДНЕПРОВЬЕ

Рассмотрим результаты изучения изотопного состава стронция в эффузивных породах осадочно-вулканогенных образований района Белозерского железорудного месторождения и гранитоидах Среднего Приднепровья.

Комплекс древних осадочно-вулканогенных пород, слагающий Белозерский р-н, относится к конкско-верховцевской серии, представленной на данной территории конкской и белозерской свитами. Вулканические породы этих двух свит по составу резко отличаются друг от друга. Как показали петрологические исследования, проведенные Л. Г. Данилович, все вулканогенные породы конкской свиты можно рассматривать как производные толеитовой базальтовой магмы. По составу эти образования являются натриевой серией с высоким содержанием кальция, магния и железа. В петрографическом отношении они представлены измененными порфиритами (метаандезитами) и кварцевыми порфирами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев. По составу вулканические породы белозерской свиты являются кислыми и средними эффузивами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой фации. Среди них наблюдаются порфириты, кварцевые порфиры, альбитофиры и туфы.

Наиболее полно изученный эффузив из нижнебелозерской подсвиты (табл. 37, проба 2) представляет собой кварц-серицитовый сланец с чередованием полос кварц-серицита и кварц-серицит-карбоната, в которых подчеркнута первичная флюидальность кислого эффузива с обтеканием вкрапленников кварца и плагиоклаза. Отмечается перекристаллизация резорбированного кварца. Эффузивы верхнебелозерской подсвиты в целом представлены более кислыми разностями и метаморфизованы в большей степени.

Вулканические породы нижне- и верхнебелозерской подсвит аналогичны. Верхнебелозерские эффузивы претерпели воздействие повышенной температуры. Источник термального метаморфизма пока не ясен. Термальное воздействие, сопровождавшееся поступлением каких-то флюидов (в частности, борсодержащих), привело к образованию кварц-серицит-турмалиновых сланцев (табл. 37, пробы 3, 4), перекристаллизации резорбированных вкрапленников кварца, появлению кордиерита (проба 5). На общем составе пород эти изменения существенно не отразились. Можно считать, что они образуют единый метаандезит-дацитовый комплекс, для химизма которого характерно (по сравнению с толеитовыми производными) пониженное содержание железа, магния, кальция, т. е. фемических окислов. Содержание щелочей составляет в них 3—5%, причем калий обычно преобладает над натрием. Это не позволяет считать их производными магмы толеитового ряда.

В табл. 37 приведены результаты определения содержания рубидия и стронция и изотопного состава стронция в эффузивных породах конкской и белозерской свит. Необходимо отметить, что породы верхнебелозерской подсвиты характеризуются наиболее высокими содержаниями рубидия и исключительно низкими содержаниями стронция. Следствием этого являются высокие отношения Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$. В этом смысле полученные результаты очень похожи на те, которые мы наблюдали для гранитов кировоградско-житомирского комплекса, образовавшихся в краевой зоне массива, приуроченной к глубинному разлому, и являющихся наиболее поздними дифференциатами магмы.

Рубидий-стронциевые изотопные отношения эффузивных пород конкско-верховцевской серии графически представлены на рис. 35. Точки, соответствующие изотопным отношениям пород белозерской свиты достаточно хорошо удовлетворяют прямолинейной зависимости

$$y = (0{,}03334 \pm 0{,}00058)\,x + (0{,}7090 \pm 0{,}0012),$$

отвечающей изотопному возрасту 2310 млн. лет. Полученная дата, по-видимому, соответствует времени проявления наложенного процесса (метаморфизма зеленосланцевой фации), сопровождавшегося повышением температуры и поступлением глубинных флюидов. Такие условия, как отмечают различные авторы (Faure a. o., 1968; Горохов и др., 1977), вполне благоприятны для перераспределения рубидия и стронция и получения

Таблица 37

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Порода
	Белозерский р-н		
1	Скв. 0172	Осадочно-вулканогенные породы конкской свиты	Метаандезит
2	Шахта № 1	Осадочно-вулканогенные породы нижнебелозерской подсвиты	Кварц-серицитовый сланец
3	Скв. 657	Осадочно-вулканогенные породы верхнебелозерской подсвиты	Кварц-серицит-турмалиновый сланец
4	Скв. 650	То же	То же
5	Скв. 666	» »	Кварц-серицит-турмалиновый сланец с кордиеритом

нового изотопного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, одинакового для всей метаморфизованной толщи осадочно-вулканогенных пород.

Наблюдаемое относительно высокое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,7090, по сравнению с таковыми отношениями, характерными для глубинных мантийных источников кислых и средних магм, обусловлено, вероятно, накоплением в течение достаточно длительного промежутка времени радиогенного ^{87}Sr за счет распада присутствовавшего в породах ^{87}Rb.

Действительно, если считать, что время проявления палеовулканизма определяется изотопным возрастом, полученным для цирконов, выделенных из эффузивных пород нижнебелозерской подсвиты (3000—3100 млн. лет), и средние содержания рубидия и стронция для осадочно-вулканогенных пород белозерской свиты имеют то же значение, что и для пробы 2 (табл. 37), то, как показывают расчеты, первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для эффузивных пород белозерской свиты не должно превышать 0,702—0,703. Следовательно, формирование этих пород связано с глубинным мантийным источником кислых и средних магм известково-щелочного ряда.

Гранитоидные породы днепровского комплекса, занимающие обширную территорию между Криворожской структурой на западе и Орехово-Павлоградским разломом на востоке, в большинстве представляют собой ультраметаморфические образования, заместившие осадочно-вулканогенные толщи конкско-верховцевской серии. В состав комплекса входят гранодиориты, диориты и мигматиты того же состава, плагиограниты и плагиомигматиты, граниты и мигматиты микроклин-плагиоклазовые (вишневецкие, токовские, демуринские и щербаковские).

К интрузивным образованиям комплекса относятся аплито-пегматоидные граниты, слагающие секущие и согласные тела, и мокромосковские граниты.

Плагиограниты и гранодиориты залегают среди мигматитов и гнейсов в виде согласных тел различной мощности с нечеткими контактами. В целом эти гранитоиды характеризуются массивными и гнейсовидными текстурами, но иногда на отдельных участках в них улавливаются теневые мигматитовые текстуры, а также едва заметная полосчатость. По геологическим данным, плагиограниты и гранодиориты обладают всеми признаками автохтонных образований. Об этом свидетельствуют конкордантное положение описываемых тел по отношению к структурным элементам вмещающей толщи, конформное соотношение элементов внутренней структуры тел с контактовыми ограничениями, отсутствие эруптивных контактов, согласное положение останцов и ксенолитов, а также ряд других признаков.

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в эффузивах конкско-верховцевской серии

Содержание (10^{-6} г/г)		$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
^{87}Rb	^{86}Sr					
14,20	9,48	0,7690±0,0003	1,481	0,528	ИГФМ АН УССР	Жуков Г. В., 5182
21,30	20,71	0,7429±0,0003	1,017	0,363	То же	Жуков Г. В., 5155
28,85	2,68	1,0675±0,0010	10,64	3,68	» »	Жуков Г. В., 5156
35,32	1,09	1,7765±0,0031	32,03	10,39	» »	Жуков Г. В., 5162
58,06	2,28	1,5405±0,0010	25,17	8,34	» »	Жуков Г. В., 5164

Средний минеральный состав плагиогранитов (в %): плагиоклаз 55, кварц 28, биотит 10, эпидот 4. Кроме того, в них встречаются мусковит (до 2%), роговая обманка (до 1%), микроклин, апатит, циркон, магнетит. Полосчатые разности по сравнению с массивными телами отличаются более кислым плагиоклазом и бо́льшим содержанием темноцветных. Средний минеральный состав гранодиоритов (в %): плагиоклаз 60, кварц 15, роговая обманка 17, биотит 8. Акцессорные минералы представлены главным образом цирконом.

Результаты определения содержаний рубидия и стронция и изучения изотопного состава стронция в плагиогранитах и гранодиоритах днепровского комплекса представлены в табл. 38. Все они характеризуются относительно невысокими содержаниями рубидия и довольно низкими отношениями Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$, особенно для проб гранодиоритов. Однако если для плагиогранитов наблюдаются некоторые различия в их значениях, то для гранодиоритов они исключительно однообразны.

Полученные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ свидетельствуют о том, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для плагиогранитов и гранодиоритов не должно превышать 0,704. На этом основании можно заключить, что первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ древней осадочно-вулканогенной толщи, послужившей исходным материалом для образования гранитоидов, было еще меньшим. Таким образом, изложенные результаты являются дополнительным подтверждением сделанного нами ранее заключения о глубинном мантийном

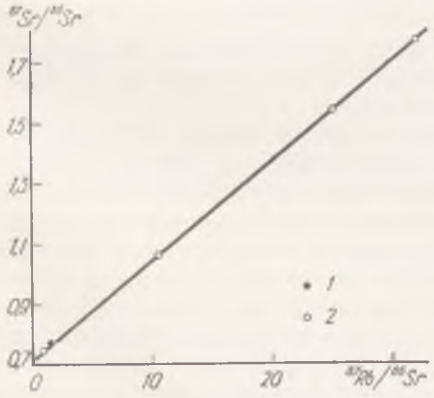

Рис. 35. Рубидий-стронциевые изотопные отношения эффузивных пород конкской (*1*) и белозерской (*2*) свит конкско-верховцевской серии Белозерского района

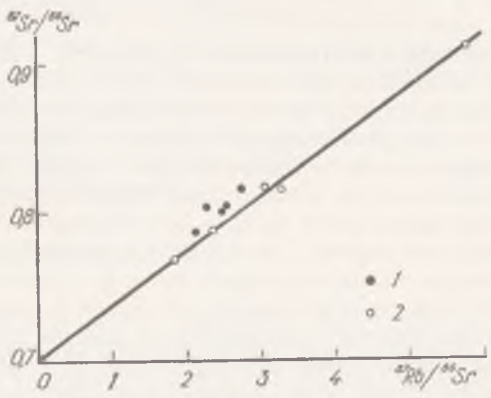

Рис. 36. Рубидий-стронциевые изотопные отношения гранитов днепровского комплекса:

1 — мокромосковские граниты; *2* — микроклин-плагиоклазовые граниты

Табл ца 38

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Содержание (10^{-6} г/г)	
			^{87}Rb	^{86}Sr
1	г. Днепропетровск, карьер Рыбальский	Плагиогранит	9,35	45,20
2	То же	»	7,03	46,94
3	» »	»	12,10	25,94
4	» »	»	6,47	46,40
5	» »	Гранодиорит	4,76	60,28
6	» »	»	5,12	66,81
7	» »	»	6,15	70,32
8	» »	»	7,56	97,66
9	с. Куцеволовка	Гранит красновато-розовый	35,62	19,25
10	» »	То же	39,69	16,48
11	» »	» »	33,47	5,71
12	» »	» »	37,48	12,08
13	» »	» »	39,68	11,84
14	с. Янцев	Гранит мокромосковский	40,12	17,12
15	» »	» »	39,98	15,42
16	» »	» »	38,70	17,98
17	» »	» »	40,09	14,44
18	» »	» »	42,09	16,72

источнике магм, обеспечивших материал для образования пород древней осадочно-вулканогенной толщи.

Пробы изучавшихся микроклин-плагиоклазовых гранитов отобраны в карьере с. Куцеволовки. Они характеризуются неясно выраженной порфировидной структурой. Выделения порфировых зерен красного микроклина непостоянны и сливаются с общей среднезернистой массой красновато-розового гранита.

Результаты определений изотопного состава стронция и содержаний рубидия и стронция в гранитах днепровского комплекса приведены в табл. 38, графически они представлены на рис. 36. Эти данные отличаются достаточно однообразными для различных проб содержаниями рубидия. В то же время содержание стронция существенно изменяется, что, видимо, связано с переменными количествами плагиоклаза. Рассчитанная для экспериментальных точек (рис. 36) прямолинейная зависимость

$$y = (0{,}0365 \pm 0{,}0014)\,x + (0{,}7008 \pm 0{,}0040)$$

соответствует изотопному возрасту 2520 млн. лет. Первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляет 0,7008, что свидетельствует об отсутствии какой-либо контаминации этих гранитов коровым материалом.

Мокромосковские граниты представляют собой серую и розовато-серую равномернозернистую породу, по минеральным и геохимическим особенностям существенно отличающуюся от плагиогранитов и мигматитов вмещающей толщи, по отношению к которым они являются секущими образованиями. Характер контактов и соотношение структурных планов мокромосковских гранитов и вмещающей толщи также подтверждает интрузивное залегание этого массива гранитов. Состав их отличается значительным непостоянством и меняется от калиево-натриевой к кальциево-натриевой ветви плагиоклазовых гранитов. Главными породообразующими минералами мокромосковских гранитов являются плагиоклаз, представленный альбит-олигоклазом (35—60%), микроклин (5—35), кварц (до 30), биотит (5—11), мусковит (до 6%). Изредка наблюдаются единичные зерна роговой обманки и диопсида, из акцессорных — апатит, циркон, монацит, ильменит, магнетит, реже ортит, флюорит и сфен.

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в гранитах днепровского комплекса

$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
0,7102±0,0003	0,205	0,073	ИГФМ АН УССР	Щербак Н. П., 14/I
0,7093±0,0004	0,148	0,053	То же	Щербак Н. П., 14/II
0,7188±0,0004	0,461	0,165	» »	Щербак Н. П., 14/III
0,7073±0,0003	0,137	0,049	» »	Щербак Н. П., 14/IV
0,7052±0,0005	0,078	0,028	» »	Щербак Н. П., 15/I
0,7042±0,0003	0,076	0,027	» »	Щербак Н. П., 15/II
0,7043±0,0003	0,086	0,031	» »	Щербак Н. П., 15/III
0,7049±0,0004	0,076	0,027	» «	Щербак Н. П., 15/IV
0,7672±0,0005	1,829	0,652	» »	Бартницкий Е. Н., 1401
0,7882±0,0002	2,381	0,847	» »	Бартницкий Е. Н., 1403
0,9106±0,0010	5,794	2,036	» »	Бартницкий Е. Н., 1404
0,8191±0,0003	3,067	1,087	» »	Бартницкий Е. Н., 1405
0,8154±0,0004	3,313	1,175	» »	Бартницкий Е. Н., 1406
0,8032±0,0003	2,316	0,823	» »	Бартницкий Е. Н., 1407
0,8032±0,0003	2,563	0,910	» »	Бартницкий Е. Н., 1408
0,7878±0,0006	2,128	0,757	» »	Бартницкий Е. Н., 1409
0,8153±0,0005	2,744	0,973	» »	Бартницкий Е. Н., 1410
0,7999±0,0009	2,488	0,884	» »	Бартницкий Е. Н., 1412

Содержания рубидия и стронция, а также отношения Rb/Sr и $^{87}Sr/^{86}Sr$, полученные для различных проб гранитов, достаточно близки между собой (табл. 38). В то же время на графике (рис. 36) изотопные отношения располагаются довольно беспорядочно, не подчиняясь какой-либо зависимости, что свидетельствует об отсутствии первичной изотопной гомогенизации стронция в поступавших магматических растворах. Возможно, это обусловлено взаимодействием магмы с вмещающими породами. Тем не менее характер расположения экспериментальных точек на графике позволяет сделать некоторые заключения о генетических особенностях мокромосковских гранитов. Если считать, что времени их образования соответствует изотопный возраст, полученный по монацитам (Щербак и др., 1966), то первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для мокромосковских гранитов должно характеризоваться более высоким значением по сравнению со всеми рассмотренными выше кристаллическими породами данного региона. В частности, как показали расчеты, они не могут быть менее 0,710. Следовательно, вряд ли магматические растворы имели глубинное мантийное происхождение. Скорее всего источник их располагался в пределах земной коры

Таким образом, на основании предварительных, далеко не полных исследований изотопного состава стронция в различных кристаллических породах Среднего Приднепровья оказалось возможным сделать некоторые заключения об их петрогенетических особенностях.

3. ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ

В юго-восточной части Украинского щита находится Приазовский блок, представляющий собой довольно крупную структуру, в которой выступают на поверхность или залегают под маломощным чехлом четвертичных суглинков докембрийские кристаллические породы. По структурно-геологическому признаку Приазовский блок делят на Восточное, Центральное и Западное Приазовье.

Кристаллический фундамент западной части Приазовского блока сложен в основном ультраметаморфическими и метаморфическими поро-

Таблица 39

Химический состав мусковит-биотитовых сланцев, %

Компонент	Номер пробы *			
	1	2	3	4
SiO_2	70,72	76,09	75,10	77,28
TiO_2	0,56	0,25	0,24	0,07
Al_2O_3	14,38	14,18	13,52	13,81
Fe_2O_3	0,95	1,11	1,08	0.76
FeO	1,94	0,43	0,43	0,47
MnO	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.
MgO	1,98	0,59	0,59	0,55
CaO	0,96	0,36	2,22	0,36
Na_2O	3,86	0,32	1,60	0,43
K_2O	2,22	4,00	3,17	3,80
P_2O_5	0,15	0,10	0,07	Сл.
CO_2	0,05	0,07	0,16	0,22
H_2O	0,24	0,30	0,21	0,13
П. п. п.	1.57	2,29	1,53	2,09
Сумма	99,58	100,09	99,92	99,97
f, %	44	63	65	53

* Номера проб (1—4) см. в табл. 40.

дами гнейсо-мигматитового комплекса, вмещающего разные по формам и условиям залегания, но преимущественно конкордантные интрузивные тела ультрабазитов, основных пород и гранитоидов. Гнейсо-мигматитовый комплекс включает в себя две толщи, соответствующие двум ритмам осадконакопления, которые В. И. Лучицкий (1930) сопоставлял с днепровской (нижний архей) и тетерево-бугской (верхний архей) сериями.

Наиболее древней является западноприазовская серия, которая объединяет эффузивные и пирокластические образования основного состава. Они представлены двупироксеновыми, пироксен-амфиболовыми и пироксен-биотитовыми гнейсами, сланцами основного состава, чарнокитами и мигматитами. В южной части Западного Приазовья в составе западноприазовской серии возрастает роль пород более основного состава, представленных амфибол-биотитовыми и пироксен-амфибол-биотитовымк гнейсами.

Центральноприазовская серия сложена преимущественно породами первично-осадочного происхождения. Представлены они мелкозернистыми тонкополосчатыми биотитовыми гнейсами и мигматитами. Последние содержат прослои и линзы железистых кварцитов, высокоглиноземистых и графитовых гнейсов, мраморов. Кроме того, встречаются амфиболовые

Таблица 40

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в мусковит-биотитовых сланцах Западного Приазовья

Номер пробы	Место отбора	Содержание (10^{-6} г/г)		$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
		^{87}Rb	^{86}Sr					
1	с. Успеновка, р. Буртичия	10,91	8,79	0,7517± ±0,0006	1,227	0,438	ИГФМ АН УССР	Овсиенко В. Д., 1173
2	То же	22,71	2,38	0,9594± ±0,0006	9,432	3,299	То же	Овсиенко В. Д., 1174
3	» »	18,74	10,21	0,7710± ±0,0004	1,814	0,646	» »	Овсиенко В. Д., 1175
4	» »	25,67	1,12	1,2921± ±0,0010	22,66	7,678	» »	Овсиенко В. Д., 1176

и пироксеновые гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты, которые играют второстепенную роль. В Западном Приазовье фрагменты стратиграфического разреза этой серии наиболее полно сохранились на участках железорудных месторождений Корсак-Могила, Куксунгур и Каменная Могила. Развитые в пределах этих участков кварциты, гранат-биотитовые гнейсы, графитоносные и карбонатные породы перемешиваются в виде трех полос, ориентированных в северо-северо-западном направлении. Метаморфизованы породы этой серии в условиях амфиболитовой фации, тогда как породы западноприазовской серии — в условиях гранулитовой фации.

Среди метаморфических пород Западного Приазовья изотопный состав стронция изучался в двуслюдяных сланцах, выходы которых наблюдаются в верхнем течении р. Буртичией южнее с. Успеновки (бывш. хут. Сороки) Залегают они в виде пачек небольшой мощности среди мигматитов. Аналогичные сланцы прослежены также в бассейне р. Берды. Эти породы характеризуются тонкосланцеватым обликом, имеют преимущественно гранолепидобластовую структуру.

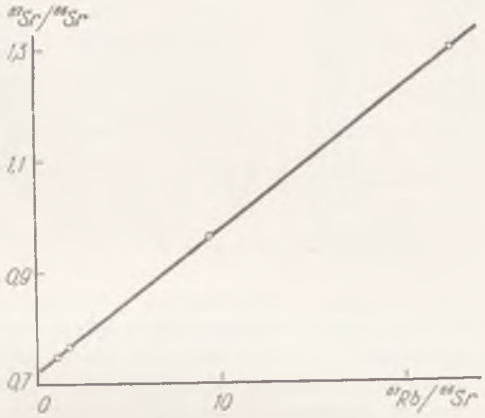

Рис. 37. Рубидий-стронциевая изохрона для двуслюдяных гнейсов Западного Приазовья

Минеральный состав двуслюдяных сланцев довольно разнообразный. Наряду с биотитом, мусковитом, кварцем и плагиоклазом в состав их входят гранат, ставролит, кордиерит. Из акцессорных минералов встречаются апатит, сфен, циркон. Вторичные минералы представлены хлоритом, который развивается по биотиту. Мусковит и биотит чаще всего выступают вместе, образуя срастания, или наблюдаются в виде удлиненных самостоятельных чешуй.

Химический состав двуслюдяных сланцев приведен в табл. 39. Обращает на себя внимание очень повышенное (до 77%) содержание кремнекислоты, а также неравномерное распределение некоторых основных окислов (Na_2O и др.). Железистость их меняется от 44 до 65%.

Результаты определений изотопного состава стронция и содержаний рубидия и стронция в двуслюдяных сланцах приведены в табл. 40. Полученные данные для различных проб изменяются довольно широко. Особенно сильно отличаются пробы по содержанию стронция, которое четко коррелируется с химическим составом пород. Количество стронция в пробе прямо пропорционально содержанию CaO и Na_2O (табл. 39). Последнее свидетельствует о том, что основная масса стронция входит в кристаллическую решетку плагиоклаза.

Полученные изотопные отношения графически представлены на рис. 37. Они хорошо удовлетворяют изохронной зависимости, что подтверждает достаточно полную гомогенизацию изотопов стронция при метаморфизме. Уравнение линии регрессии имеет вид:

$$y = (0{,}02531 \pm 0{,}00058)\,x + (0{,}7227 \pm 0{,}0015)$$

и соответствует изотопному возрасту 1760 млн. лет. Высокое первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,7227, свидетельствует о том, что формирование двуслюдяных сланцев происходило в результате переработки более древнего исходного корового материала.

В геологическом строении западной части Приазовского блока значительное место принадлежит гранитоидным породам, основная масса которых участвовала в древнейшей складчатости и относится поэтому к синорогенным

Таблица 41

Химический состав плагиогранитов, %

Компонент	Номер пробы *							
		2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	70,55	71,57	71,27	72,29	71,57	70,48	72.12	69,82
TiO_2	0,25	0,20	0,22	0,26	0,27	0,18	0,25	0,27
Al_2O_3	15,48	15,83	15,49	14,03	14,86	16,52	14,99	15,82
Fe_2O_3	1,44	0,39	0,79	0,59	0,69	0,68	0,67	0,77
FeO	1,62	1,36	1,36	1,72	1,36	1,01	1,51	1,87
MnO	0.03	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04	0.04	0,04
MgO	0,62	0,52	0,77	0,85	1,01	0,36	0.93	0,73
CaO	3,32	3,37	3,14	2,55	2,55	2,43	3,73	3,08
Na_2O	4,54	5,08	5,08	4,11	3,55	5,40	4,60	5,25
K_2O	0,91	0,90	1,20	2,50	2,70	2,00	0,50	1,10
P_2O_5	0,09	0,03	0.05	0,05	0,06	0,03	0,02	0,07
CO_2	0.07	0,10	0,10	0,07	0,07	0,07	0,03	0,07
H_2O	0,07	0,32	0,19	0,25	0.08	0,11	0,19	0,15
П. п. п.	0.68	0,52	0,56	0,51	0,89	0,50	0,47	0,67
Сумма	99,67	100,22	100,25	99,82	99,71	99,81	100,05	99,71
f, %	73	67	67	60	62	66	60	67

* Номера проб (1—8) см. в табл. 42.

образованиям. Одними из характерных особенностей гранитоидных пород Западного Приазовья являются постепенные переходы во вмещающие породы, присутствие в них реликтовой полосчатости и ксенолитов вмещающих пород. В Приазовье, как неоднократно отмечалось многими исследователями (Сагайдак, 1937; Усенко, 1952), намечается определенная зависимость гранитоидов от состава исходных продуктов, которые подвергались интенсивным процессам ультраметаморфизма и гранитизации. Например, серые и розовые граниты наблюдаются в области преимущественного развития биотит-плагиоклазовых и глиноземистых гнейсов, а гранодиориты — в области развития метабазитов и амфибол-плагиоклазовых гнейсов.

Среди гранитоидных пород Западного Приазовья наибольший интерес представляют плагиограниты, для которых были получены предварительные данные, свидетельствующие об их архейском возрасте (Щербак и др., 1977). В мигматитовой толще плагиограниты занимают сравнительно малый объем, слагая небольшие массивы и целый ряд более мелких линзовидных тел, которые залегают согласно с гнейсо-мигматитовой толщей и имеют с ней постепенные переходы. Вмещающими породами для плагиогранитов являются полосчатые и теневые плагиомигматиты, иногда значительно микроклинизированные. Поля развития их изобилуют многочисленными реликтами исходных пород — биотитовых и глиноземистых гнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов. Между всеми этими породами и плагиогранитами наблюдаются постепенные переходы. Ксенолиты и пачки амфиболитов и гнейсов имеют обычно резкие и четкие контакты с плагиогранитами.

Особенностью плагиогранитов Западного Приазовья является согласное залегание их с вмещающими породами, наличие в них ксенолитов и реликтов полосчатости, имеющей такую же ориентировку, как и во вмещающих мигматитах. Все это свидетельствует о синкинематическом происхождении плагиогранитов, которые возникли в наиболее интенсивный период архейской складчатости. Важной особенностью их является также отсутствие структур магматической кристаллизации и преобладание гранобластовых структур. Иногда наблюдаются порфиробластовые структуры. Порфиробласты представлены кислым плагиоклазом.

Пробы плагиогранитов (табл. 42) были отобраны в бассейне р. Обиточ-

Таблица 42

Содержание рубидия и стронция и изотопный состав стронция в плагиогранитах Западного Приазовья

Номер пробы	Место отбора	Содержание (10^{-6} г/г)		$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$ (ат.)	Rb/Sr (ат.)	Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
		^{87}Rb	^{86}Sr					
1	с. Шевченко, р. Обиточная	67,10	5,38	1,1141± ±0,0004	12,33	4,249	ИГФМ АН УССР	Овсиенко В. Д., 1168
2	То же	3,11	65,94	0,7039± ±0,0007	0,047	0,017	То же	Овсиенко В. Д., 1202
3	» »	4,74	62,60	0,7051± ±0,0004	0,075	0,027	» »	Овсиенко В. Д., 1203
4	» »	13,00	28,53	0,7203± ±0,0004	0,450	0,161	» »	Овсиенко В. Д., 1190
5	с. Еленовка, р. Обиточная	22,88	32,15	0,7312± ±0,0007	0,704	0,252	» »	Овсиенко В. Д., 1204
6	То же	8,28	39,93	0,7096± ±0,0004	0,205	0,074	» »	Овсиенко В. Д., 1205
7	» »	1,65	68,12	0,7033± ±0,0005	0,024	0,009	» »	Овсиенко В. Д., 1191
8	» »	7,54	56,67	0,7069± ±0,0007	0,131	0,047	» »	Овсиенко В. Д., 1192

ной в районе сел Шевченко — Еленовка, где они залегают в виде небольших массивов; пробы 4, 5 (табл. 43) — в обнажениях по р. Сисикулак.

Макроскопически плагиограниты представлены серыми и светло-серыми часто с розоватым оттенком среднезернистыми породами массивного или сланцеватого сложения. Темноцветные минералы образуют в них кучные скопления.

Под микроскопом плагиограниты характеризуются гетеробластовой, иногда гранобластовой структурой и полосчатой текстурой. Минеральный состав плагиогранитов (в %): плагиоклаз 45—75, кварц 20—42, калиевый полевой шпат 0—8, иногда до 10—12, биотит 1—10, роговая обманка 0—8, прочие минералы до 2. Из вторичных минералов в них очень часто встречаются эпидот, мусковит, хлорит и серицит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, сфеном, магнетитом, гранатом. В протолочных пробах из плагиогранитов установлены монацит, ставролит, гематит и др.

По химическому составу (табл. 41) плагиограниты каратюкского комплекса характеризуются высоким содержанием кремнекислоты (69—72%) и повышенным содержанием глинозема (14—16,5%). Железистость их изменяется в пределах 60—73%. Эти плагиограниты содержат пониженные количества никеля (0,0001%), молибдена (0,0003), циркония (0,006), свинца (0,0003%).

В табл. 42 приведены результаты определений изотопного состава стронция и содержаний рубидия и стронция в плагиогранитах Западного Приазовья. Все пробы, за исключением пробы 1, характеризуются довольно близкими и достаточно высокими содержаниями стронция. По содержанию рубидия они отличаются более существенно, причем эти различия хорошо коррелируются с содержанием калия (табл. 41). Особняком стоит проба 1 (табл. 42), для которой получены очень низкое содержание стронция и наиболее высокое из всех проб содержание рубидия, хотя, по данным химического анализа, эта проба ничем не выделяется из всех остальных (содержит только повышенное количество железа). Видимо, для выявления причин такого резкого отличия ее от всех остальных проб в отношении содержаний рубидия и стронция необходимо провести дополнительные минералогические и петрографические исследования.

Таблица 43

Номер пробы	Место отбор.	Содержание (10^{-3} г/г)		Изотопный состав свинца		
		U	Pb	^{204}Pb	^{206}Pb	^{207}Pb
1	с. Шевченко, р. Обиточная	0,415	0,488	0,416	59,47	16,57
2	То же	0,394	0,106	0,061	68,93	14,21
3	с. Еленовка, р. Обиточная	0,559	0,165	0,094	69,02	15,04
4	р. Сисикулак, приток р. Обиточной	0,137	0,078	0,110	67,54	14,47
5	То же	0,196	0,069	0,077	71,71	14,94

На рис. 38 полученные результаты представлены графически (кроме пробы 1). Все экспериментальные точки достаточно хорошо удовлетворяют прямолинейной зависимости

$$y = (0{,}0409 \pm 0{,}0020)\,x + (0{,}7018 \pm 0{,}0006),$$

соответствующей изотопному возрасту 2820 млн. лет и первичному отношению $^{87}Sr/^{86}Sr$, равному 0,7018. Все изложенное свидетельствует о том, что плагиограниты действительно являются синорогенными образованиями и мигматитизация первичных осадочно-вулканогенных толщ происходила, видимо, изохимически вскоре после их накопления. Во всяком случае достаточно уверенно можно утверждать, что поступлений каких-либо растворов корового происхождения не происходило.

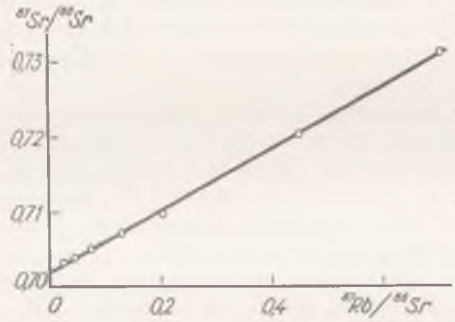

Рис. 38. Рубидий-стронциевая изохрона для плагиогранитов Западного Приазовья

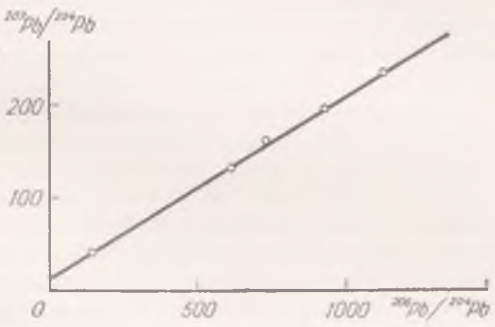

Рис. 39. Свинцово-изотопные отношения для цирконов из плагиогранитов Западного Приазовья

Учитывая высокое содержание радиогенного стронция для пробы 1 (табл. 42), мы попытались рассчитать для нее изотопный возраст, приняв первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$, равным 0,7018. Полученная цифра 2290 млн. лет характеризует, по-видимому, время проявления какого-то наложенного процесса, который привел к перераспределению рубидия и стронция и установлению новых изотопных отношений. Необходимо отметить, что эта цифра является нижним возрастным пределом, так как истинное первичное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для данной пробы может иметь более высокое значение. Возможно, что эта проба плагиогранита претерпела воздействие контактного метаморфизма в результате проявления в Западном Приазовье более поздней интрузивной деятельности.

Для установления изотопного возраста уран-торий-свинцовым методом из нескольких проб плагиогранитов были выделены цирконы. Минералого-петрографическое изучение цирконов, произведенное Н. Ю. Мицкевич, показало, что кристаллы цирконов представлены смесью двух морфологических типов, соотношение между количествами ко-

Изотопный возраст цирконов из плагиогранитов Западного Приазовья

%	Возраст, млн. лет			Лаборатория	Автор коллекции, номер образца
^{208}Pb	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$		
23,54	2780	3550	3080	ИГФМ АН УССР	Овсиенко В. Д., 1168
16,80	2790	1240	1940	То же	Овсиенко В. Д., 1203
15,84	2840	1350	2040	» »	Овсиенко В. Д., 1204
17,88	2780	2340	2580	» »	Овсиенко В. Д., 1229
13,27	2790	1640	2210	» »	Овсиенко В. Д., 1233

торых для различных проб меняется очень широко. Если в пробах 1—3 (табл. 43) преобладают копьевидные слабо прозрачные коричневато-серые кристаллы (80—90%), то в пробе 4 соотношение между двумя морфологическими типами цирконов примерно одинаковое, а в пробе 5 уже около 80% циркона составляют изометричные прозрачные с алмазным блеском кристаллы.

Интересно отметить, что две последние пробы плагиогранитов содержат значительные количества роговой обманки (около 20%), тогда как в первых трех ее практически нет. Однако проводить какую-либо коррелятивную связь между количественным соотношением кристаллов циркона различных морфологических типов и фактом наличия или отсутствия в плагиогранитах роговой обманки вряд ли возможно.

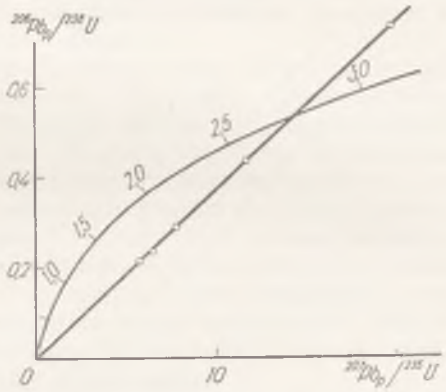

Рис. 40. Свинцово-урановые изотопные отношения для цирконов из плагиогранитов Западного Приазовья.
Цифры на графике — возраст, млрд. лет

Результаты изотопного датирования цирконов из плагиогранитов Западного Приазовья приведены в табл. 43. Для введения поправки на обыкновенный свинец принимались следующие значения отношений обыкновенного свинца: $^{206}Pb/^{204}Pb = 13{,}40$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 14{,}58$. Изотопный возраст, полученный по различным соотношениям, отличается значительной дискордантностью, которая для проб 2—5, независимо от совершенно различного соотношения в них морфологических типов циркона, имеет одну и ту же последовательность: $t(^{207}Pb/^{206}Pb) > t(^{207}Pb/^{235}U) > t(^{206}Pb/^{238}U)$. Циркон пробы 1 характеризуется обратной дискордантной последовательностью. Кроме того, в отличие от других четырех проб, он содержит значительно бо́льшее количество свинца, основная часть которого, видимо, является нерадиогенным, что достаточно очевидно из данных изотопного состава. Следует отметить, что эта же проба стояла особняком и при изучении рубидий-стронциевых отношений. Однако причины такого обособленного положения ее пока не ясны.

Точки (рис. 39), соответствующие свинцово-изотопным отношениям исследовавшихся цирконов достаточно хорошо описываются линейной зависимостью

$$y = (0{,}1972 \pm 0{,}0007)\,x + (11{,}66 \pm 0{,}26),$$

которая отвечает свинцово-изохронному изотопному возрасту 2800 млн. лет.

На рис. 40 приведен график, построенный в координатах Везерилла ($^{207}Pb_{рад}/^{235}U$ — $^{206}Pb_{рад}/^{238}U$). Полученная изохрона проходит через начало координат, иллюстрируя отсутствие каких-либо нарушений исходной U — Pb системы в прошлом, и пересекает конкордию в точке, соответствующей изотопному возрасту 2780 млн. лет. Уравнение изохроны

$$y = (0{,}03755 \pm 0{,}00020)\,x + (-0{,}005 \pm 0{,}014).$$

Таким образом, все результаты изотопного датирования плагиогранитов Западного Приазовья, полученные изохронными методами по цирконам и рубидий-стронциевым изохронным методом по породе в целом, свидетельствуют об их архейском возрасте. Изотопный возраст плагиогранитов можно принять равным 2800—2900 млн. лет.

ГЛАВА V

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИЗОТОПОВ ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ ПОРОДО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Наряду с широко распространенными методами определения абсолютного возраста геологических образований, основанных на радиоактивном распаде тяжелых элементов, весьма перспективным является изотопный анализ таких легких элементов как водород, гелий, бор, азот, кислород, сера, углерод и др.

Легкие элементы дают наибольший эффект фракционирования изотопов в процессе эволюции земной коры и атмосферы. Изотопные эффекты и распространенность того или иного типа фракционирования для каждого элемента различны. Однако механизм фракционирования в аналогичных условиях и уравнения, описывающие изотопные эффекты, не зависят от природы элемента и характеризуются общностью.

Разделение изотопов в природных условиях вызывается действием химических, физических и биохимических факторов. Следовательно, изотопы являются своего рода «индикаторами» физико-химических и биохимических процессов. Зависимость распределения изотопов в минерале от термодинамических параметров описывается математическими уравнениями. Поэтому результаты анализов изотопного состава легких элементов могут использоваться для выяснения температуры и окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования, а также концентрации некоторых элементов в растворе. Этим определяется тот большой вклад, который вносят изотопные исследования легких элементов в раскрытие истории геологического развития нашей планеты и поиск промышленных месторождений полезных ископаемых.

Практика показала, что для объективной интерпретации полученных данных необходимо проводить изучение изотопного состава совместно с детальными геологическими, минералогическими и геохимическими исследованиями. В настоящее время широко используется комплексное определение вариаций изотопного состава нескольких элементов; например, кислорода и углерода в карбонатах, водорода и кислорода в природных водах. Важная, порой уникальная, информация была получена при изучении отдельных рудных месторождений путем сочетания результатов изотопного анализа легких и тяжелых элементов.

Прежде чем остановиться на различных аспектах применения изотопных данных в геологии, необходимо дать некоторые основные определения.

Изотопный анализ легких элементов выполняется на масс-спектрометрах с двухканальной системой ввода газа. Результаты анализов выражаются величиной δ (в %, чаще в ‰).

$$\delta = \left(\frac{R_{обр}}{R_{ст}} - 1\right) 1000,$$

где $R_{обр}$ и $R_{ст}$ — изотопные отношения соответственно в образце и стандарте. Например, $^{18}O/^{16}O$ или $^{13}C/^{12}C$. Измеряется не абсолютное значение изотопных отношений, а относительная разность содержания мало

распространенного изотопа в образце и стандарте. Наиболее общепринятым в современных исследованиях являются стандарты: для кислорода — SMOW (Standart Mean Ocean Water) — средний состав океанической воды; для углерода — PDB (белемнит формации Pi—Di). Например, $\delta^{18}O = +10‰$ означает, что данный образец на 10‰ или 1% богаче изотопом ^{18}O по сравнению со стандартом SMOW. Отрицательные значения свидетельствуют об относительном обеднении ^{18}O тяжелым изотопом.

Другим часто применяемым параметром является коэффициент фракционирования α, или коэффициент разделения изотопов между двумя минеральными фазами или двумя химическими соединениями (A и B),

$$\alpha_{AB} = R_A/R_B = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B}.$$

При $\delta \leqslant 10$ возможна аппроксимация: $1000 \ln \alpha_{AB} \approx \delta_A - \delta_B$.

В Советском Союзе в геологической практике наиболее широко применяются изотопные исследования серы ($^{34}S/^{32}S$). Частично это объясняется простотой методики ее химического выделения и изотопного анализа.

Изотопные отношения $^{34}S/^{32}S$ успешно используются для установления эндогенных и экзогенных источников серы, при исследовании стратиформных и гидротермальных полиметаллических оруденений и различных групп медноколчеданных месторождений. Фракционирование изотопов серы между одновременно кристаллизующимися сульфидами лежит в основе изотопной геотермии. Температуры определяются по следующим минеральным парам: пирит — галенит, сфалерит — галенит, пирит — халькопирит, пирит — сфалерит. При хорошем отборе сосуществующих минералов и высокой точности масс-спектрометрического анализа можно определить температуру формирования месторождения или метаморфизма с точностью $\pm 40°$ С.

Результаты изучения изотопного состава серы используются также для определения pH, концентрации серы в рудообразующей системе, природы гидротермального раствора и оценки вероятных механизмов рудообразования. Безусловно, на основании одних лишь изотопных данных невозможно получить достоверную информацию относительно генезиса серы. Иногда сульфиды однотипных месторождений существенно различаются по изотопному составу. Особая осторожность требуется при использовании изотопов серы как критерия выделения бактериогенных сульфидных рудных месторождений. В этом плане ценны совместные исследования серы и углерода, дающие в комплексе более надежную информацию.

Использование результатов изотопного анализа углерода и серы при изучении ряда геологических объектов аналогично, однако возможности углеродно-изотопного метода шире, что обусловлено особенностями круговорота углерода в природе.

Отчетливо выраженное различие изотопного состава в биогенных и абиогенных формах ископаемого углерода позволяет использовать $\delta^{13}C$ для диагностики органического вещества и познания роли живых организмов в эволюции биосферы.

Углерод является основным элементом во всех компонентах нефти и газа. Поэтому проблему генезиса нефти пытаются решить с помощью изотопных методов исследования.

Важна роль геохимии изотопов углерода и в изучении других горючих ископаемых, а также в выяснении механизма биохимических реакций и фотосинтеза.

Успешно используются углеродно-изотопные данные при изучении гидротермальных рудных месторождений, так как $\delta^{13}C$ углеродсодержащих минералов контролируется физико-химическими условиями гидротермальных систем. Так же как и изотопы серы, углеродно-изотопные

данные часто позволяют определить значения pH, концентрацию CO_2 и кислорода, температуру, а в ряде случаев установить механизм процесса рудообразования.

Результаты анализа изотопного состава углерода осадочных карбонатов дают информацию относительно фациальных условий седиментации. Фракционирование изотопов углерода между сосуществующими графитом и карбонатом или между растворенными формами углерода можно использовать в качестве геотермометра.

Совместное исследование изотопов углерода и кислорода в карбонатных породах позволяет установить происхождение последних и решить вопросы, связанные с проблемой генезиса доломита и определения возраста пород. Карбонаты представляют собой тот случай, когда результаты изотопного анализа одного элемента не являются достаточно надежным критерием для выяснения генетической принадлежности минерала. Только кислородно-углеродные изотопные данные в комплексе с результатами других исследований позволяют установить генезис карбонатных пород, что особенно важно при диагностике карбонатитов.

Большой интерес представляет изучение изотопного состава кислорода как наиболее распространенного и химически активного элемента, участвующего в эволюции лито-, гидро- и атмосферы. Диапазон использования кислородно-изотопных данных очень широк: выяснение физико-химических условий и механизма процессов породо- и рудообразования, установление генезиса минералов, пород и месторождений, решение сложных петрологических задач и др

Детальные исследования распределения изотопов кислорода в сосуществующих минералах позволяют судить о достижении или отсутствии изотопно-химического равновесия при метаморфизме и гранитизации, о температурах процессов и природе растворов.

Ценные сведения можно получить при анализе валового изотопного состава кислорода пород. Этот метод успешно используют Е. И. Донцова при установлении генезиса изверженных пород (1967, 1968), С. Л. Борисова для диагностики пара- и ортоамфиболитов (1973) и другие исследователи.

Наиболее плодотворно внедрение кислородно-изотопного метода в практику изучения рудных месторождений разного генезиса. Железорудные, вольфрамовые, оловорудные, полиметаллические и борные — неполный перечень месторождений, для которых получена важная информация относительно их происхождения, состава рудообразующих растворов и температур образования рудных парагенетических ассоциаций, окислительно-восстановительного и кислотно-щелочного режимов процессов.

В связи с вопросами генезиса природных вод и оценки ювенильной и вадозной составляющих в процессе минерало- и рудообразования возникает необходимость определения изотопного состава водорода. Вследствие большой разности масс протия и дейтерия изотопы водорода разделяются в природе в бо́льшей степени, чем изотопы других элементов. В ряде процессов (фильтрация через полупроницаемые глинистые толщи и др.) изотопный состав кислорода вод не дает заметных колебаний и только фракционирование изотопов водорода позволяет фиксировать этот процесс. Совместный анализ изотопов водорода и кислорода особенно эффективно используется при установлении генезиса минеральных вод и разведке нефтяных месторождений.

В последнее время появилось много работ, в которых излагаются результаты исследования горных пород и минералов с использованием кислородно-водородных изотопных данных. Некоторые стороны применения этого метода дискуссионны и требуют экспериментальной проверки, что не является тормозом для внедрения кислородно-водородного метода в геологическую практику.

В настоящее время накоплен значительный материал по распределению изотопов водорода и кислорода в глинистых породах, гидротермальных минералах и газово-жидких включениях, который позволяет судить о генезисе минералов, температурах кристаллизации, степени достижения равновесия, происхождении вод, участвовавших в процессах породо- и рудообразования.

В геологических исследованиях еще не нашли широкого применения изотопы бора и азота, хотя работы в этом направлении ведутся, и получены многообещающие результаты (Шергина, 1970; Волынец, 1978). Большая разность масс изотопов бора ($^{10}B/^{11}B$) и высокая подвижность его соединений в ходе различных геологических процессов обусловливает возможность использования изотопов бора для выделения рудоконтролирующих структур при разведке полиметаллических месторождений, для стратиграфической корреляции осадочных образований и решения некоторых генетических задач.

Хорошая сохранность азота в течение геологического времени, обусловленная крепкой связью его с силикатной решеткой, и широкая распространенность его в горных породах и минералах открывает большие перспективы использования изотопов азота ($^{14}N/^{15}N$) в геохимических целях.

Таким образом, изотопные методы исследования легких элементов могут внести достойный вклад в решение следующих задач:

1. Реконструкция условий осадконакопления и метаморфизма.
2. Природа и эволюция состава вод, участвовавших в процессах породо- и рудообразования.
3. Источники рудообразующих веществ и физико-химические параметры процесса рудонакопления.
4. Генезис минералов, пород и месторождений.

Сера ($^{34}S/^{32}S$)

На Украине первые определения изотопного состава серы были выполнены В. А. Гриненко и В. И. Устиновым в 1964 г. в залежах тирасской свиты Предкарпатья. Из последних работ в этом регионе интересно проведенное Ф. И. Жуковым и В. Ф. Радзиховским (1977) изучение вариаций изотопного состава серы сульфидных руд, позволившее выделить различные генетические типы оруденения и получить информацию об условиях минералообразования

При исследовании Криворожского железорудного месторождения (табл. 44) А. И. Тугаринов и В. А. Гриненко (1965) установили пределы вариаций изотопного состава серы архейских пород, базальтовых конгломератов и метасоматитов. Эти авторы высказали предположение о малой концентрации сульфатов и кислорода в бассейне осадконакопления и уменьшении концентрации ^{34}S в зонах развития щелочного метасоматоза.

Я. Н. Белевцев и Ю. М. Коптюх (1974) исследовали изотопный состав серы в сульфидах докембрийских железисто-кремнистых пород Украины и показали, что изменения $\delta^{34}S$ обусловлены различным происхождением сульфидов. Наиболее детальное изучение изотопного распределения серы на Криворожском месторождении провели Я. Н. Белевцев, Ф. И. Жуков, В. М. Скобелев и др. (1978). Результаты исследования (табл. 45) показали, что первичное накопление осадков в свитах Криворожья происходило в различных геологических условиях. Породы нижней свиты сформированы за счет процессов дегазации мантии; при накоплении отложений средней и верхней свит активную роль играли биогенные процессы.

О. М. Ивантишина и И. Б. Гаврусевич (1976) изучили изменения изотопного состава серы киновари и метациннабарита из месторождений

Таблица 44

Изотопный состав серы в сульфидах Криворожья

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰	Литературный источник
1	г. Кривой Рог	Конгломераты, K_1	Пирит	+2,9	Тугаринов А. И., Гриненко В. А., 1965
2	Северное Криворожье, скв. 5295	Микросланцы углистые, K_3^3	»	+16,7	То же
3	То же	Карбонат-апатитовая залежь	»	+14,7	» »
4	Рудник им. Фрунзе	Карбонатные породы, K_3	»	+19,7	» »
5	То же	То же	»	+17,9	» »
6	» »	» »	»	+35,7	» »
7	» »	Сланцы, доломитизированные, K_3	»	+17,2	» »
8	Северное Криворожье	Прожилок пирита в доломитовом метасоматите	»	+8,2	» »
9	То же	Сульфидный прожилок в микросланцах	»	+11,4	» »
10	» »	Пиритизированная зона дробления на контакте Восточной железорудной залежи и гранитовых сланцев	»	+0,2	» »
11	» »	Интенсивно пиритизированные магнетит-карбонатные руды	»	—13,1	» »
12	» »	Пиритизированные магнетит-амфиболовые руды	»	—7,2	» »
13	Северное Криворожье, скв. 7824	Пиритизированная кварц-эгириновая порода	»	—18,2	» »
14	То же	Щелочноамфиболовые метасоматиты на контакте с доломитовыми метасоматитами	»	—10,6	» »
15	Северное Криворожье, Южный уч-к	Щелочноамфиболовые тела	»	—11,2	» »
16	г. Кривой Рог, шахта «Гигант-Глубокая»	Сланец глинистый с вкрапленностью пирита	»	—4,3	Чухров В. Ф. и др., 1969
17	То же	Прожилок пирита	»	—0,7	То же
18	» »	Вкрапленность пирита в конгломератах	»	+2,9	» »
19	» »	Кварцит	»	+1,0	» »
20	г. Кривой Рог, Новокозельский уч-к	Конгломерат	»	+1,4	» »
21	СевГОК, Анновский карьер	Кварцит железистый	»	—7,1	Белевцев Я. Н., Коптюх Ю. М., 1974
22	СевГОК, Первомайский карьер	Сланец куммингтонитовый	»	—2,3	То же
23	ИнГОК, карьер	Кварцит железистый	»	—2,6	» »
24	То же	То же	Пирротин	—3,9	» »
25	ЮГОК, карьер	» »	Пирит	—6,9	» »
26	ЦГОК, карьер	» »	»	—13,6	» »
27	То же	Сланец глинистый	»	—2,2	» »
28	» »	То же	Марказит	—4,6	» »
29	» »	Кварцит	Пирит	—5.6	» »

Продолжение табл. 44

Номер пробы	Место отбора	Порода и ее геологическое положение	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰	Литературный источник
30	СевГОК, Анновский карьер	Карбонатная жила с пиритом, секущая железистые кварциты	Пирит	+21,4	Белевцев Я. Н., Коптюх Ю. М., 1974
31	СевГОК, Первомайский карьер	Кварцевая жила с вкрапленностью пирита, секущая краснополосчатые кварциты	»	—7,1	То же
32	ИнГОК, карьер	Прожилки пирита в графитовых сланцах, приуроченных к подошве железистого горизонта	»	—3,1	» »
33	ЮГОК, карьер	Пиритовая жила, секущая железистые кварциты	»	—12,3	» »
34	ЦГОК, карьер	Пиритовые прожилки в железистом кварците	»	—1,2	» »
35	То же	Кварцевая жила с марказитом, секущая железистые кварциты	Марказит	—7,7	» »
36	СевГОК, Первомайский карьер	Железорудная брекчия с эгирином, карбонатом, пиритом	Пирит	—14,8	» »
37	ЮГОК, карьер	Кварцевая жила с пиритом в эгиринизированных железистых кварцитах	»	—15,3	» »

Таблица 45

Средние значения $\delta^{34}S$ в пиритах из различных районов Криворожья (Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Скобелев В. М. и др., 1978)

Номер пробы	Стратиграфическое положение	Вмещающие породы	Среднее значение $\delta^{34}S$, ‰
		Южно-Саксаганская полоса	
1	K_3	Карбонатные и карбонатизированные породы	+30,8
2	K_2	То же	+11,2
3	K_2	Железистые кварциты, сланцы	—0,5
4	K_2	Щелочные метасоматиты	—15,5
5	K_1	Конгломераты	—0,1
		Центральный район Саксаганской полосы	
6	K_3	Сланцы, метапесчаники	+9,8
7	K_3	Щелочные метасоматиты	—9,5
8	K_3	Кварц-карбонатные, карбонатные и карбонатизированные породы	+21,6
9	K_2	Железистые кварциты, сланцы	—3,1
10	K_2	Щелочные метасоматиты	—5,3
11	K_2	Карбонатные и карбонатизированные породы	+11,2
12	K_1	Филлитовые сланцы, кварциты, аркозовые песчаники, конгломераты	—0,2
		Северный район Первомайско-Анновской полосы	
13	K_3	Углистые микросланцы	+14,6
14	K_3	Карбонатные и карбонатизированные породы	+14,7
15	K_2	Железистые кварциты, магнетит-амфиболовые руды, сланцы	—3,1
16	K_2	Метасоматические железокарбонатные руды	—10,0
17	K_2	Карбонатизированные породы	+15,0

Продолжение табл. 45

Номер пробы	Стратиграфическое положение	Вмещающие породы	Среднее значение $\delta^{34}S$, ‰
		Желтореченская структура Северного района	
18	K_3	Микросланцы биотитовые и углисто-биотитовые	+10,3
19	K_3	Доломиты, тальк-карбонатные и карбонат-актинолитовые породы, карбонат-диопсидовые кварциты	+18,7
20	K_3	Щелочные метасоматиты	—9,8
21	K_2	Сланцы мусковитовые, куммингтонитовые, магнетит-амфиболовые, гранат-амфиболовые и гранат-биотитовые	—2,1
22	K_2	Доломиты и карбонатизированные породы	+12,3
23	K_2	Щелочные метасоматиты	—7,0
24	K_1	Микрогнейсы биотитовые, кварц-слюдяные сланцы	—0,9

Донбасса, Закарпатья и Крыма. Использовали изотопный анализ серы при изучении ртутных месторождений и другие геологи (Панов, Корчемагин, 1973). Полученные в результате этих работ данные ($\delta^{34}S$) характеризуют генетические особенности ртутных месторождений и рудопроявлений на Украине.

Углерод ($^{13}C/^{12}C$)

На Украине при изучении карбонатных пород различного генезиса и графитов наиболее широко используется метод изотопного анализа углерода (табл. 46).

Карбонаты из нескольких месторождений и проявлений самородной серы в осадочных породах Предкарпатья, Днепровско-Донецкой впадины и Крыма исследовал Г. П. Мамчур (1971). Изотопные и геолого-геохимические данные позволили ему установить, что в тирасской свите Предкарпатья углерод сероносных известняков по значению $\delta^{13}C$ подобен углероду природного газа. Кальцит карбонатов из кепроков Роменского, Ефремовского и Бурульского куполов Днепровско-Донецкой впадины по значениям $\delta^{13}C$ подобен углероду нефти. Г. П. Мамчур рекомендует при поисках месторождений самородной серы использовать как дополнительный критерий следующие значения $\delta^{13}C$: 1) для районов нефтяных месторождений — от — 15 до — 30‰; 2) для Предкарпатья — от —30 до —55‰.

Карбонаты из внутриинтрузивных пегматитов Корсунь-Новомиргородского плутона, залегающих среди гранитов рапакиви, изучали М. Д. Братусь и Р. И. Стащишин (1972). Установлено, что значение $\delta^{13}C$ для различных карбонатов изменяется от —7 до —18‰, причем выделяются карбонаты первой (от —10 до —15‰) и второй (от —18 до —19‰) генераций. Однако все карбонаты имеют низкое содержание тяжелого изотопа углерода, характерное для CO_2 магматических газов (от —3 до —13‰).

На основании геологических и изотопных данных М. Д. Братусь и Р. И. Стащишин предположили, что источник углерода минералообразующих растворов генетически связан с интрузией гранитов рапакиви.

Изучению изотопного состава углерода в карбонатах северо-западного склона Мармарошского массива посвящена работа В. И. Лашманова и Г. П. Мамчура (1972). Изотопный состав углерода определен в триасовых и юрских отложениях чехла (известняках, доломитах, известковых песчаниках и мраморах). Получены сравнительно небольшие пределы вариаций $\delta^{13}C$ (от —4 до +4‰), характерные для осадочных морских карбонатов. Однако эти исследователи попытались использовать небольшие

Таблица 46

Изотопный состав углерода в карбонатах и графитах Украины

Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	^{13}C, ‰	Литературный источник
	Советские Карпаты, Мармарошский массив				
1	Поток Большой Банский	Сланец	Карбонат	+1,0	Лашманов В. И., Мамчур Г. П., 1972
2	Поток Берлебаш	»	»	+4,0	То же
3	» »	»	»	+1,0	» »
4	Поток Бредецель	Известняк. мрамор	»	0,0	» »
5	» »	То же	»	+1,0	» »
6	» »	» »	»	+2,0	» »
7	Поток Довгорунь	Сланец	»	+1,0	» »
8	» »	»	»	—1,0	» »
9	» »	»	»	+3,0	» »
10	» »	»	»	+4,0	» »
11	» »	»	»	+2,0	» »
12	Поток Кузя	Мрамор	Доломит	—1,0	» »
13	»	»	»	0,0	» »
14	Деловецкий мраморный карьер	»	Карбонат	—4,0	» »
15	То же	»	»	—3,0	» »
16	» »	»	»	—2,0	» »
17	Корсунь-Новомиргородский плутон	Апофиллит	Кальцит	—18,0	Братусь М. Д., Стащишин Р. И., 1972
18	То же	Пегматитовая жила		—15,0	То же
19	» »	То же	Сидерит	—8,0	» »
20	» »	Пегматит	Кальцит	—14,0	» »
21	» »	»	»	—10,0	» »
22	» »	Пегматит гнездовидный		—10,0	» »
23	» »	Монцонит	»	—8,0	
24	Коростенский плутон	Пегматит	Сидерит	—18,0	Мамчур Г. П. и др., 1974
25	То же		»	—17,0	То же
26	» »	»	»	—13,0	» »
27	» »	»	»	—11,0	» »
28	» »	»	»	—8,0	» »
29	Завальевское месторождение	Известняк с графитом	Кальцит	—11,0	Шабо З. В. и др., 1975
30	То же	То же	»	—3,0	То же
31	» »	Известняк доломит-кальцитовый	»	—3,0	» »
32	» »	Известняк доломитизированный, крупнозернистый	»	—4,0	» »
33	» »	То же	»	—3,0	» »
34	» »	» »	»	—2,6	» »
35	» »	» »	»	—2,2	» »
36	» »	Известняк доломитизированный, мелкозернистый	»	—12,0	» »
37	» »	То же	»	—9,2	» »
38	» »	Кварцит	»	—14,6	» »
39	» »	Кварц-пироксеновая порода	»	—13,0	» »
40	» »	Гнейс	»	—21,0	» »

Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник
41	Завальевское месторождение	Гнейс	Графит	—35,0	Коржинский А. Ф., Мамчур Г. П., 1978а
42	То же	Доломит-диопсидовая линза	»	—4,3	То же
43	» »	То же	Доломит	—1,5	» »
44	» »	» »	Кальцит	—2,6	» »
45	» »	Диопсид-паргаситовая линза	Графит	—3,4	» »
46	» »	Мрамор	Анкерит жильный	—0,4	» »
47	» »	Кальцифир	Доломит	+0,2	» »
48	» »	»	Арагонит жильный	—9,5	» »
49	» »	»	Кальцит жильный	—2,9	» »
	Криворожье				
50	с. Петрово, Власовская балка	Сланец серицит-кремнисто-карбонатный	Кальцит	—9,6	» »
51	То же	То же	Кальцит из секущей жилки	—9,4	» »
52	» »	» »	То же	—7,6	» »
53	с. Белые Горбы	Сланец углисто-карбонатный	Графит	—27,0	» »
54	То же	Сланец с кварцевыми прожилками	Кальцит	—8,7	» »
55	» »	Кварцевая жилка	Графит в виде оторочки	—34,0	» »
56	» »	Графитовая линза с натечными кальцитовыми буграми	Графит	—20,7	» »
57	» »	То же	Кальцит	—11,6	» »
	Приазовье				
58	Троицкое месторождение	Гнейс карбонат-биотит-полевошпатовый	Доломит	—9,8	» »
59	То же	То же	Графит	—21,1	» »
60	Темрюкское месторождение	» »	»	—22,4	» »
61	То же	» »	Доломит	—10,0	» »
62	» »	Гнейс биотит-полевошпат-доломитовый	Кальцит	—7,4	» »
63	» »	То же	Графит	—8,8	» »
64	Донбасс	Известняк	Органическое вещество	—18,6	Коржинский А. Ф. и др., 1975
65	»	Известняк на контакте с антрацитовым пластом	Графит	—26,0	То же
66		Антрацит	Кальцит	—0,6	» »
67	Адамовский купол	Известняк девонский	»	—4,1	Горовой А. Ф., Мамчур Г. П., 1979
68	То же	Известняк среднекаменноугольный	»	+1,2	То же
69	Купол Катушка	Аргиллит	Сидерит (конкреция)	—2,8	» »

Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник
70	Полукупол Новый	Песчаник	Сидерит (цемент)	—2,9	Горовой А. Ф., Мамчур Г. П., 1979
	Донбасс, Веровское рудопроявление				
71	Скв. 3086	Гидротермальные карбонаты	Анкерит	—2,5	То же
72	Скв. 2986	То же	»	—2,1	» »
73	Скв. 3086	» »	»	—1,4	» »
74	Скв. 3080	» »	Кальцит	+1,6	» »
	Донбасс, Никитовское рудное поле				
75	Скв. 2890	Гидротермальные карбонаты	Анкерит	—1,6	» »
76	Скв. 2974	То же	»	—1,1	» »
77	Скв. 2898	» »	»	—0,9	» »
78	Скв. 2934	» »	Кальцит	—1,8	» »
	Донбасс, Дружковско-Константиновское рудное поле				
79	Скв. 1675	» »	»	—2,1	» »
80	Скв. 514-Д	» »	»	—1,4	» »
81	Скв. 1675/3	» »	»	—1,1	» »

различия в изотопном составе углерода для стратиграфического расчленения осадочных толщ Мармарошского массива.

А. Ф. Горовой и Г. П. Мамчур (1979) применили углеродно-изотопный метод для определения особенностей изотопного состава карбонатов в рудных районах Донбасса (Веровское антимонитовое рудопроявление, Никитовское рудное поле, Дружковско-Константиновское рудное поле и северо-западные окраины Донбасса). Ими установлено, что жильные карбонаты этих районов принадлежат к гидротермальным образованиям, имеющим различные значения $\delta^{13}C$ (от —2,8 до +1,6‰), которые зависят от температуры формирования руд и роли ювенильной углекислоты в процессе карбонатообразования.

З. В. Шабо, Г. П. Мамчур и О. А. Ярынич (1974, 1975) выполнили детальное минералого-петрографическое и изотопное исследование карбонатов и графитов Завальевского месторождения, графитов и графитоносных гнейсов Криворожья и Приазовья. В результате этих работ выделено несколько типов карбонатных образований района с. Завалья, в которых изотопный состав углерода отражает специфику условий метаморфизма. Основная масса известняков (разновидность «светлые известняки») метаморфизована без привноса посторонней CO_2. Об этом свидетельствуют значения $\delta^{13}C$, соответствующие распределению изотопов углерода в осадочных морских карбонатах.

В образовании более поздних карбонатов (разновидность «темные известняки») принимала участие CO_2 с легким изотопом углерода, по предположению авторов, эндогенного происхождения. Вторичные карбонаты по изотопному составу углерода подобны карбонатам «темных известняков».

Анализ $\delta^{15}C$ графитов Завальевского и других месторождений Украинского щита позволил упомянутым авторам предположить, что источником углерода в графите карбонатных толщ могла быть метаморфогенная CO_2, выделившаяся при декарбонатизации диопсида. Графит в гнейсах образовался главным образом из газовой фазы, которая имела углеводородный состав. Графит, равномерно распыленный или находящийся в

виде чешуек в кварците, по изотопному составу соответствует графиту пород, вмещающих эти кварциты.

Расчет, проведенный З. В. Шабо (1975) с использованием диаграммы Дж. Боттинга (1968) и данных для $\delta^{13}C$ кальцита и графита, показал, что температура кристаллизации графита в карбонатных толщах, вероятно, достигала 450—500° С.

Дальнейшие исследования графитов и карбонатов из архейских гнейсов Украинского щита (Коржинский, Мамчур, 1978а) показали специфику изотопного состава углерода в различных породах. Графиты в бескарбонатных гнейсах содержат легкий изотоп углерода (от —18 до —33‰), такой же, как в органическом веществе и жидких углеводородах. В карбонатсодержащих гнейсах графит имеет более высокое значение $\delta^{13}C$. Графиты в кальцифирах и мраморах наиболее обогащены тяжелым изотопом углерода (от — 3,4 до —4,3‰). Такие пределы вариаций $\delta^{13}C$ характерны для осадочных морских карбонатов.

Полученные А. Ф. Коржинским и Г. П. Мамчуром значения $\delta^{13}C$ для графитов из гнейсов Приазовья хорошо согласуются с изотопными данными других исследователей этого района (Борщевский, Сидоренко, 1973). При изучении метаморфогенных пород Центрального Приазовья Ю. А. Борщевский и Св. А. Сидоренко установили биогенную природу графита и отметили закономерное увеличение содержания изотопа ^{12}C в графитовых месторождениях по сравнению с вмещающими породами.

Изотопный состав углерода определялся и в высокометаморфизованном органическом веществе из комплекса углистых образований Донбасса (Коржинский, Мамчур, Шабо, 1975).

Установленные значения $\delta^{13}C$ антрацита (—24‰) подобны среднему изотопному составу угля. В антраколите $\delta^{13}C$ составляет —30,4‰; $\delta^{13}C$ тонкодисперсного органического вещества, окрашивающего известняки, от —18 до —19,1‰. Такой изотопный состав углерода получен для органики, образовавшейся после прокаливания битума до 600° С.

Кислород ($^{18}O/^{16}O$)

На Украине первые определения изотопного состава кислорода выполнил И. И. Танатар в 1952 г. в железных рудах Кривого Рога. Несмотря на небольшое количество проб, ему удалось установить главную закономерность в распределении изотопов кислорода: содержание изотопа ^{18}O уменьшается при переходе от магнетитовых к мартитовым и гетит-гематит-мартитовым рудам. Это явилось подтверждением гипотезы гипергенного генезиса мартитовых руд.

Высокая концентрация тяжелого изотопа кислорода в магнетитовой руде ($\delta^{18}O$ порядка 33‰) и отобранном на контакте с ней рибекитизированном тремолитовом сланце позволила И. И. Танатару предположить, что гидротермальные процессы обусловили обогащение богатых руд изотопом ^{18}O. Последний вывод, по нашему мнению, весьма спорный и требует специального обсуждения.

Исследования И. И. Танатара продолжили О. П. Лебедев и П. Н. Петров (1962). Они определили отношение $^{18}O/^{16}O$ в 22 образцах железистых кварцитов и богатых руд, отобранных в Саксаганском районе Криворожья, но использовать можно лишь немногие анализы. Основной недостаток работы этих авторов заключается в том, что не были выделены мономинеральные фракции окислов железа. Большинство из образцов содержало карбонаты, которые при водородном восстановлении могли вызвать обогащение синтезированной воды изотопом ^{18}O. Кроме того, приведенные в работе изотопные данные для многих образцов, содержащих различные окислы железа, характеризуют средний изотопный состав кислорода, что затрудняет интерпретацию. Только благодаря данным минералогического состава часть анализов можно использовать для

Таблица 47

Изотопный состав кислорода в минералах и породах Украины

Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал (порода)	$\delta^{18}O$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
1	Бассейн р. Роси	Мигматит биотитовый	Магнетит	4,8	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1972
2	Бассейн р. Тетерева	То же	»	6,5	То же
	То же	» »	Ильменит	7,2	» »
3	с. Жежелев	Мигматит биотит-гранатовый	Магнетит	2,6	» »
4	с. Райки	Аплито-пегматоидный гранит	»	0,5	» »
5	пгт Литин	Гранит биотитовый, аплито-пегматоидный	»	0,8	» »
6	Побужский комплекс	То же	Ильменит	1,4	» »
7	Днестровско-бугская серия	Гнейс пироксеновый	»	0,7	» »
8	То же	Амфиболит	Магнетит	1,6	» »
9	» »	Пироксенит	»	1,2	» »
10	Западная часть Украинского щита, Володарский уч-к	Ортоамфиболит	Порода	5,4	Батиевский Б. А., Луговая И. П., 1978
11	То же	»	»	5,6	То же
12	Уч-к Березино	»	»	6,2	» »
13	То же	»	»	6,4	» »
14	Уч-к Гребенки	»	»	7,5	» »
15	Юровский уч-к	Параамфиболит	»	11,3	» »
16	То же	»	»	14,4	» »

генетических выводов. Несмотря на несовершенство методики изотопных определений, О. П. Лебедев и П. Н. Петров сделали очень важный вывод процессы окисления вызывают уменьшение содержания ^{18}O в магнетите железистых пород и богатых руд.

Отмеченные выше недостатки учтены в работе Ю. Ю. Юрка и Е. Ф. Шнюкова (1961), изучивших изотопный состав кислорода в магнетите и гематите железисто-кремнистых формаций Украины. Их выводы об изотопном составе кислорода рудных минералов осадочно-метаморфического генезиса подтвердились дальнейшими исследованиями.

Однако некоторые выводы Ю. Ю. Юрка и Е. Ф. Шнюкова (1961) являются спорными. Это касается, в первую очередь, процесса мартитизации. По-видимому, одного анализа мартита недостаточно, чтобы заключить: «процессы мартитизации существенно не изменяют изотопного состава кислорода магнетита» (с. 88). Тем более, что ранее О. П. Лебедевым и П. Н. Петровым было отмечено уменьшение содержания изотопа ^{18}O при переходе от неокисленных руд к окисленным. Вызывает сомнение также вывод о генетической близости окислов железа из разных зон развития железорудной формации, основанный на якобы узких пределах изменений отношения $^{18}O/^{16}O$, которые в действительности составляют $12^0/_{00}$.

Рассмотренные работы выполнены с применением метода водородного восстановления окислов железа и флотационного метода измерения плотности синтезированной воды. Развитие техники эксперимента позволило проводить изотопные исследования па более высоком уровне (табл. 47).

В 1958 г. А. П. Виноградов, Е. И. Донцова и М. С. Чупахин провели изучение распределения изотопов кислорода в изверженных породах и метеоритах. Среди объектов исследования были три образца гранита из Украины. В этой работе показано, что изверженные породы независимо

от геологического возраста характеризуются низким содержанием изотопа ^{18}O.

В дальнейшем нами (Щербак, Луговая, 1972) был определен изотопный состав кислорода в магнетитах и ильменитах, выделенных из гранитов и амфиболитов западной части Украинского щита (табл. 47). Кроме того, показана возможность использования значений $\delta^{18}O$ рудных минералов для установления генезиса гранитоидов. В фанерозойских магматогенных гранитах рудные минералы имеют низкие значения $\delta^{18}O$ (0,5—1,4‰). В докембрийских мигматитах, образовавшихся за счет гранитизации осадочных пород (глиноземистых гнейсов подольской серии), магнетит и ильменит содержат больше изотопа ^{18}O (4,8—7,2‰). Отличаются от них по $\delta^{18}O$ (0,7—1,6‰) магнетиты из пироксенового гнейса и амфиболита днестровско-бугской серии, что подтверждает их магматогенное происхождение.

По изотопным данным рудных минералов из мигматитов бердичевского и кировоградско-житомирского комплексов и температурам гранитизации проведен расчет значения $\delta^{18}O$ гидротермальных растворов. Установлено, что гранитоиды бердичевского комплекса формировались при участии метаморфогенных вод, а при гранитизации пород кировоградско-житомирского комплекса поступали воды из глубинных источников.

Кислородно-изотопный метод был использован и для расчленения толщ пара- и ортоамфиболитов западной части Украинского щита (Батиевский, Луговая, 1978). Низкие значения $\delta^{18}O$ (5,4—7,5‰) характеризуют породы росинско-тикичской серии; высокой концентрацией изотопа ^{18}O (11,3—14,4‰) отличаются породы тетеревской серии (табл. 47). Среди амфиболитов первой группы наблюдается различие в изотопном составе кислорода пород володарской и белоцерковской свит; последние несколько обогащены тяжелым изотопом. Выделенные по результатам изотопного анализа группы соответствуют двум генетическим типам: орто- и параамфиболитам.

Карбонатные породы осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Советских Карпат изучались нами совместно с другими исследователями (Ткачук, Афанасьева, Луговая, 1974). В отличие от предыдущих эта работа выполнена с применением метода изотопного анализа двух элементов (углерода и кислорода). Изотопные данные отражают наличие различных генетических групп карбонатных образований в пределах Советских Карпат (табл. 48).

Для хемогенных известняков, формировавшихся в условиях изотопно-химического равновесия с морской водой, характерно высокое содержание изотопа ^{18}O, причем оно выше в более молодых породах. Изменения фациальных условий седиментации и температурного режима в период образования меловой флишевой формации отразились в уменьшении содержания тяжелого изотопа кислорода в карбонатах. Кальциты, формировавшиеся в условиях эпигенеза, отличаются самыми низкими значениями $\delta^{18}O$, показывающими, что их кристаллизация проходила в водной среде с легким изотопным составом кислорода, сопоставимым с $\delta^{18}O$ поверхностных вод. Изотопный состав углерода в изученных карбонатах также фиксирует особенность фациальной среды карбонатообразования на различных этапах формирования пород.

Комплексный углеродно-кислородный изотопный метод применяли Б. С. Панов и В. А. Корчемагин (1974, 1976а, б) при изучении карбонатов Донецкого бассейна (табл. 48). Эти авторы по изотопным данным выделяют две группы карбонатов: 1) анкериты Нагольного кряжа; 2) карбонаты из зоны сочленения Днепровско-Донецкой впадины и Приазовья, а также карбонаты из угольных толщ Донбасса. Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ свидетельствуют о глубинном источнике гидротермальных растворов, принимавших участие в формировании полиметаллического оруденения Нагольного кряжа; изотопный состав карбонатов второй группы — о

Таблица 48

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах Украины

Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
	Советские Карпаты					
1	с. Приборжавское	Известняк кристаллический	Кальцит	26,9	+4,2	Ткачук Л. Г. и др., 1974 (Значения $\delta^{13}C$ публикуются впервые)
2	То же	Известняк мраморизованный	»	24,3	—2,1	То же
3	г. Соймул	Доломит мраморизованный	Доломит	19,2	—0,7	» »
4	Бассейн р. Белого Черемоша	Известняк метасоматический	Кальцит	20,7	+1,7	» »
5	Руч. Красный Плес	Известковый туф (травертин)	»	27,9	+3,5	» »
6	Поток Каменный	Эффузивы (диориты)		19,9	+3,1	» »
7	То же	Аргиллит	Сидерит эпигенетический	20,4	+0,3	» »
8	Поток Кузя	Песчаники	Кальцит	8,8	—6,5	» »
9	То же	»	Кальцит, натечная корка	7,9	+3,2	» »
	Донбасс					
10	Нагольный кряж	Полиметаллическое оруденение	Анкерит	16,6	—9,7	Панов Б. С., Корчемагин В. А., 1974
11	То же	То же	»	17,2	—6,4	То же
12	» »	Пласт угля	Кальцит	20,4	—0,7	» »
13	» »	Зона выщелачивания известняков	»	20,3	+1,0	» »
14	» »	То же	Анкерит	20,7	—1,6	» »
	Зона сочленения Донбасса и Приазовья					
15	Восточно-Доломитовый рудник	Доломит кристаллический	Доломит	17,7	+1,0	» »
16	То же	Полиметаллическое оруденение	Кальцит белый	16,7	+0,1	» »
17	» »	То же	Кальцит розовый	15,3	+3,3	» »
18	Восточный рудник	» »	Кальцит	19,6	+0,7	» »
19	Южный рудник	» »	»	15,1	—0,4	» »

смешанном составе минералообразующих растворов (ювенильные и подогретые вадозные воды).

Изотопный метод применялся нами для выяснения вопроса о происхождении грязевых вулканов и сопровождающих их сероводородных источников на Керченском п-ове (табл. 49); сопочных вод из района современного Булганакского сопочного поля; углекисло-сероводородных вод из Каялы-Сартского источника одноименной вдавленной синклинали, где грязевый вулканизм завершился в понтический век; сероводородных вод из Репьевской, Бурулькайской и Гладовской вдавленности; а также из района грязевого вулкана Джау-Тепе. Результаты анализа $\delta^{18}O$ вод показали примерно одинаковый изотопный состав при $\delta^{18}O_{ср}$, составляющем 4,8‰, кроме вод сероводородного источника Бурулькайского котла ($\delta^{18}O = -5,3$‰).

Таблица 49

Изотопный состав кислорода и водорода в подземных и поверхностных водах и атмосферных осадках

Номер пробы	Место отбора	Характеристика воды	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰	Литературный источник
	Керченский п-ов				
1	Бурулькайский котел, источник	Сероводородная	—5,3	—	Шнюков Е. Ф. и др., 1971 ($\delta^{18}O$ измерены Луговой И. П.)
2	Сопка Баксы, источник	»	+3,8	—	То же
3	Сопка Джау-Тепе, источник возле грязевого вулкана	»	+4,2	—	» »
4	Сопка Репьевка, источник	»	+4,4	—	» »
5	Сопка Каялы-Сарт, источник	Углекисло-сероводородная	+5,4	—	» »
	Советские Карпаты				
6	с. Драгово, источник	Холодная, низкой минерализации	—8,6	—	Бабинец А. Е. и др., 1971
7	г. Трускавец, источник «Нафтуся»	То же	—1,1	—	То же
8	с. Ракош, скв. 1Т	Рассол термальный, углекислый, хлоридно-натриевый	+0,3	—	» »
9	с. Соймы, скв. 4	Углекислая, соленая	+0,3	—	» »
10	с. Соль, источник	То же	+0,3	—	» »
11	с. Квасы, скв. 1Р	» »	+0,6	—	» »
12	с. Квасы, ист. № 2	» »	—9,7	—83	Ветштейн В. Е. и др., 1972
13	с. Квасы, ист. № 3	» »	—10,0	—87	То же
14	с. Квасы, скв. 1-р	» »	—10,1	—85	» »
15	с. Квасы, р. Черная Тиса	Слабоминерализованная	—12,1	—108	» »
16	с. Квасы, притоки р. Черной Тисы	»	—10,5	—87	» »
	Черновицкая обл.				
17	с. Виженка, ист. № 1	»	—13,1	—97	» »
18	г. Черновцы, скв. 2	Углекислая, соленая	—10,2	—72	» »
19	с. Щербинцы, скв. 4	То же	—12,3	—93	» »
20	с. Брусница, скв. 15	» »	—9,4	—69	» »
21	Львовская обл., курорт «Моршин», ист. № 1	» »	—9,5	—67	» »
22	г. Чернигов	Вода р. Десны	—10,9	—77	Ветштейн В. Е. и др., 1973
23	г. Полтава	Вода р. Ворсклы	—9,5	—63	То же
24	То же	Вода р. Коломака	—8,6	—	» »
25	г. Киев	Вода р. Днепра	—9,0	—61	» »
26	Полтавская обл., г. Кобеляки, 1971 г.	Атмосферные осадки	—9,4	—70	» »
27	Донецкая обл., с. Красноармейское, 1971 г.	То же	—8,6	—58	» »
28	Донецкая обл., г. Амвросиевка, 1971 г.	» »	—9,6	—60	» »

Установлено участие эндогенных вод в грязевулканических процессах, так как по содержанию изотопа ^{18}O воды Керченских грязевых вулканов и соответствующих им сероводородных источников сопоставимы с конденсатами из фумарол вулканов Эбеко (6,8‰) и Авача (3,4‰). Это подтверждает и гидротермальный состав элементов, зафиксированных в виде акцессорных примесей ртути, мышьяка и некоторых полиметаллов в составе углекислых и сопочных вод Керченского п-ова.

Воды Бурулькайского источника имеют значение $\delta^{18}O$, типичное для поверхностных вод, которые играли ведущую роль в формировании этого источника.

Таблица 50

Изотопный состав водорода и кислорода в подземных водах Днепровско-Донецкой впадины (Ветштейн В. Е. и др., 1973)

Номер пробы	Место отбора	Водовмещающие породы	$\delta^{18}O$, ‰	δD, ‰
	Месторождение			
1	Богдановское. скв. 8	Песчаники	—0,6	—
2	Великобубновское. скв. 17	»	—11,1	—80
3	Великобубновское, скв.6	»	—2,5	—14
	Глинско-Розбышевское			
4	Скв. 15	»	—7,2	—46
5	Скв. 12	»	—6,9	—4,4
6	Скв. 43	»	—5,6	—
7	Скв. 17	»	—2.9	—36
8	Скв. 22	»	—1,5	—18
9	То же	»	—0,4	—41
10	Скв. 29	»	—1,5	—13
11	То же	Глины, песчаники	—0,5	—4
12	» »	Глины. песчаники, известняки	—3,4	—12
	Качановское			
13	Скв. 15	Песчаники	—4,0	—
14	То же	»	—3,0	—12
15	Скв. 23	»	—3,0	—25
16	Скв. 24	»	—1,6	—9
17	То же	Песчаники, известняки	—0,1	—10
18	Скв. 15	Известняки, песчаники	—5,1	—38
19	Ланновское, скв. 2	Песчаники, аргиллиты, глины	—6,2	—55
20	Ланновское, скв. 3	Песчаники, глины	—1.9	—14
21	Лосиновское, скв. 10	Песчаники	—10,7	—84
22	Мильковское, скв. 3	Известняки	—0,1	—39
23	Новотроицкое, скв. 9	Глины, известняки, песчаники	—2,7	—32
24	Пролетарское, скв. 9	Песчаники	—11,1	—82
25	Пролетарское, скв. 8	»	—3,7	—28
26	Решетняковское, скв. 2	»	—4,3	—34
27	То же	»	—2,0	—
28	Чижевское, скв. 5	»	—1,1	—9
29	То же	Песчаники, глины	—2,0	—8

Среди подземных вод Советских Карпат (Бабинец и др., 1971) по кислородно-изотопным данным выделены два генетических типа: седиментационные и инфильтрационные (табл. 49).

Углекислые соленые воды Внутренней флишевой зоны Советских Карпат отнесены к древним морским водам, обогащенным изотопом ^{18}O относительно инфильтрационных вод. Воды выщелачивания соленосных неогеновых отложений Предкарпатского прогиба являются метеорными по происхождению и характеризуются легким изотопным составом кислорода.

Недостатком описанных работ является отсутствие данных по изотопному составу водорода. Практика показала, что только комплекс данных $\delta^{18}O$ и δD дает надежный критерий для установления генезиса природных вод (табл. 49, 50).

Изучению отношений $^{18}O/^{16}O$ в природных водах Украины параллельно с определением в них D/H посвящены работы В. Е. Ветштейна, Г. А. Малюк, Ф. В. Лапшина и других исследователей (1972, 1973, 1975). Определено содержание ^{18}O и D в сезонных и годовых атмосферных осадках, выпадающих на территории УССР (Ветштейн и др., 1973). В результате проведения работ по изучению минеральных вод Советских Карпат (Ветштейн и др., 1972) установлена ведущая роль атмосферных и грунтовых вод в формировании минеральных источников этого региона.

Метод исследования изотопного состава кислорода и водорода ис-

пользовался для выяснения генезиса подземных вод Днепровско-Донецкой впадины (Ветштейн и др., 1973). Установлено, что подземные воды палеозойских отложений сохраняют в основном «первичный» изотопный состав бассейна седиментации. Представления некоторых геологов о «ювенильном» или инфильтрационном происхождении этих вод не подтвердились.

Первые результаты по параллельному определению значений $\delta^{18}O$ и δD в воде газово-жидких включений в жильных кварцах из различных метаморфических комплексов Украинского щита приведены в работе Я. Н. Белевцева, В. Е. Ветштейна и др. (1978а). Изотопный метод помог выяснить природу минералообразующих растворов. Показано преимущественное участие в формировании изотопного состава жидких включений вод метаморфического (первично-метеорного) происхождения.

Обзор основных работ, посвященных геохимии изотопов легких элементов, показывает, что при изучении геологических объектов на Украине широко используются методы изотопного анализа водорода, кислорода, серы и углерода. Определения изотопного состава гелия, бора, азота, кремния и некоторых других элементов еще не проводились.

Наиболее многочисленные определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в карбонатах, кварце и окислах железа выполнены в ИГФМ АН УССР. Эти данные лежат в основе исследования закономерностей распределения изотопов легких элементов в процессах породо- и рудообразования. Нами учитывались только те немногочисленные литературные сведения по изотопам кислорода, углерода и серы, которые сопровождались детальными геологическими и минералого-петрографическими описаниями.

Прежде чем перейти к рассмотрению результатов изотопного исследования карбонатных, железистых пород и полиметаллических руд, остановимся кратко на требованиях к отбору проб и методике эксперимента.

Представительные образцы неизмененной породы отбирались весом около 0,5 кг в центре пластов, на контакте с другими породами, в верхних и нижних частях разреза с учетом морфологии и условий залегания изучаемых пород. Использовались преимущественно монофракции минералов, чистота которых (примеси не более 5%) контролировалась под бинокуляром, а также по данным химического и рентгеноструктурного анализов.

Из карбонатов кислород и углерод извлекали, как правило, хлористо-свинцовым (Борщевский и др., 1974) методом. Если не удавалось механическим путем разделить кальцит и доломит, применяли кислотный метод (Mc. Grea, 1950). Для выделения кислорода и углерода из сидерита, сидероплезита и магнезита использовали различные варианты последнего метода (Луговая, 1973; Perry, Tan, 1973).

Углерод из графита выделяли в форме CO_2 путем сплавления его с бихроматом калия (Борщевский и др., 1972).

Кислород из кварца, окислов железа и силикатных минералов извлекали в молекулярном виде ксенон-фторидным методом (Борщевский и др., 1971). Последний метод также использовался при изучении валового изотопного состава амфиболитов.

Измерения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ проводили в форме CO_2 или O_2 на масс-спектрометре МИ-1305. Результаты измерения пересчитаны в работе относительно международных стандартов SMOW и PDB. Величины $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ показывают степень обогащения (плюс) или обеднения (минус) образца тяжелым изотопом относительно стандарта. Поскольку большинство минералов имеет положительные значения $\delta^{18}O$, то в тексте, таблицах и графиках знак плюс, как правило, не ставился. Воспроизводимость результатов параллельных изотопных определений (включая погрешность химического метода) составляла $\pm 0{,}5‰$, т. е. $+0{,}05\%$.

ГЛАВА VI

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДОКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД УКРАИНЫ

Большое внимание, уделяемое изучению докембрийских карбонатных пород Украины, вызвано широким использованием их в народном хозяйстве. Особый интерес представляют карбонатитовые комплексы, поиск которых является задачей первостепенной важности.

Однако диагностика карбонатитов затруднена, поскольку они нередко макро- и микроскопически не отличимы от мраморов, кальцифиров и карбонатов гидротермально-метасоматического происхождения.

Карбонатные породы, обнаруженные почти во всех разновозрастных суперкрустальных толщах, отличаются по генезису, степени метаморфической переработки и характеру наложенных процессов. Применение традиционных геологических методов исследования в комплексе с изотопными позволяет получить объективную информацию о генезисе карбонатов и физико-химических условиях среды минералообразования.

Для правильной расшифровки изотопных данных в первую очередь необходимо получить значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ для основных генетических типов карбонатов на хорошо изученном геологическом материале, а затем разработать изотопно-геохимические критерии различия мраморов, кальцифиров, гидротермально-метасоматических карбонатов и карбонатитов.

С этой целью нами выполнены изотопные исследования карбонатных пород главнейших стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита.

1. МРАМОРЫ И КАЛЬЦИФИРЫ

Геологическое положение, минералогию, петрографию и условия метаморфизма осадочно-метаморфических карбонатных пород Украинского щита наиболее полно описали Н. И. Половко и др. (1975), Р. И. Сироштан и др. (1977). Особенности распределения изотопов кислорода и углерода в мраморах и кальцифирах докембрия Украины рассматривали З. В. Шабо, Г. П. Мамчур (1973, 1975), И. П. Луговая и др. (1976), Н. П. Щербак, И. П. Луговая (1978), В. Н. Загнитко (1978, 1979) и др.

Основные закономерности изменения изотопного состава легких элементов в процессе формирования осадочно-метаморфических карбонатных пород выявлены при изучении различных регионов мира (Degens, Epstein, 1964; Sheppard, Schwarcz, 1970; Сидоренко и др., 1972; Донцова и др., 1972, 1975; Schidlowski a. o., 1975; Сидоренко, Борщевский, 1977).

Образование осадочного доломита в морских бассейнах в современных условиях наблюдается исключительно редко. Но, по мнению А. П. Виноградова и др. (1952), В. Г. Махлаева (1963) и некоторых других исследователей, осаждение доломита в докембрии в обстановке высокого

содержания CO_2 в атмосфере и при специфическом химическом составе воды вполне возможно.

При непосредственном осаждении в водной среде кальцита и доломита в последнем содержание изотопа ^{18}O должно быть на несколько промилле выше (6,8—4,9‰ при температуре 20—25° С) ввиду различия коэффициента фракционирования в системах кальцит — вода и доломит — вода (Northrop, Clayton, 1966; O'Neil, Clayton, 1969; Sheppard, Schwarcz, 1970).

Фракционирование изотопов кислорода в диапазоне 3,7—5,4‰ между доломитом и кальцитом было зафиксировано в озерных карбонатных осадках из некоторых районов Калифорнии и Восточного Техаса (Parry a. o., 1970; Clayton a. o., 1972). Е. Перри, Р. Клейтон и др. считают, что происходило непосредственное осаждение доломита из раствора.

Однако по результатам работ Э. Дегенса и С. Эпштейна (Degens, Epstein, 1964), С. Шепарда и Г. Шварца (Sheppard, Schwarcz, 1970), изучавших морские карбонаты докембрия и фанерозоя, наиболее распространенным является следующий механизм образования доломита:

$$2CaCO_{3тв} + Mg^{2+}_{раств} = CaMg(CO_3)_{2тв} + Ca^{2+}_{раств}.$$

Согласно гипотезе Э. Дегенса и С. Эпштейна (1964), доломитизация происходит в твердой фазе в среде осадконакопления на стадии диа- или катагенеза без химического изменения звеньев CO_3^{2-}, поэтому сохраняется изотопный состав кислорода и углерода исходного кальцита (арагонита).

В течение многих лет обсуждалась возможность нахождения остатков живых организмов в докембрийских породах. В настоящее время получено фактическое подтверждение важной роли синезеленых водорослей в процессах позднедокембрийского карбонатообразования (Plumstead, 1969; Rutten, 1962; Мильштейн, Голованов, 1975; Снiжко, 1974; Каляев, Снежко, 1978; Лазуренко и др., 1977). А. В. Сидоренко и Ю. А. Борщевский (1977, с. 892) полагают, что «биогенное отложение карбонатов в докембрии было столь же распространенным процессом, как и в фанерозое».

Продуктами жизнедеятельности синезеленых водорослей являлись крупные карбонатные постройки (строматолиты), желваковые образования, пленки и сгустки (микрофинтониты).

Известна единственная работа, в которой приводятся изотопные данные для карбонатных пород, содержащих строматолиты (Schidlowski a. o., 1975).

В вопросе о влиянии некоторых факторов на изотопный состав кислорода карбонатов в процессе регионального метаморфизма определенности нет. Некоторые исследователи (Baertschi, 1951; Борщевский и др., 1974; Schidlowski a. o., 1975) отмечают уменьшение содержания изотопа ^{18}O в карбонате по мере увеличения степени метаморфизма пород. Однако С. Шепард и Г. Шварц (1970), Е. И. Донцова и др. (1975) при изучении метаморфических комплексов Вермонта, Гренвиля и западной части Алданского щита не обнаружили зависимости значений $\delta^{18}O$ карбонатов от температуры метаморфизма.

Роль минерального состава в изотопном распределении кислорода в метаморфических карбонатных породах также дискуссионна. Г. Гарлик и С. Эпштейн (Garlick, Epstein, 1967) отмечали зависимость отношения $^{18}O/^{16}O$ карбонатов от минерального парагенезиса пород для нескольких метаморфических комплексов. Е. И. Донцова и др. (1975) при изучении пород Алданского щита, а С. Шепард и Г. Шварц (1970) при исследовании большинства карбонатов формации Вермонт такую зависимость не наблюдали.

Закономерности распределения изотопов углерода в процессе формирования осадочных карбонатных пород подробно описаны в работе Э. М. Галимова (1968). Автор полагает, что прогрессивный метаморфизм

осадочных карбонатных пород не приводит к изменению изотопного состава углерода, если в этот процесс не был вовлечен углерод иного генезиса. Такого же мнения придерживаются С. Шепард и Г. Шварц (1970), А. В. Сидоренко и Ю. А. Борщевский (1977) и некоторые другие исследователи. В более ранних работах (Baertschi, 1951; Deines, Gold, 1969), наоборот, отмечалась тенденция к уменьшению содержания изотопа ^{13}C в карбонатах в процессе метаморфизма.

Мраморы и кальцифиры Украинского щита *, метаморфизованные в различных термодинамических условиях и в разной мере измененные наложенными гидротермально-метасоматическими процессами, являются удобным объектом для изучения закономерности изменения изотопного состава кислорода на различных этапах формирования карбонатных пород. Значительный интерес представляет также изучение вариаций изотопного состава углерода в целях установления специфики палеофациальной обстановки в период осадконакопления и выяснения степени

Рис. 41. Схема распространения карбонатных пород на территории Украинского щита:

1 — граница Украинского щита; *2* — граница района распространения осадочно-метаморфических карбонатных пород; *3* — карбонатные породы неопределенного генезиса; *4* — черниговский карбонатитовый комплекс; *I* — бассейн р. Тетерева; *II* — Володарская зона; *III* — Верхнее Побужье; *IV* — Среднее Побужье; *V* — Приднестровье; *VI* — Криворожско-Кременчугская зона; *VII* — Казанковская зона; *VIII* — Приазовье; *IX* — Покрово-Киреевский массив

сохранности первичных отношений изотопов углерода карбонатов при метаморфизме.

На рис. 41 выделены крупнейшие регионы Украины, карбонатные породы которых детально исследованы с применением изотопно-геохимических и геологических методов.

Наименее изменены метаморфическими процессами карбонатные породы верхней свиты (K_3) железорудной серии, прослеживающиеся прерывистой полосой по всему простиранию Криворожско-Кременчугской зоны. Характерной особенностью этих пород является наличие кварца в ассоциации с доломитом. Такой парагенезис свидетельствует о преобразовании карбонатных пород в условиях фации зеленых сланцев.

В районе **Кременчугского месторождения** в составе верхней свиты (K_3) доломитовые и кварц-доломитовые породы прослеживаются на Галещинском и Васильевском участках в виде пластов различной мощности

---

* Термины *мрамор* и *кальцифир* применены согласно классификации карбонатных пород П. П. Смолина (1959).

(20—300 м). Вмещающая толща представлена кварц-серицитовыми сланцами, песчаниками и микрокварцитами. В составе средней свиты (K_2) карбонатные породы имеют резко подчиненное значение, они загрязнены кластогенным материалом и образуют постепенные переходы к доломитсодержащим песчаникам. На контакте между средней и нижней свитами наблюдается горизонт карбонат-тальковых пород, в которых карбонат представлен доломитом и брейнеритом. Данные табл. 51 показывают изменения значений $\delta^{18}O$ доломита в пределах 19,0—22,6‰ и $\delta^{13}C$ от —4,0 до +3,7‰. Четкой зависимости значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ доломита от вещественного состава вмещающих толщ или содержания кварца в породе не наблюдается.

На территории **Криворожского месторождения** карбонатные породы широко развиты с южной части Саксаганского р-на (верхняя свита, K_3). Мощный горизонт доломитовых мраморов прослеживается от рудника им. Ильича до рудника им. Фрунзе. Мощность горизонта на протяжении 15 км изменяется от 120 до 200 м и только в районе рудоуправлений им. Кирова и им. К. Либкнехта уменьшается до 25—50 м. Карбонатные породы залегают согласно с вмещающими, преимущественно серицит-хлорит-биотитовыми сланцами и имеют с ними постепенные переходы. По составу выделяются кварц-доломитовые породы, доломитовые, кальцитовые и доломит-кальцитовые разновидности мраморов.

По изотопному составу кислорода и углерода мраморы из различных участков Криворожья близки ($\delta^{18}O$ составляет от 19,0 до 22,9‰; $\delta^{13}C$ — от — 1,4 до +1,2‰). Однако эти изотопные отношения характеризуют карбонаты без признаков наличия биогенного материала.

В результате палеонтологических исследований карбонатных пород верхней свиты Криворожья, выполненных Г. И. Каляевым и А. М. Снежко (1973, 1978), были обнаружены графитсодержащие мраморы (водорослевые доломиты) со своеобразной микроструктурой, напоминающей структуру биогенных известняков фанерозоя, и гальки графитит-карбонатного состава, состоящие на 60—80% из онколитов и катаграфий.

Первые результаты изучения изотопного состава графитита опубликованы в работе А. М. Снежко и Ф. И. Березовского (1975). Нами проведено исследование изотопного распределения кислорода и углерода в перечисленных породах в целях выяснения возможности использования изотопных данных для диагностики карбонатов биогенного происхождения (Луговая и др., 1978в). Трудности в работе заключались в механическом отделении органогенного карбоната от карбоната-цемента, полное разделение не всегда удавалось. Результаты изотопных анализов (табл. 52) показали следующее:

1. Графититсодержащие мраморы значительно обеднены изотопом ^{18}O (14,0—15,0‰) по сравнению с мраморами, не содержащими органики.

2. Гальки доломитового состава, содержащие органические остатки и строматолитовые образования, имеют самые низкие значения $\delta^{18}O$ (7,0—15,6‰), причем более легкий изотопный состав кислорода характерен для строматолитоподобных форм (7,0‰).

В породе, содержащей корициум, распределение изотопов кислорода таково: мелкозернистый мозаичный доломит, выполняющий внутреннюю часть корициумов, характеризуется более низким содержанием изотопа ^{18}O (12,3‰) по сравнению с доломитом породы (15,4‰).

3. Значения $\delta^{13}C$ в углеродистом веществе графитит-карбонатных пород варьируют от —15,4 до —25,6‰, что свойственно для углерода органического происхождения. Изотопный состав углерода $\delta^{13}C$ карбоната этих пород изменяется от —4,0 до +3,9‰, что характерно для хемогенных морских карбонатов.

Определенные для сопоставления значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в водорослевых доломитах среднего протерозоя Карелии (16,8‰; +10,2‰) и фанерозойских доломитах Майской зоны (20,7‰; —0,1‰) показали более

Таблица 51

№ п/п	Номер пробы *	Место отбора	Стратиграфическое положение	Порода
				Кременчугское
1	233/166	Васильевский уч-к, на контакте с кварцитами	$К_3^3$	Порода кварц-доломитовая
		Галещинский уч-к		
2	349/159	В центре пласта карбонатов мощностью 7 м	$К_3^2$	То же
3	349/162	На контакте со сланцами	$К_3^1$	Мрамор доломитовый
4	452/152	В центре пласта мощностью 7 м	$К_3^1$	Порода кварц-доломитовая
5	452/157	То же	$К_3^1$	То же
6	346/144	Маломощный прослой карбонатов в железистом кварците	$К_2^6$	» »
7	348/145	В центре пласта мощностью 36 м	$К_2^6$	» »
				Криворожское
		Рудник им. Фрунзе		
8	9629/224	В 8 м от контакта со сланцами	$К_3^2$	Мрамор доломит-кальцитовый
9	9629/224	То же	$К_3^2$	То же
10	15730/220	В центре толщи мраморов мощностью 100 м	$К_3^2$	Мрамор доломитовый
11	11679/227	То же	$К_3^2$	Мрамор доломит-кальцитовый
12	11679/227	» »	$К_3^2$	То же
		Рудоуправление им. XX Партсъезда		
13	11230/228	В центре толщи мощностью 49 м	$К_3^2$	Мрамор доломитовый
14	77429	Северный р-н, мощная толща карбонатов	$К_3$	» »
15	Ж-937	Рудоуправление «Желтая река»	—	Порода доломитовая
16	Ж-962	То же	—	» »
				Западно-
17	9991/226	Родионовский уч-к, на контакте со сланцами	—	Мрамор доломит-кальцитовый
	9991/226	То же	—	То же
18	1195/8	Казанковский уч-к	—	» »
19	1432/9	» »	—	» »
				Бассейн
20	40-В	Негребовский уч-к, карьер	Тетеревская серия	Мрамор доломитовый
21	9027/1	То же	То же	Кальцифир полевошпат-кальцитовый
22	2831/3	Радомышльский уч-к, в центре толщи	» »	Мрамор кальцитовый
23	2832/4	То же	» »	» »
24	12/11	Брусиловский уч-к, прослой мрамора в кальцифире	» »	Мрамор кальцитовый, флогопитсодержащий
25	12/7	То же	» »	Кальцифир микроклин-скаполит-кальцитовый

Изотопный состав кислорода и углерода в мраморах и кальцифирах Украинского щита

Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
месторождение			
Доломит	22,6	+1,7	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
»	22,3	—4,0	То же
»	21,7	—4,0	» »
»	19,5	+3,7	» »
»	19,5	+2,8	» »
»	19,0	+1,0	» »
»	19,7	—1,2	» »
месторождение			
Кальцит	19,0	+2,2	Щербак Н. П., Луговая И. П. 1978
Доломит	20,0	+0,1	То же
»	21,4	—1,4	» »
»	19,4	—1,0	» »
Кальцит	20,0	—1,2	» »
Доломит	22,9	+1,2	» »
»	21,7	+0,4	» »
»		+6,3	Белевцев Я. Н. и др., 1978б
»	—	—3,4	То же
Ингулецкая зона			
	18,7	+2,7	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
Кальцит	18,0	—1,4	То же
Доломит	22,1	+5,7	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978 (Курлов Н. С.)
Кальцит	21,7	+5,6	То же
р. Тетерева			
Доломит	24,5	+2,8	Щербак Н. П. и др., 1978г
Кальцит	23,5	+2,8	То же
»	20,2	—0,8	» »
»	23,9	+0,5	» »
»	21,2	+2,8	» »
»	20,6	+1,9	» »

№ п/п	Номер пробы *	Место отбора	Стратиграфическое положение	Порода
26	2920/19	Юровский уч-к, мрамор, прорванный кварцевыми жилами	Тетеревская серия	Мрамор кальцитовый, тремолит-плагиоклазовый
27	М-5	То же	То же	Кальцифир тремолит-кальцитовый
28	6801/1	Кочеровский уч-к	» »	Кальцифир амфибол-плагиоклаз-кальцитовый
				Володарские
		Рагознянский уч-к		
29	44/4	Контакт со скарнированной породой	Росинско-тикичская серия	Кальцифир форстерит-доломитовый
30	44/5	Из центра прослоя	То же	Кальцифир форстерит-кальцит-доломитовый
31	44/5	То же	» »	То же
32	44/6	Вблизи скарна	» »	Кальцифир хондродит-серпентин-кальцитовый
33	47/6	Карбонатный прослой в граните	» »	Кальцифир форстерит-доломитовый
34	47/9	Чередование карбонатных и силикатных прослоев	» »	Кальцифир пироксен-скаполит-кальцитовый
				Побужье
		Верхнее Побужье		
35	2217/16	с. Соколово	Бугская серия	Кальцифир диопсид-тремолит-кальцитовый
36	Г-30	пгт Гнивань, карьер	То же	Кальцифир
37	Г-32	То же	» »	»
		Среднее Побужье		
38	123	с. Хощеватое	» »	Кальцифир форстерит-кальцит-доломитовый
39	123	» »	» »	То же
40	126	» »	» »	Кальцифир серпентин-кальцит-доломитовый
41	126	» »	» »	То же
42	15017/89	Молдовский уч-к	» »	Кальцифир пироксен-оливин-кальцитовый
43	15018/91	» »	» »	Кальцифир амфибол-пироксен-кальцитовый
44	18507/58	» »	» »	Кальцифир оливин-флогопитовый
45	15017/87	» »	» »	Кальцифир форстерит-кальцит-доломитовый
46	18391/94	Слюсаревский уч-к	» »	Кальцифир форстерит-серпентин-кальцитовый
47	18378/74	» »	» »	Мрамор доломитовый
48	18378/75	» »	» »	Кальцифир серпентин-оливин-доломитовый
49	18378/76	» »	» »	Мрамор доломитовый, оливинсодержащий
50	18500/93	Савранский уч-к	» »	Мрамор доломитовый
51	220	Грушковский уч-к	» »	Кальцифир оливин-серпентин-доломитовый
52	48-В	с. Завалье, карьер	» »	Мрамор доломитовый
53	50	То же	» »	Кальцифир оливин-серпентин-кальцитовый
				Приазовье
54	291/175	Мраморный уч-к, мощная толща	Сачкинская свита	Мрамор доломит-кальцитовый
55	291/175	То же	То же	То же

Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
Кальцит	21,9	+2,0	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
»	23,7	+1,3	То же
»	24,9	—	» »
магнитные аномалии			
Доломит	13,5	—5,0	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
Кальцит	13,6	—4,9	То же
Доломит	13,5	—	» »
Кальцит	13,8	—5,1	» »
Доломит	13,5	—3,4	» »
Кальцит	13,4	—	» »
Кальцит	10,4	+0,2	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
»	16,2	—5,3	Загнитко В. Н., 1978
»	16,2	—5,1	То же
»	23,2	+0,8	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978 (Щербаков И. Б.)
Доломит	24,0	+1,6	То же
»	22,0	+0,5	» »
Кальцит	20,7	+0,4	» »
»	14,8	—3,3	Щербак Н. П. и др., 1978г
»	15,5	—3,1	То же
Доломит	17,0	+0,1	» »
»	15,0	—1,8	Загнитко В. Н., 1979б
Кальцит	21,5	0,0	То же
Доломит	20,9	+0,9	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
»	19,9	+0,5	То же
»	19,8	+1,0	Щербак Н. П. и др., 1978г
»	20,2	+1,2	То же
»	16,8	+0,3	» »
	20,4	+0,9	» »
Кальцит	21,0	+0,5	» »
Кальцит	19,9	+3,6	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
Доломит	20,4	+3,4	То же

№ п/п	Номер пробы *	Место отбора	Стратиграфическое положение	Порода
56	291/174	Мраморный уч-к, мощная толща	Сачкинская свита	Мрамор кальцитовый, диопсидсодержащий
57	291/176	То же	То же	Мрамор кальцитовый
58	273/182	» »	» »	Мрамор доломит-кальцитовый, диопсидсодержащий
59	273/182	» »	» »	То же
60	284/180	Мраморный уч-к	» »	Мрамор кальцитовый, оливинсодержащий
61	284/178	Прослой кальцифира в толще мраморов	» »	Кальцифир оливин-кальцитовый
62	403/185	Демьяновский уч-к, в центре толщи	» »	Мрамор кальцитовый, монтичеллитсодержащий
63	403/184	На контакте с пегматитом	» »	Кальцифир тремолит-кальцитовый
		Уч-к Куксунгур		
64	8[a]/107	В центре толщи	» »	Мрамор доломитовый
65	8[a]/110	На контакте с железистыми кварцитами	» »	Кальцифир флогопит-серпентин-доломит-кальцитовый
66	8[a]/196	Прослой кальцифира в толще мраморов	» »	Кальцифир серпентин-доломит-кальцитовый
67	8[a]/197	То же	» »	То же
68	8[a]/198	» »	» »	Кальцифир оливин-кальцитовый
69	202	Бассейн р. Берды, правый склон	Темрюкская свита	Мрамор кальцитовый, диопсидсодержащий
70	203	То же	То же	Мрамор кальцитовый
71	205	» »	» »	» »

* В числителе — номер скважины, в знаменателе — номер образца.

высокое содержание тяжелых изотопов, чем в аналогичных породах Криворожья.

В составе средней свиты (K_2) карбонаты представлены сидеритом, сидероплезитом, реже анкеритом. Они образуют прослои различной мощности в безрудных и железистых кварцитах, где ассоциируют с магнетитом, железисто-магнезиальными хлоритами, иногда с амфиболитами (Мельник, 1962). Карбонаты средней свиты значительно отличаются низким содержанием тяжелых изотопов кислорода и особенно углерода от доломита и кальцита верхней свиты Криворожья.

Кислородно-изотопные исследования подтверждают точку зрения тех геологов, которые рассматривают генезис карбонатных толщ Криворожско-Кременчугской зоны с позиций хемогенного осадконакопления в морском бассейне при активном участии живых организмов (Махлаев, 1963; Половко и др., 1975; Каляев, Снежко, 1978).

Изотопный состав углерода указывает на особенности палеофациальной обстановки образования карбонатных осадков Криворожско-Кременчугской зоны (табл. 51). В Кременчугском районе отмечаются карбонаты с высокими и низкими значениями $\delta^{13}C$ (табл. 51). Первые сопоставимы по изотопному распределению углерода с оолитами, образованными на мелководных отмелях при постоянном воздействии приливов, течений и волн (Галимов, 1968). Вторые, возможно, формировались в береговой полосе в восстановительных условиях.

В Криворожье изотопный состав углерода кальцита и доломита изменяется незначительно ($\delta^{13}C_{ср} = 0$), что характерно для карбонатов лагун и заливов.

В **Западно-Ингулецкой зоне** мраморы встречены на нескольких участках. Карбонатные толщи, мощность которых достигает нескольких

Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
Кальцит	19,7	+3,1	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
»	20,0	+3,6	То же
»	21,0	+4,1	» »
Доломит	22,0	+4,1	» »
Кальцит	24,0	+4,4	» »
»	17,4	+3,8	» »
»	22,0	+2,3	» »
»	16,2	+2,2	» »
Доломит	21,0	—	Публикуется впервые
Кальцит	17,2	—	То же
»	15,2	+2,9	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978
Доломит	14,7	+3,0	То же
Кальцит	15,5	+1,3	» »
»	20,8	—0,2	» »
»	21,5	—0,4	» »
»	20,4	—0,4	» »

сотен метров, залегают среди метапесчаников и слюдистых сланцев (Родионовский уч-к), среди биотитовых гнейсов и кварцитов (Березоватский. Петровский уч-ки) и графит-биотитовых гнейсов и сланцев вблизи контакта с аплито-пегматоидными гранитами (Казанковский уч-к). Парагенезисы минералов свидетельствуют о неодинаковой степени метаморфизма карбонатных пород различных участков. Изотопные определения выполнены для доломит-кальцитовых и кальцитовых мраморов, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации. По распределению изотопов кислорода эти мраморы не отличаются от карбонатных пород Криворожско-Кременчугской зоны (табл. 51), но обращает на себя внимание высокое содержание изотопа ^{13}C (+5,7‰) в мраморах Казанковского уч-ка. По-видимому, карбонатный материал этого участка осаждался в окислительной среде, в условиях, близких к достижению изотопно-обменного равновесия в системе атмосфера — гидросфера — карбонат.

Карбонатные породы западной части Украинского щита являются более высокотемпературными образованиями. В **бассейне р. Тетерева** мраморы, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, наиболее полно представлены в структуре Кочеровского синклинория. В размещении мраморов установлена такая особенность: на крыльях залегают кальцитовые разности, в центре — доломитовые. Преобладают кальцитовые мраморы. Они залегают в виде пластовых тел мощностью до 600 м, пространственно связаны с кальцифирами и часто переслаиваются с ними. Доломитовые мраморы наиболее распространены на Негребовском месторождении и Гнилецком уч-ке. Они образуют отдельные линзы и прослойки среди кальцифиров и кальцитовых мраморов. Существенного различия в изотопном составе кислорода мраморов кальцитового и доломитового составов не наблюдается (табл. 51).

Таблица 52

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатных породах, содержащих строматолиты и онколиты (Луговая И. П. и др., 1978; коллекция А. М. Снежко)

Номер пробы	Место отбора	Характеристика породы	Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
	Кривой Рог, Рудоуправление им. Коминтерна				
1	Скв. 11 232, гл. 370—372 м	Графитит-карбонатная галька, 15 % онколитов	Доломит	18,0	—0,3
2	То же	Графитит-карбонатная галька. Corycium (30%)	»	16,2	—4,0
3	» »	То же	Графит	—	—18,5
4	» »	Графитит-карбонатная галька, 60% онколитов	Доломит	15,8	—2,9
5	Скв. 11 232, гл. 360 м	Графитит-карбонатная галька, 60—70% онколитов	»	15,6	—1,7
6	Скв. 11 232, гл. 384,7 м	Графитит-карбонатная галька	»	15,4	—1,2
7	То же	Корициум (Corycium) из внутренних полостей водорослей	Корициум	12,3	—
8	Скв. 12 446, гл. 440 м	Строматолит	Доломит	7,0	—
9	То же	Графитит-карбонатная галька	»	15,0	—1,6
	Кривой Рог, Рудоуправление им. К. Либкнехта				
10	Скв. 13 203, гл. 145,0 м	Графит-карбонатный прослой (строматолитоподобный), подстилающий конгломерат	»	15,4	+0,2
11	Скв. 13 203, гл. 511,0 м	Доломитовая галька	»	17,2	+1,8
12	Скв. 11 227, гл. 231 м	Водорослевый доломит	»	14,1	—1,4
13	Скв. 11 227, гл. 337 м	Графитит-карбонатная галька	»	17,4	—3,4
14	Скв. 11 679, гл. 821 м	Мрамор доломитовый с остатками синезеленых водорослей	»	16,1	+1,7
15	Скв. 14 434, гл. 530 м	То же	»	16,9	—0,9
16	Сборная проба	Карбонат из внутренних полостей водорослей	»	15,1	+1,0
17	Ингулецкая зона, родионовская свита, скв. 16022	Графитит-карбонатная порода	»	16,9	+3,9
18	Карелия	Строматолит	»	16,8	+10,2
19	Алданский щит, Майская зона	»	»	20,7	—0,1

Кальцифиры бассейна р. Тетерева представлены главным образом плагиоклаз-диопсид-кальцитовыми и микроклин-кальцитовыми разностями. Для них характерна неоднородная текстура и чередование карбонатных и карбонат-силикатных прослоев. По сравнению с кальцифирами других районов западной части Украинского щита они наименее изменены наложенными процессами.

Значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ в карбонатах бассейна р. Тетерева не выходят за пределы, характерные для осадочно-метаморфических пород. Некоторые вариации содержания ^{13}C в карбонатах Кочеровского синклинория можно объяснить различными фациальными условиями образования.

Мраморы Юровского, Негребовского и Брусиловского участков характеризуются высокими значениями $\delta^{13}C$ (от +2,0 до +2,8‰). Такие величины характерны для осадочных пород, сформировавшихся в условиях открытого моря при интенсивном перемешивании воды. Относительно низкие значения $\delta^{13}C$ мраморов Радомышльского уч-ка объясняются, по-видимому, другой фациальной обстановкой формирования карбонат-

ных осадков. По изотопному составу углерода они сопоставимы с карбонатными породами Криворожско-Кременчугской зоны и, возможно, как и эти породы, отлагались в полузамкнутых бассейнах типа заливов или лагун.

На Негребовском уч-ке наряду с доломитовыми мраморами наблюдаются чисто кальцитовые. Изотопный состав кислорода и углерода обеих разновидностей совершенно идентичен, что свидетельствует против предположения об образовании кальцитовых мраморов в данном районе за счет дедоломитизации.

Кальцифиры **Володарских магнитных аномалий** метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации и изменены в процессе диафтореза (Ярощук, 1971). Они залегают совместно с железисто-кремнистыми породами и метабазитами среди комплекса гранитоидов. Карбонаты в кальцифирах представлены кальцитом и доломитом, наиболее распространены форстерит-доломитовые разности. Количество силикатных минералов в карбонатной породе возрастает по мере приближения к контакту с гранитоидами. Для карбонатов Рагознянского уч-ка характерно небольшое различие в значениях $\delta^{18}O$ (среднее 13,5‰) и низкое содержание изотопа ^{13}C (от —3,4 до—5,1‰).

На **Среднем Побужье** развиты мраморы преимущественно доломитового состава с прослоями кальцифиров. По степени метаморфизма они относятся к верхам амфиболитовой и низам гранулитовой фаций. Мраморы слагают ядра Хощеватской и Завальевской синклиналей, встречаются в виде ксенолитов среди серпентинитов, а также прослеживаются в виде мелких пластов и линз в районах магнетитовых оруденений (села Молдовка, Слюсаревка, Грушка, Саврань и др.). По изотопному составу кислорода и углерода (табл. 51) мраморы Среднего Побужья и бассейна р. Тетерева близки ($\delta^{18}O_{ср} = 21{,}5‰$; $\delta^{13}C_{ср} = +1{,}7‰$).

Безрудные кальцифиры Среднего Побужья помимо общего метаморфизма претерпели высокотемпературные метасоматические изменения, выразившиеся в образовании флогопита, местами диопсида и скаполита, и были подвергнуты воздействию низкотемпературного гидротермального метасоматоза. Они залегают в виде крутопадающих пластовых тел среди гранат-биотитовых гнейсов, амфиболитов и железистых кварцитов. На Грушковском уч-ке среди кальцифиров наблюдаются прожилки доломитовых мраморов мощностью 0,5—1,5 м. На Молдовском, Слюсаревском и других участках Среднего Побужья в кальцифирах повсеместно отмечаются прослои кристаллосланцев и гранат-биотитовых гнейсов, иногда пироксен-гранат-биотитовых гнейсов с графитом.

Безрудные кальцифиры кроме кальцита и доломита содержат оливин, шпинель, тремолит, в значительном количестве флогопит. В табл. 51 приведены изотопные данные для карбонатов кальцифиров, полученные нами и другими исследователями этого района.

В. Н. Загнитко (1979б) по изотопным данным (табл. 51) выделяет две группы безрудных кальцифиров: хощевато-завальевскую ($\delta^{13}O_{ср} = 20{,}5‰$; $\delta^{13}C_{ср} = +0{,}7‰$) и молдовскую ($\delta^{18}O_{ср} = 16{,}5‰$; $\delta^{13}C_{ср} = -1{,}6‰$). Первая группа по изотопным данным сопоставима с мраморами, вторая — по изотопному составу кислорода среди пород западной части Украинского щита аналогов не имеет.

По поводу генезиса карбонатных пород Среднего Побужья существуют противоречивые мнения. В. А. Ершов (1960) высказал предположение о метасоматическом происхождении карбонатов хощевато-завальевской свиты. Н. И. Половко и др. (1975, с.16) считают, что образование этих пород «нельзя связывать с процессами метасоматического преобразования ультрабазитов». Хотя по изотопным данным выделяются две группы карбонатных пород, однако относить их к различным генетическим типам нет оснований. Специфика изотопного состава хощевато-завальевской и молдовской групп, вероятно, вызвана особенностями фациальной

Таблица 53

Изотопные составы кислорода и углерода в карбонатных ксенолитах Верхнего Побужья (Загнитко В. Н., 1978)

Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰
1	с. Жежелев, карьер, центральная часть ксенолита	Известково-силикатная порода	Кальцит	—10,5	16,6
2	с. Бродецкое	Кальцифир диопсид-форстеритовый	Доломит	—11,8	16,2
3	» »	То же	Кальцит	—12,3	16,0
4	с. Сабаров, карьер, жильное тело	Скарноид	»	—12,1	13,5
5	с. Сабаров, полосчатая разность	Известково-силикатная порода	»	—10,0	16,0
6	с. Сабаров, жильное тело	Скарноид	»	—11,0	14,0
7	с. Сабаров, полосчатая разность	Известково-силикатная порода	»	—10,7	16,2
	пгт Гнивань, карьер				
8	Ксенолит III	Кальцифир	»	—5,9	13,9
9	Ксенолит IV	Скарноид	»	—5,1	13,5
10	пгт Тывров, карьер	»	»	—2,6	14,0
11	То же	»	»	—2,3	13,7
12	с. Ксиляк, обнажение	Кальцифир серпентин-диопсидовый, доломитовый	Доломит	—3 2	15,7

обстановки и различным участием органики в процессе карбонатообразования.

Обнаруженные В. И. Лазуренко и др. (1977) в кальцифирах Ананьевской группы магнитных аномалий фоссилизированные остатки древних водорослей и микроорганизмов являются доказательством осадконакопления в условиях морского мелководья.

Изотопные исследования подтверждают вывод Н. И. Половко и др. (1975) о первично-осадочном, хемогенном происхождении мраморов и кальцифиров Среднего Побужья.

В районе **Верхнего Побужья** карбонатные породы встречаются в виде ксенолитов и линз среди гранитоидов различного состава. Они описаны в работах многих геологов, но наиболее полная геологическая характеристика этих карбонатов дана Е. М. Лазько и др. (1975), которые по карбонатным ксенолитам выделили шесть формаций.

В. Н. Загнитко (1978) провел детальное изучение минерального и изотопного составов карбонатных и известково-силикатных пород района Верхнего Побужья и выделил две группы (табл. 53). Значения $\delta^{18}O$ карбоната от 15,5 до 16,5‰ имеют карбонатные ксенолиты в окрестностях сел Бродецкого, Жежелева, Сабарова, Кисляка и одно из карбонатных тел в карьере пгт Гнивани. Диапазон значений $\delta^{18}O$ от 12,8 до 14,2‰ характерен для карбонатных жильных тел, находящихся в зоне разлома (пгт Гнивань, с. Сабаров, пгт Тывров, г. Гайсин). Изотопный состав углерода карбонатов варьирует в широких пределах и отличается самым низким содержанием тяжелого изотопа. По значениям $\delta^{13}C$ объединяются ксенолиты сел Бродецкого, Жежелева, Сабарова (от —12,3 до —9,7‰) и карбонатные ксенолиты и жилы из обнажений в районе сел Кисляка, Литина, пгт Тыврова и Гнивани (от —6,0 до —2,6‰).

В. Н. Загнитко полагает, что для пород с низкими значениями $\delta^{13}C$ первичным материалом были отложения континентальных, возможно, пресноводных бассейнов, озер и лагун, карбонаты с более тяжелым изотопным составом углерода осаждались в прибрежных зонах морских бассейнов или в лагунах.

В **Приазовье** карбонатные породы испытали воздействие региональ-

ного метаморфизма гранулитовой, а на отдельных участках амфиболитовой фаций. Наиболее метаморфизованы породы Центрально-Приазовского синклинория, среди которых выделяются три стратиграфически разобщенных горизонта: 1) мощная пачка карбонатных пород, подстилающих железорудный горизонт Мариупольского месторождения; 2) карбонатные породы железорудной толщи; 3) надрудный карбонат-графитовый горизонт.

Широко распространены карбонатные породы в богдановской подсвите сачкинской свиты, расположенной между участками Демьяновский — Первомайский — Дзержинский — Ялтинский. По простиранию они прослеживаются на протяжении 20 км. Максимальная мощность пластов порядка 500 м. Мраморы обычно залегают среди кальцифиров и связаны с ними постепенными переходами. Преобладают доломит-кальцитовые мраморы, в подчиненном количестве наблюдаются чистые кальцитовые или доломитовые разности. Среди доломит-кальцитовых мраморов выделяются оливин-, флогопит-, диопсид- и серпентинсодержащие разновидности.

По данным изотопного состава кислорода и углерода (табл. 51), полученным для различных минеральных разновидностей мраморов сачкинской свиты (Мраморный уч-к), наблюдаются небольшие изменения значений $\delta^{18}O$ (19,7—24,0‰) и $\delta^{13}C$ (от + 2,2 до +4,4‰). Зависимости изотопного состава карбонатов от минерального парагенезиса породы не наблюдается. Доломит, сосуществующий с кальцитом, несколько обогащен изотопом ^{18}O, но чисто кальцитовые и доломитовые мраморы по изотопным данным не различаются.

В составе темрюкской свиты карбонатные породы встречаются спорадически на западном и восточном крыльях Центрально-Приазовского синклинория. Выходы кальцитовых мраморов прослеживаются в обнажениях по правому берегу р. Берды. По изотопному составу углерода они резко отличаются от мраморов сачкинской свиты (табл. 51). Кальцифиры в составе темрюкской свиты изредка встечаются в виде маломощных прослоев (бассейн р. Темрюка), а в пределах сачкинской свиты они развиты широко (Мариупольское рудное поле, участки Куксунгур, Корсак-Могила, обнажения по рекам Берде, Темрюку, Каратюку). Совместно с мраморами они залегают в виде пачек мощностью 3—50 м среди железистых кварцитов, сланцев и гнейсов. По минеральному составу выделяются флогопит-диопсид-оливиновые, серпентин-флогопитовые, амфибол-, скаполит- и волластонитсодержащие кальцифиры. Сформировавшиеся во время прогрессивного метаморфизма породы в дальнейшем претерпели щелочной метасоматоз и гидротермальные изменения.

Выполнен изотопный анализ карбонатов из кальцифиров, отличающихся по минеральному составу, различных участков (табл. 51). Получен сравнительно небольшой разброс изотопных значений: для $\delta^{18}O$ от 14,7 до 17,4‰ и для $\delta^{13}C$ от +1,3 до +3,8‰. Сопоставление последних с изотопными данными мраморов сачкинской свиты показывает понижение содержания изотопов ^{18}O и ^{13}C в карбонатах кальцифиров, что особенно четко проявляется в изотопном составе кислорода.

Изотопные исследования карбонатных пород Приазовья подтвердили их первично-осадочное, хемогенное происхождение. В частности, это относится к известнякам в бассейне р. Берды. Дифференциация значений $\delta\ ^{18}O$ мраморов и карбонатов кальцифиров особенно четко проявляется именно в этом районе. Большой интерес представляет использование $\delta^{13}C$ в целях формационно-фациального расчленения осадочных толщ сачкинской и темрюкской свит. Диапазон значений $\delta^{13}C$ кальцита от +2,2 до +4,4‰ (среднее +3,5‰) имеют карбонатные породы сачкинской свиты. Судя по изотопным данным, накопление осадочных толщ происходило при полном, или близком к нему, равновесии в системе: CO_2—HCO_3^- — —CO_3^{2-}, т. е. при хорошем перемешивании и аэрации морской воды,

возможно, в береговой полосе или на мелководных отмелях при отсутствии органики.

Такая специфическая обстановка карбонатообразования в природе наблюдается редко. Наиболее типичны карбонаты темрюкской свиты со значением $\delta\,^{13}C_{ср}$, равным $-0{,}3^0/_{00}$, соответствующим среднему изотопному составу углерода для морских карбонатов различного геологического возраста. По-видимому, изотопный состав углерода карбонатов фиксирует в Центральном Приазовье два седиментационных цикла, отличающихся по фациальной обстановке и, возможно, по климатическим условиям.

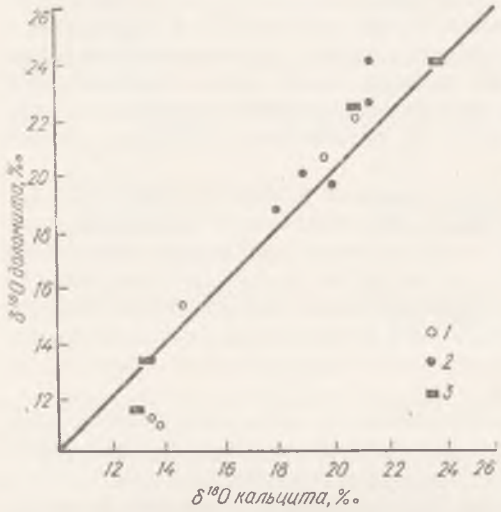

Рис. 42. Изотопный состав кислорода в сосуществующих кальците и доломите восточной (*1*), центральной (*2*) и западной (*3*) частях Украинского щита

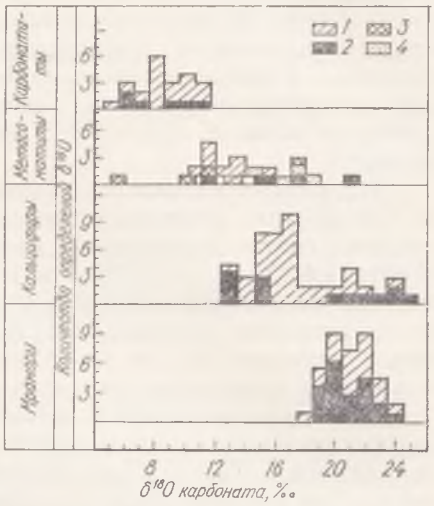

Рис. 43. Распределение изотопов кислорода в различных генетических группах карбонатных пород Украинского щита: *1* — кальцит; *2* — доломит; *3* — сидерит; *4* — магнезит

Таким образом, изотопные данные подтверждают мнение большинства исследователей Приазовья о первично-осадочном происхождении карбонатных пород, сформировавшихся в результате метаморфизма известняка с примесью доломита, кремнезема и глинистого вещества.

Вариации изотопного состава углерода в доломит-кварцевых породах и мраморах Украинского щита довольно значительные (от $-4{,}0$ до $+5{,}7^0/_{00}$), но основная масса пород имеет значение $\delta^{13}C_{ср}$, составляющее $+1^0/_{00}$, свойственное докембрийским и фанерозойским образованиям (Галимов, 1968; Schidlowski a. o., 1975).

Сопоставление изотопных данных (табл. 51) доломит-кварцевых пород и мраморов из различных регионов Украинского щита показывает сравнительно небольшие пределы вариаций значений $\delta^{18}O$ карбонатов (18,0—24.0, среднее $21^0/_{00}$). Такой диапазон изотопных значений установлен М. Шидловским и др. (1975) в протерозойских известняках и доломитах Африки и Скандинавии; в слабо метаморфизованных карбонатных породах Южной Африки и Родезии содержание изотопа ^{18}O меньше (17,1—$21{,}4^0/_{00}$).

Изотопные исследования показали, что степень метаморфизма пород докембрия Украины не влияет на распределение изотопов углерода и кислорода в мраморах (табл. 51). Сохранность первичного отношения изотопов углерода в карбонатах при региональном метаморфизме обсуждалась уже в ряде работ (Галимов, 1968; Сидоренко, Борщевский, 1976, 1977; и др.). Более интересно отсутствие зависимости изотопного состава кислорода мраморов от температур метаморфизма. Такую картину можно

наблюдать в случае метаморфической переработки пород в условиях, близких к «сухим» средам, когда количество межпорового флюида было недостаточным для изменения первичного изотопного состава кислорода карбонатов. Это подтверждается прямой корреляционной зависимостью распределения изотопов кислорода между кальцитом и доломитом в карбонатных породах различных фаций метаморфизма (рис. 42), что свидетельствует об отсутствии изотопного фракционирования в процессе метаморфизма. Кроме того, высказанное предположение подтверждается тем, что в большинстве изученных районов мощность карбонатных толщ достигает десятков и сотен метров. В пределах отдельных горизонтов изотопный состав кислорода мраморов однороден и не изменяется даже в зонах контакта с вмещающими породами. Это указывает на отсутствие значительного кислородно-изотопного обмена между породой и межпоровым флюидом. Наблюдаемые небольшие изменения значений $\delta^{18}O$ в мраморах Украинского щита имеют локальный характер и, по-видимому, вызваны различной проницаемостью пород и количеством метаморфического раствора.

Кальцифиры докембрия Украины по распределению изотопов кислорода делятся на две группы (рис. 43). Одна из них по диапазону значений $\delta^{18}O$ (18—24‰) полностью соответствует мраморам, другая — отличается более низким содержанием изотопа ^{18}O (13—17‰), характерным для метасоматических образований. Такая дифференциация изотопного состава может быть следствием различия исходного состава осадочных пород и соответственно последующих минеральных преобразований, а также различных условий регионального метаморфизма и наложенных процессов.

Кальцифиры являются продуктом метаморфической переработки кварц-карбонатных осадков, в составе которых значительную роль играл терригенный материал. Если карбонаты представлены только кальцитом, то при перекристаллизации образуется кальцифир с таким же изотопным составом, как и в кальцитовом мраморе, формировавшимся в тех же условиях. Примером может быть образец кальцифира из бассейна р. Тетерева (табл. 51, обр. 12/7), близкого по изотопному составу кислорода и углерода к совместно залегающим кальцитовым мраморам (табл. 51, обр. 12/11).

В случае если карбонаты исходного осадка представлены доломитом или смесью его с кальцитом, то при прогрессивном метаморфизме происходит замещение доломита кальцитом, образовавшимся в результате реакций доломита с содержавшимися в осадках кварцем и глиноземом (Сироштан и др., 1971):

$$2CaMg(CO_3)_2 + SiO_2 = MgSiO_4 + 2CaCO_3 + 2CO_2;$$

$$CaMg(CO_3)_2 + Al_2O_3 = MgAl_2O_4 + CaCO_3 + CO_2.$$

Освобождается углекислый газ с более высоким содержанием изотопов ^{18}O и ^{13}C, чем в кальците (Sheppard, Schwarcz, 1970). Следовательно, этот кальцит (второй генерации) отличается от исходного доломита и первично-осадочного кальцита (первой генерации) более низкими значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$. Если освобожденный при декарбонатизации CO_2 неполностью покидает зону метаморфизма, а находится в состоянии равновесия с карбонатами, то степень обогащения карбонатов изотопами ^{18}O и ^{13}C за счет углекислого газа зависит от степени декарбонатизации и фактора фракционирования для данного процесса (Sheppard, Schwarcr, 1970).

На нескольких примерах проведем сравнение изотопного состава совместно залегающих мраморов и кальцифиров (табл. 51). Тонкий прослой кальцифира (обр. 284/184, Приазовье) находится в толще мраморов (обр. 284/178) и состоит из 70% кальцита, 25% форстерита, не более 5%

составляет диопсид. Согласно расчету по реакции (первая формула) и результатам химического анализа породы, в этом образце кальцит первой генерации составляет 65, второй 35%. Наиболее вероятно, что условия метаморфической переработки и последующие изменения для мрамора и кальцифира были близки. Поэтому пониженное содержание изотопа ^{18}O в кальците кальцифира (17,7‰) относительно мрамора (24,0‰), по-видимому, вызвано наличием кальцита второй генерации, имеющего легкий изотопный состав кислорода.

Гидротермально-метасоматические преобразования в условиях пониженных температур сопряжены с возникновением новых минеральных форм в карбонатных породах. Например, увеличение активности воды ведет к замещению диопсида и форстерита тремолитом или форстерита и кальцита серпентином согласно реакциям:

$$CaMgSi_2O_6 + 2Mg_2SiO_4 + 5CO_2 + 3H_2O = 3Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 5CaCO_3;$$

$$2Mg_2SiO_4 + CaCO_3 + 2H_2O + CO_2 = Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + CaMg(CO_3)_2.$$

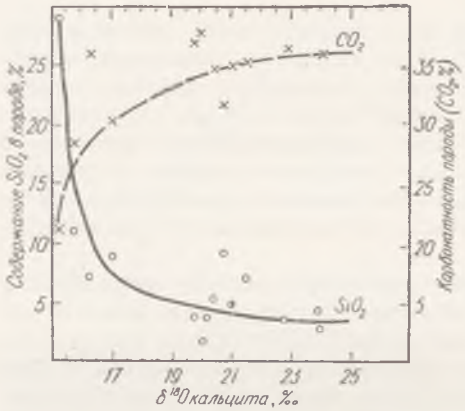

Рис. 44. Зависимость $\delta^{18}O$ кальцита от содержания SiO_2 и карбонатности породы (по данным $\delta^{18}O$ для мраморов и кальцифиров Приазовья)

Образованные таким путем кальцит и доломит отличаются по изотопному составу кислорода и углерода от карбонатов первично-осадочного (диагенетического) и метаморфогенного генезиса. Например, метасоматически измененный кальцифир Побужья (обр. 2217/16), в котором тремолит, развивающийся по диопсиду, составляет 25% в породе. Кальцит этого образца характеризуется самым низким значением $\delta^{18}O$, равным 10,4‰.

Таким образом, в кальцифирах могут находиться кальцит и доломит нескольких генераций: первично-осадочный (диагенетический), метаморфогенный и гидротермально-метасоматический. В зависимости от условий метаморфизма и характера наложенных процессов изотопный состав кислорода в карбонатах разных генераций мог оставаться близким к исходному или изменяться в ходе изотопнообменных реакций с межпоровым флюидом.

С проблемой генезиса карбонатов связан вопрос о влиянии силикатной составляющей породы на значения $\delta^{18}O$ кальцита и доломита. При исследовании доломитовых и кварц-доломитовых пород Криворожско-Кременчугского района не обнаружено никакой зависимости изотопного состава кислорода доломита от содержания кварца в породе. Для мраморов и кальцифиров Приазовья установлено уменьшение $\delta^{18}O$ кальцита с увеличением силикатной составляющей и понижением карбонатности пород (рис. 44).

Этот фактический материал можно интерпретировать по-разному. Теоретически возможен изотопный обмен между карбонатами и силикатами посредством водного флюида. Степень его возрастает с увеличением температуры. На низкотемпературной ступени метаморфизма (Криворожско-Кременчугский район) изотопный обмен незначителен, в глубоко метаморфизованных породах (Приазовье) его влияние больше. Однако наблюдаемый в карбонатах изотопный сдвиг $\delta^{18}O$ (9‰) при изменении содержания SiO_2 в породе на 25% вряд ли может объясняться только с позиции изотопного обмена. К тому же, ни в одном районе не фиксируется изменение $\delta^{18}O$ карбоната в зонах контакта с вмещающий породой. Пола-

гаем, что установленная зависимость (рис. 44) в первую очередь отражает наличие кальцита более поздних генераций, образование которого связано с изменением силикатной составляющей в породе.

2. МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ КАРБОНАТЫ

Интенсивное развитие гидротермально-метасоматических процессов в пределах гранитоидных массивов, сланцево-гнейсовых толщ и железистых пород обусловило появление рудной минерализации. Металлогеническая специализация метасоматических образований отражает сложный процесс эволюции земной коры. Выяснение источника вещества, механизма мобилизации, переноса рудных элементов и условий, благоприятных для их локализации, представляет большие трудности. Для решения этих задач в последнее время используются изотопно-геохимические методы исследований. В этом направлении наиболее перспективно установление природы метасоматических растворов и определение температур рудообразования.

В пределах Украинского щита концентрация редкометальной минерализации довольно часто обусловлена проявлением щелочного метасоматоза, который проходил на общем фоне понижения температур по зонам тектонически измененных пород. А. И. Стрыгин (1960, 1978) и В. Г. Кушев (1975) выделяют три фации: 1) высокотемпературную, микроклиновую; 2) среднетемпературную, альбититовую; 3) низкотемпературную, кварц-карбонатную. Оруденение локализуется в породах низко- и частично среднетемпературной фаций, к ним же приурочено образование карбонатных минералов.

При метасоматической переработке железистых пород карбонатизация выражается в замещении щелочного амфибола, кварца и отчасти рудных минералов карбонатами, представленными сидеритом, реже анкеритом. Количество и изотопный состав карбонатов контролируются физико-химическими условиями процесса, в первую очередь режимом CO_2 в растворах. Примером могут быть метасоматически измененные железистые породы Желтореченской полосы Криворожья (табл. 54, рис. 45).

Сидерит наблюдается в альбитизированных эгиринитах, его

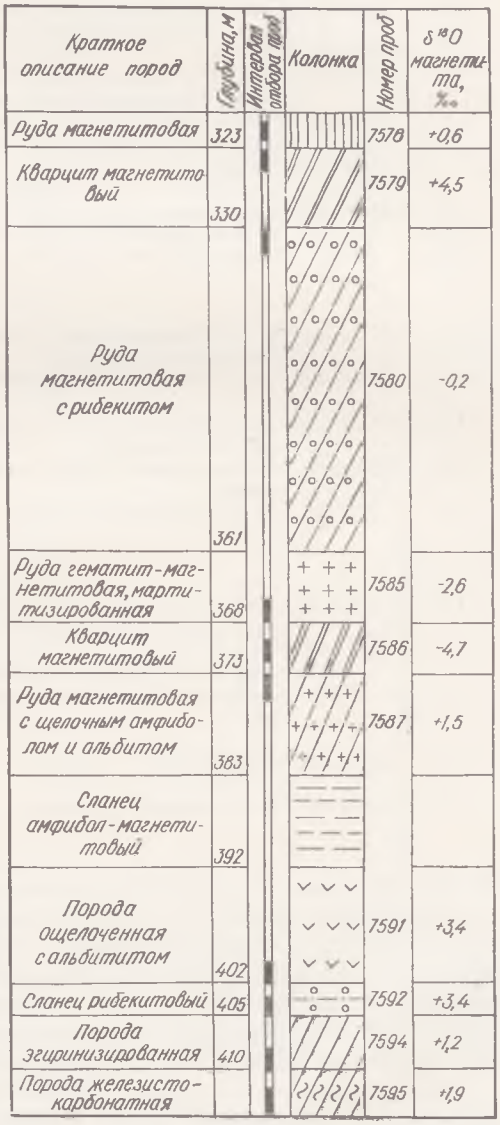

Рис. 45. Стратиграфическая колонка скв. 8180 (рудник Желтореченский)

Таблица 54

Номер пробы	Номер образца	Место отбора	Порода
			Метасоматические
1	7594	Криворожье, рудопроявление «Желтые воды», скв. 8180	Порода эгирин-карбонатная
2	7595	То же	Порода карбонат-эгириновая
3	120/525	Белозерское месторождение. Южный уч-к	Кварцит магнетитовый, карбонатизированный
4	18502/62	Среднее Побужье, Молдовский уч-к, скв. 18 502	Порода карбонат-магнетитовая
5	18253/7	Среднее Побужье, Молдовский уч-к, скв. 18 253	То же
6	2920/20	Северо-западная часть Украинского щита, Юровский уч-к, скв. 2920	Скарн диопсид-скаполитовый
7	2920/23	То же	Скарн скаполитовый
8	8279/116	Северо-западная часть Украинского щита, Гнилецкий уч-к, скв. 8279	Мрамор
	8279/116	Северо-западная часть Украинского щита, Гнилецкий уч-к, скв. 8279	Скарн форстерит-диопсидовый
	8279/116	То же	То же
9	16 573	Сурский р-н, скв. 10 422	Порода тальк-магнезитовая
10	10 047/160	Верховцевский р-н, скв. 10 047	То же
11	10 634	Верховцевский р-н, скв. 10 634	Порода магнезитовая с доломитом
12	30-Л	Конкский р-н, скв. 30	Порода тальк-магнезитовая
			Гидротермальные
		Южно-Волновахский разлом, с. Новотроицкое	
13	Дб107/225	Балка Мокрая Мандрыкина	Приразломные трещинные жилы в гранитоидах фундамента
14	Дб100/205	Юго-восточный склон балки Мокрой Мандрыкины	Трещинные жилы и карбонатизированные брекчии
15	Дб209/80	Юго-восточный склон балки Барсуковой	Трещинные жилы в окварцованных песчаниках
16	Дб1/68	с. Новотроицкое, карьер	Околокарстовые нарушения с крупными кристаллами кальцита в доломитизированных известняках
17	Дб14/68	Южный Донбасс, Еленовское месторождение, Комсомольский уч-к	Известняк доломитизированный
	Дб14/68	То же	То же
		Подольско-Приднестровский разлом	
18	3442	с. Немия, западный склон обнажения	Прожилки с галенитом в грубозернистом песчанике могилевской свиты
19	14673/289	с. Ольховец	Трещинные жилы в гранитоидах фундамента
20	14671/409	г. Могилев-Подольский	Карбонат, выполняющий зияющие трещины в гранитоидах фундамента

содержание изменяется от 2 до 60%. При этом значение $\delta^{18}O$ варьирует в пределах 5,8—11,3‰, а $\delta^{13}C$ (—2,2‰) не изменяется. Интересно отметить, что в магнетите, ассоциирующем с сидеритом, содержание изотопа ^{18}O уменьшается по мере увеличения количества карбоната и составляет 1,9—1,2‰. В сравнении с первично-осадочным сидеритом эпигенетический карбонат обеднен ^{18}O и обогащен ^{13}C.

Совокупность полученных данных позволяет предположить, что карбонатизация железистых пород происходила в локальной зоне. Гидротермы, сформировавшиеся за счет метеорных вод, проникали на значительные глубины по тектонически ослабленным зонам. Они обогащались

Распределение изотопов кислорода и углерода в карбонатах метасоматического и гидротермального происхождения

Минерал	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
карбонаты			
Сидерит	—2,0	13,7	Луговая И. П., 1976 (Коваль В. Б.)
»	—2,2	5,8	То же
»	+1,1	10,1	Публикуется впервые (Ладиева В. Д.)
Доломит	—2,0	11,7	Щербак Н. П. и др., 1978г
Кальцит	—3,4	11,0	То же
»	+0,4	17,7	» »
»	—0,8	15,5	Загнитко В. Н., 1979а
Доломит	+2,3	21,2	То же
Кальцит	—2,3	21,0	» »
			» »
Доломит	—1,8	19,2	
Магнезит	+1,0	18,0	Публикуется впервые (Бордунов И. Н.)
»	—3,5	17,1	Публикуется впервые (Стульчиков В. А.)
Доломит		17,5	То же
Магнезит	—2,0	15,8	Публикуется впервые (Ладиева В. Д.)
карбонаты			
Доломит	—0,7	15,3	Нечаев С. В., 1973 (Данные $\delta^{13}C$ публикуются впервые)
Кальцит	—1,0	10,4	То же
Доломит	—1,7	11,6	» »
Кальцит	—1,1	7,4	» »
»	+3,8	21,0	» »
Доломит	+5,0	24,2	» »
Кальцит	—6,5	10,6	» »
»	—7,3	10,4	» »
»	—6,9	6,9	Нечаев С. В., 1973

анионами CO_3^{2-} и HCO_3^- при прохождении карбонатных толщ верхней свиты Криворожья, для которых $\delta^{18}O_{ср} = 21,7‰$ и $\delta^{13}C_{ср} = +0,4‰$.

Железисто-кремнистые породы Белозерского месторождения, подвергшиеся воздействию щелочного метасоматоза, отличаются от пород криворожской серии более широким развитием карбонатов, представленных сидеритом, сидероплезитом и анкеритом. Изотопный состав кислорода и углерода сидерита этого района (табл. 54) сопоставим с таковым сидеритов Желтореченского уч-ка Криворожья.

В центральной части Украинского щита, в Верховцевском, Сурском и Конкском районах, широко проявилась серпентинизация ультраосновных

пород. В процессе гидротермального карбонатного метасоматоза формировались тальк-серпентин-магнезитовые и тальк-магнезитовые породы, являющиеся продуктами изменения ультрабазитов. Содержание магнезита в тальк-серпентин-магнезитовых породах изменяется от 20 до 90%. В тальк-магнезитовых породах количества магнезита и талька обычно или равны, или близки к этому. Мощность пластов магнезитсодержащих пород широко меняется, достигая па отдельных участках 300 м.

Анализ изотопного состава кислорода магнезита из различных районов (табл. 54) показал близкие значения $\delta^{18}O$ (15,3—18,0‰), характерные для метасоматических образований. Изученные магнезиты по изотопному составу кислорода резко отличаются от первично-осадочных магнезитов Родезии, имеющих высокие значения $\delta^{18}O$, в среднем около 24‰ (Perry, Tan, 1972; Schidlowski a. o., 1975). В доломите из тальк-магнезитовой породы также отмечено более низкое содержание изотопа ^{18}O, чем в осадочных карбонатах. Однако значения $\delta^{13}C$ магнезитов (табл. 54) показывают, что в гидротермально-метасоматическом процессе участвовал CO_2 с углеродом осадочного происхождения.

Большой интерес представляет изучение изотопного состава известковых и магнезиальных скарнов, с проявлениями которых связаны некоторые полезные ископаемые. Такое исследование выполнено В. Н. Загнитко (1979а) для скарнов Юровского и Гнилецкого участков Кочеровского синклинория. Здесь процессы скарнирования связаны с воздействием интрузий житомирских гранитов на осадочно-метаморфические карбонатные породы. Вследствие поступления кремнезема в экзоконтактной зоне происходила дедоломитизация. Данные В. Н. Загнитко, приведенные в табл. 54, показывают, что образовавшийся кальцит имеет различный изотопный состав кислорода и углерода.

На Юровском уч-ке известковый скарн отличается от исходной карбонатной породы более низкими значениями $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$. Кроме того, фиксируется уменьшение содержания тяжелых изотопов этих элементов по мере увеличения степени замещения карбонатных минералов силикатами.

На Гнилецком уч-ке магнезиальный скарн отличается от неизмененного мрамора только по изотопному составу углерода. Значение $\delta^{13}C$ в доломитовом мраморе составляет +2,3‰, в скарне кальцита — 2,3‰, в реликтовом доломите — 1,8‰. По изотопному составу кислорода кальцит и доломит скарна существенно не отличаются от мрамора ($\delta^{18}O$ = 21,2‰). В. Н. Загнитко полагает, что это обусловлено тяжелым изотопным составом кислорода в метасоматическом растворе, обогащение которого изотопом ^{18}O происходило в ходе изотопного обмена с карбонатными породами по мере удаления раствора от интрузии.

Таким образом, при скарнировании доломитовых пород образующийся вследствие дедоломитизации кальцит может давать представление о кислородно-изотопном составе метасоматических растворов.

Карбонаты гидротермального происхождения в виде прожилков, линз и жил различной мощности широко развиты в гранитоидах фундамента и окварцованных песчаниках. В верхнедокембрийских и палеозойских толщах склонов Украинского щита с гидротермальной карбонатизацией связаны полиметаллические, ртутные, флюоритовые и другие рудопроявления (Нечаев, 1973, 1978). Оруденения приурочены к определенным стратиграфическим уровням и трещинным структурам в гранитоидах фундамента. Наиболее широко проявляется гидротермальная минерализация в Волновахской (Приазовье) и Подольской (Приднестровье) зонах разломов. Вопрос о генезисе этих рудопроявлений остается дискуссионным. Высказываются предположения о магматогенно-гидротермальной минерализации (Древин и др., 1968) и об осадочно-диагенетическом происхождении оруденения стратиформного и трещинно-жильного типов (Ткачук, Жовинский, 1968; Нечаев, 1973, 1978).

В связи с изложенным представляет интерес исследование изотопного состава кислорода и углерода карбонатов из приразломных трещинных жил в гранитоидах фундамента и из прожилков в грубозернистых песчаниках, приуроченных к зонам разломов. По инициативе С. В. Нечаева нами был изучен изотопный состав кислорода гидротермальных карбонатов. Позже были проведены определения изотопного состава углерода в тех же образцах, что позволило несколько иначе интерпретировать изотопные данные, чем это сделал С. В. Нечаев (1973).

В табл. 54 показано резкое различие значений $\delta^{13}C$ для карбонатов Волновахской и Подольской зон и одинаковые вариации $\delta^{18}O$. Кальцит и доломит трещинных жил в гранитоидах фундамента и окварцованном песчанике из Южно-Волновахской зоны разломов вне зависимости от глубины залегания имеют значения $\delta^{13}C$ (от —0,7 до —1,7‰), характерные для углерода осадочного происхождения. В пределах района наблюдается значительное площадное развитие карбонатных отложений. Доломитизированные известняки отличаются от жильных карбонатов повышенным содержанием изотопов ^{13}C и ^{18}O, что отражает различие физико-химических условий кристаллизации. Так, кальцит обр. Дб14/68 имеет значения $\delta^{13}C$ (+3,8‰) и $\delta^{18}O$ (21,0‰), свидетельствующие об осаждении карбоната в морском бассейне при температуре 25° С, возможно, на мелководных отмелях. Доломит из того же образца характеризуется несколько повышенным содержанием тяжелых изотопов углерода и кислорода, указывающим на смену обстановки в период доломитизации.

Значительные вариации изотопного состава кислорода жильных карбонатов (7,4—15,3‰) являются следствием различного температурного режима гидротермального процесса и, возможно, различной природы растворов. По данным С. В. Нечаева, максимальная температура кристаллизации жильного карбоната (табл. 54, проба 14) порядка 200° С. Для этой пробы нами рассчитан изотопный состав раствора по формуле Дж. О'Нила и Р. Клейтона (O'Neil, Clayton, 1969). Полученное значение $\delta^{18}O$ (H_2O) составляет 0,4‰, что свидетельствует об участии в процессе карбонатизации захороненных морских вод.

Так как для других карбонатов Подольской зоны нет данных о температурах образования, поэтому судить о природе гидротермальных растворов трудно. Если исходить из возможного интервала температур 150—200° С, то для обр. Дб 107/225 и Дб209/80 (табл. 54) можно получить $\delta^{18}O$ (H_2O) от — 4,9 до—0,8‰, т. е. изотопные значения, характерные для метеорных и морских вод.

Таким образом, данные изотопного состава кислорода и углерода жильных карбонатов Южно-Волновахской зоны разломов подтверждают вывод С. В. Нечаева (1973) о нисходящем движении растворов, представляющих собой морские или метеорные воды.

В Подольско-Приднестровском районе изотопный анализ углерода показал иной характер карбонатизации, чем в Южно-Волновахской зоне (табл. 54). Кальцит из приразломных трещин в гранитоидах фундамента (обр. 14673/289, 14671/409) и из прожилков и линз в грубозернистом песчанике могилевской свиты имеют близкие значения $\delta^{13}C$ (от —7,3 до —6,5‰). Такой изотопный состав углерода характерен для карбонатных пород глубинного происхождения (карбонатитов, кимберлитов). Изотопный состав кислорода жильных кальцитов варьирует в пределах 6,9—10,6‰, что также соответствует диапазону значений ^{18}O глубинных образований, хотя такой изотопный состав могут иметь и карбонаты иного генезиса, например, в Южно-Волновахской зоне. По данным С. В. Нечаева, сульфиды, ассоциирующие с жильными карбонатами Подольско-Приднестровского района, по изотопному составу серы гомогенны и близки к метеоритному стандарту ($\delta^{34}S$ составляет от +2,3 до +3,0‰). Тот же автор отмечает, что по разрезу сверху вниз наблюдается обогащение изотопом ^{32}S.

Таким образом, данные о распределении изотопов легких элементов (углерода, кислорода, серы) в карбонатах Подольской зоны разломов свидетельствуют о глубинном характере гидротерм и связи карбонатизации с тектоно-магматической активизацией. Этот вывод не согласуется с представлениями С. В. Нечаева о роли вадозных вод в процессе формирования рудных карбонатных жил, выполняющих трещины в гранитоидах фундамента западной части Украинского щита.

3. КАРБОНАТИТЫ

Карбонатитовые комплексы Канады, Швеции и Африканского континента хорошо изучены в отношении геохимии изотопов легких элементов (Conway, Taylor, 1969; Deines, 1970; Denaeyer, 1970; Виноградов и др., 1971, 1978; Deines, Gold, 1973). В Советском Союзе карбонатитовые комплексы Кольского п-ова, Саян, Алдана и некоторые другие изучались

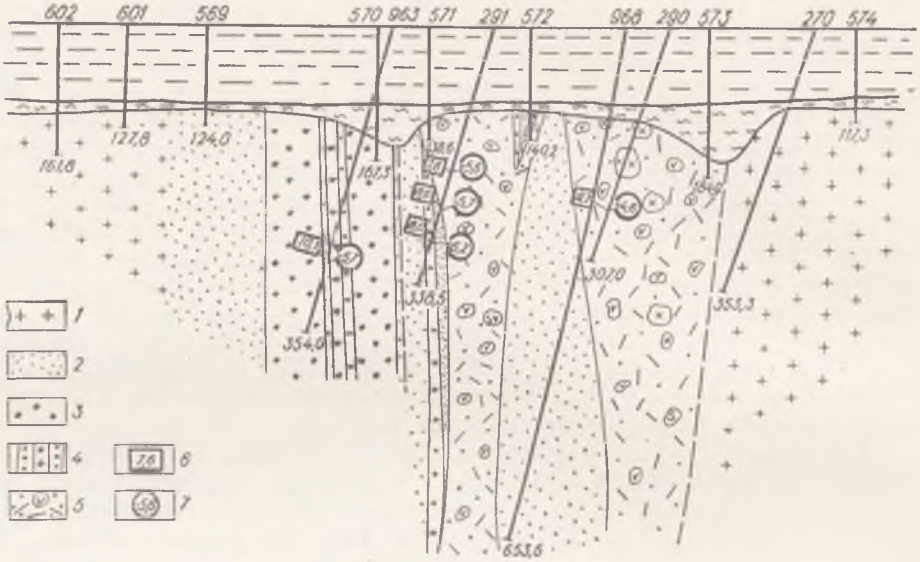

Рис. 46. Схематический поперечный разрез через северную часть Черниговской зоны разломов:

1 — вмещающие породы (мигматиты, гнейсы, граниты, кристаллосланцы, амфиболиты); *2* — фениты, щелочные сиениты; *3* — канадиты; *4* — альвикиты; *5* — сёвиты; *6* — $\delta^{18}O$ карбоната, ‰; *7* — $\delta^{13}C$ карбоната, ‰

рядом исследователей (Кухаренко, Донцова, 1962; Донцова и др., 1977; Галимов и др., 1974; Коржинский, Мамчур, 1978б), но при этом определялся изотопный состав только одного элемента (кислорода или углерода).

В пределах Украинского щита комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов приурочен к Черниговской зоне разломов в Приазовье. В карбонатитах Черниговской зоны до недавнего времени были определены только значения $\delta^{18}O$ нескольких образцов карбонатов (Луговая и др., 1976; Донцова и др., 1977). Проведение совместных кислородно- и углеродно-изотопных анализов в комплексе с минералого-петрографическим изучением представляется нам актуальной задачей в связи с дискуссией по вопросу генезиса карбонатитов и источника их вещества. Некоторые исследователи считают их продуктами постмагматической пневмато-гидротермальной деятельности (Осадчий, Стадник, 1977). Наряду с этим высказывается предположение об интрузивном происхождении карбонатитов, путем инъекции и последующей кристаллизации особой карбонатной магмы (Глевасский, Кривдик, 1978).

Таблица 55

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатитах Черниговской зоны

Номер пробы	Место отбора	Порода	Минерал	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
1	Скв. 963, гл. 280 м	Сёвит биотитовый	Кальцит	—5,7	10,1	Луговая И. П. и др., 1978б (Кривдик С. Г.)
2	Скв. 84, гл 281 м	То же	»	—6,0	9,0	Луговая И. П. и др., 1978б (Жуков Г. В.)
3	Скв. 291, гл. 303 м	Сёвит амфибол-биотитовый	»	—6,2	8,0	Луговая И. П. и др., 1978б (Кривдик С. Г.)
4	Скв. 291, гл. 255 м	То же	»	—5,7	8,6	То же
5	Скв. 626, гл. 86 м	» »	»	—5,8	10,7	Луговая И. П. и др., 1978б (Осадчий В. К.)
6	Скв. 255, гл. 297 м	Сёвит пироксен-амфибол-биотитовый	»	—6,5	10,8	Луговая И. П. и др., 1978б (Кривдик С. Г.)
7	Скв. 255, гл. 350 м	Сёвитовая брекчия	»	—4,5	10,0	То же
8	Скв. 971, гл. 286 м	Альвикит	»	—5,1	5,3	» »
9	Скв. 291, гл. 189 м	Бефорсит доломит-кальцитовый	»	—5,6	7,6	» »
10	Скв. 971, гл. 242 м	То же	»	—6,3	6,1	» »
11	То же	» »	Доломит	—5,9	7,2	» »
12	Скв. 290, гл. 223 м	Бефорсит доломитовый с оливином	»	—4,6	9,7	» »
13	Скв. 191, гл. 289 м	Бефорсит магнетит-апатитовый	»	—6,4	11,7	Луговая И. П. и др., 1978б (Осадчий В. К.)
14	Скв. 84, гл. 244 м	Бефорсит доломит-биотитовый	»	—6,0	10,1	То же
15	Скв. 84, гл. 267 м	Кальцитовый прожилок	Кальцит	—6,1	9,9	» »
16	Скв. 217	Карбонатит кальцитовый	»	—	8,5	Донцова Е. И. и др., 1977
17	Скв. 291	То же	»	—	6,6	То же
18	Скв. 271	» »	»	—	8,0	» »
19	То же	» »	»	—	8,1	» »
20	Скв. 188	» »	»	—	8,2	» »
21	Скв. 270	» »	»	—	9,7	» »
22	Скв. 270	Кальцит карбонатитовый с флогопитом, апатитом, магнетитом, пирротином	»	—	6,6	» »

Черниговский докембрийский карбонатитовый комплекс имеет линейно вытянутую форму, залегает среди высокометаморфизованных (гранулитовая и амфиболитовая ступени) пород лозоватской свиты докембрия, сложен щелочными ультрабазитами, нефелиновыми сиенитами, карбонатитами и фенитами. Интрузивные силикатные породы и карбонатиты залегают в виде крутопадающих и вертикальных даек. Мощность даек карбонатитов изменяется от нескольких сантиметров до 100 м и более. Преобладают дайки мощностью от 2 до 40 м. Выделяются три главные разновидности карбонатитов (Лапитский и др., 1974; Глевасский, Кривдик, 1977; Луговая и др., 1978б).

Сёвиты — кальцитовые карбонатиты, содержащие переменные количества биотита, эгирина, салита, эденитовой роговой обманки и апатита.

Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, колумбитом, пирохлор-гатчеттолитом, магнетитом и сульфидами. В карбонатах сёвитов $\delta^{18}O$ составляет 8,0—10,7‰, $\delta^{13}C$ — от —5,7 до — 6,2‰.

Альвикиты — кальцитовые карбонатиты с оливином, флогопитом, диопсидом, эгирином, салитом, апатитом и магнетитом. Акцессорные минералы: циркон, ильменит (пикроильменит), сульфиды, редко гатчеттолит, монацит. В карбонатах альвикитов значения $\delta^{18}O$ составляют 5,3‰, $\delta^{13}C$ равны —5,1‰.

Бефорситы — доломитовые и доломит-кальцитовые карбонатиты с оливином, флогопитом, апатитом и магнетитом. Акцессорные минералы: бадделеит, циркон, цериевый фергусонит, колумбит, монацит, пирохлор, гатчеттолит, анкилит, карбоцернаит, шпинели (в том числе ганит), сульфиды. В карбонатах бефорситов значения $\delta^{18}O$ составляют 6,1—11,7‰, $\delta^{13}C$ — от —4,6 до —6,4‰.

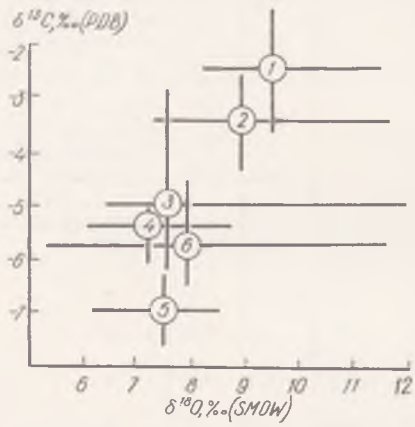

Рис. 47. Диапазон вариаций и средние значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в различных интрузивных карбонатитовых комплексах (Deines, Gold, 1973; см. табл. 55)

1 — Тороро Хилл; *2* — Сукулу Хилл; *3* — Ока; *4* — Альнё; *5* — Лаахер-Си; *6* — Черниговская зона

Изотопный состав кислорода и углерода изучен в трех отмеченных минеральных разновидностях карбонатитов (табл. 55). Пробы отбирались в центральной и приконтактной частях карбонатитовых даек разной мощности, залегающих среди фенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов и щелочных пироксенитов (рис. 46).

В итоге проведенного исследования карбонатитов Черниговской зоны установлено:

1. Изученные карбонаты имеют низкое содержание изотопов ^{18}O и ^{13}C. Значения $\delta^{13}C$ кальцита и доломита варьируют в очень узких пределах (от —4,6 до —6,4‰), диапазон вариаций $\delta^{18}O$ несколько шире (5,3—11,7‰).

2. Кальциты и доломиты во всех изученных разновидностях карбонатитов по $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ существенно не отличаются.

3. Сосуществующие доломит и кальцит бефорситов характеризуются одинаковыми значениями $\delta^{13}C$ и более высоким содержанием изотопа ^{18}O в доломите.

Изотопный состав углерода и его гомогенность во всех минеральных разновидностях карбонатитов описываемого района однозначно указывают на его глубинный источник. Это подтверждается также результатами изотопного анализа графита ($\delta^{13}C$ = —7,7‰) и определением в кальците из сёвита отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, равного 0,701.

Небольшой разброс значений $\delta^{18}O$ (не более 3‰) относительно среднего (8,2‰), характерного для интрузивных карбонатитов, отсутствие зависимости $\delta^{18}O$ карбонатов от минерального состава карбонатитов и вмещающих щелочных пород, близкий изотопный состав легких элементов в карбонатных минералах, дайкообразная форма карбонатитовых тел, взаимоотношения с вмещающими толщами и высокие температуры кристаллизации наилучшим образом объясняются с точки зрения их интрузивно-магматической природы.

Небольшие вариации значений $\delta^{18}O$ в карбонатитах, возможно, обусловлены: 1) гетерогенностью условий кристаллизации карбонатитов; 2) некоторым фракционированием изотопов кислорода в связи с взаимодействием карбонатитов с вмещающими породами; 3) автометасоматическими наложенными процессами, происходящими при остывании карбонатитов.

Исследованные карбонатиты отличаются от мраморов и кальцифиров Украинского щита (табл. 51, рис. 43) низким содержанием тяжелых изотопов кислорода и углерода.

По данным изотопного состава (рис. 47) карбонатиты Черниговской зоны сопоставимы с такими интрузивными комплексами пород, как Ока, Альнё, Лаахер-Си и др. (Deines, Gold, 1973).

Таким образом, особенности распределения изотопов кислорода, углерода и стронция в комплексе с геологическими данными указывают на интрузивно-магматическое происхождение карбонатитов Черниговской зоны.

4. ПРИМЕНЕНИЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ВЫЯСНЕНИЯ ГЕНЕЗИСА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Результаты выполненного нами изотопно-геохимического исследования докембрийских карбонатных пород Украины и литературные данные (Донцова и др., 1977; Виноградов, Кулешов, 1976; Коржинский, Мамчур, 1978б) показали, что вследствие вариаций изотопного состава легких элементов в осадочно-метаморфических и особенно в гидротермально метасоматических карбонатах возможно перекрытие диапазонов их изотопных значений с таковыми значениями карбонатитов. Поэтому данные изотопного состава одного элемента не могут быть надежным критерием для выделения генетических типов карбонатов. В. И. Виноградов и В. Н. Кулешов (1976) отмечают, что низкие значения $\delta^{13}C$ карбонатов нельзя считать однозначным критерием ювенильного происхождения углеродного вещества. То же нетрудно показать на примере изотопного распределения кислорода и стронция.

Как изотопно-геохимические критерии выделения генетических типов карбонатных пород мы использовали изотопные данные комплексов пород, генезис которых не вызывает сомнений у большинства геологов. Сюда входят карбонатиты Черниговской зоны, мраморы и кальцифиры Приазовья, Криворожско-Кременчугской зоны и бассейна р. Тетерева, а также карбонаты гидротермально-метасоматического происхождения Приазовья и западной части Украинского щита.

По опорным изотопным данным кальцита и доломита построен график в координатах $\delta^{18}O$ (стандарт SMOW) и $\delta^{13}C$ (стандарт PDB) и определены диапазоны изотопных значений (рис. 48), характерные для мраморов, кальцифиров и карбонатитов. Причем для последних использовались, кроме наших данных, результаты изотопного анализа кислорода, приведенные Е. И. Донцовой с соавторами (1977) для семи образцов карбонатитов Новополтавского месторождения, входящего в Черниговскую зону. Полученные диапазоны значений $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ для карбонатов докембрия Украины хорошо вписываются в эти квадраты, построенные на основании многочисленных литературных данных по изотопному составу кислорода и углерода для мраморов, кальцифиров и карбонатитов различных регионов мира. Так, использованы результаты изотопных анализов, полученные советскими исследователями для 12 и зарубежными — для 22 карбонатитовых массивов.

Как видно на графике (рис. 48), карбонатиты четко отличаются по кислородно-изотопным значениям от мраморов и кальцифиров, но диапазоны значений $\delta^{13}C$ частично перекрываются. Литературные данные и результаты наших измерений отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонатах также показали существенное различие отношения изотопов стронция. Для осадочно-метаморфических пород характерны отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,707 и выше, для карбонатитов — в пределах 0,700—0,705 (Фор, Пауэлл, 1974; Пауэлл, Белл, 1976).

Самым сложным представляется диагностика гидротермально-метасоматических образований, которые иногда по минеральному составу не

отличаются от карбонатитов, содержат апатит и редкометальную минерализацию. Кальцит и доломит таких пород характеризуется широким разбросом значений $\delta^{18}O$ (11—24,0‰) и $\delta^{13}C$ (от —7,0 до +5,5‰). Изотопные отношения стронция более определенно указывают на коровый или мантийный источник вещества, но в ряде случаев их однозначная интерпретация затруднена.

Следует отметить, что при исследовании пород метасоматического генезиса ценную информацию дает сопоставление распределения изотопов углерода карбонатов с вещественным составом породы.

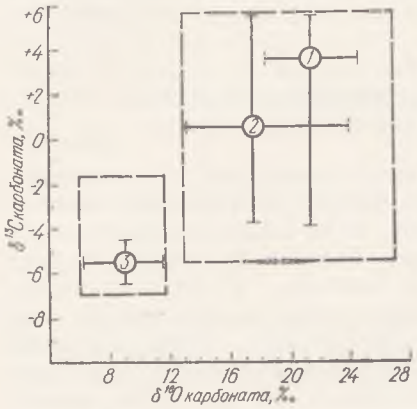

Рис. 48. Поля изотопных значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ докембрийских карбонатных пород Украинского щита (сплошная линия) и различных регионов мира (штриховая линия).

(См. табл. 51; Галиков и др., 1974; Кухаренко, Донцова, 1962; Виноградов и др., 1978; Сидоренко, Борщевский, 1977; Коржинский, Мамчур, 1978б; Degens, Epstein, 1964; Sheppard, Schwarcz, 1970; Deines, Gold, 1973; Schidlowski a. o., 1976).

Цифры в кружках: *1* — мраморы; *2* — кальцифиры; *3* — карбонатиты. Пересечение линий — средние значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$.

Таким образом, критерием выделения карбонатитов, как правило, могут быть данные изотопного состава кислорода и углерода. Если этой информации недостаточно, то необходимо использовать отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в карбонате.

Разумеется, основа диагностики карбонатитов должна базироваться в первую очередь на традиционных геологических методах исследований. При поиске и разведке месторождений карбонатитов изотопно-геохимические критерии являются не единственными, но наиболее эффективными.

Руководствуясь изложенными принципами и используя график (рис. 48), мы провели комплексное исследование карбонатных пород Приднестровья, Побужья, Казанковской и Покрово-Киреевской структурных зон в целях выяснения их генезиса.

Наличие ультраосновных щелочных пород, приуроченность карбонатов к зонам глубинных разломов, содержание в карбонатах апатита и повышенных редкометальной и редкоземельной минерализаций, а также другие признаки подтверждают перспективность поиска карбонатитов в отмеченных районах.

Некоторым подобием Черниговской зоны является **Молдовская структура** на Среднем Побужье. Здесь также прослежен глубинный разлом, в зоне которого обнаружены своеобразные карбонат-магнетитовые породы с повышенной редкометальной минерализацией. Содержание магнетита — от 5 до 70%. Карбонаты представлены доломитом, реже кальцитом и брейнеритом. Вмещающие толщи (кристаллосланцы, безрудные кальцифиры и мраморы, железистые кварциты) часто брекчированы и метасоматически изменены.

Для карбонатов рудной толщи характерны узкий диапазон значений $\delta^{18}O$ (11,0—12,7‰) и несколько шире вариации $\delta^{13}C$ (от —2,0 до —4,9‰), причем с повышением содержания в породе магнетита концентрация тяжелого изотопа углерода в карбонате понижается (Щербак и др., 1978г; Загнитко, 1978).

Вмещающие безрудные карбонатные толщи отличаются от рудных повышенными значениями $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ (—1,1 и 15,8‰ соответственно).

Чередование безрудных карбонатных толщ и карбонат-магнетитовых пород вообще характерно для всего Среднего Побужья.

Изотопный и вещественный составы безрудных карбонатных пород (табл. 51) свидетельствуют об их осадочно-метаморфическом происхождении

Таблица 56

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах неопределенного происхождения

Номер пробы	Место отбора	Минеральный состав (%)	Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
		Среднее Побужье				
	Молдовский уч-к					
1	Скв. 18 507	Ка (50), До (30), Фо (13), Сп, Шп (2), Мг (5)	Кальцит	15,7	+1,1	Щербак Н. П. и др. 1978г
	То же	То же	Доломит	17,0	+0,1	То же
2	Скв. 18 502	До (70), Ка (22), Мг (8), Шп (1)	»	11,7	—2,0	» »
3	Скв. 18 251	Ка (50), Фо (20), Ди (10), Мг (20)	Кальцит	11,9	—3,1	» »
4	Скв. 18 375	До (70), Фо (5), Мг (25)	Доломит	11,0	—3,4	Загнитко В. Н., 1979б
5	Скв. 18 502	Ка (30), Ол (30), Мг (30), Амф (10)	Кальцит	11,2	—4,4	То же
		Приднестровье				
	с. Маньковцы					
6	Скв. 4973	Ка, Ди, Фл	Кальцит	15,8	0,0	Щербак Н. П. и др., 1978в (Мельничук Э. В.)
7	Скв. 4973	Ка, Ди, Фл	»	16,4	+3,0	Щербак Н. П. и др., 1978в (Царовский И. Д.)
8	Скв. 4996	До, Фо, Ка	Доломит	17,3	+2,8	То же
9	То же	Ка	Кальцит	15,7	+4,4	» »
		Западно-Ингулецкая зона				
	Казанковский уч-к					
10	Скв. 1349	Ка (70), Сп (15), Фо (7), Ди (3)	Кальцит	17,0	+2,8	Щербак Н. П., Луговая И. П., 1978 (Курлов Н. С.)
11	Скв. 1355	То же	»	15,0	+2,0	То же
12	Скв. 1195	Ка (65), Си (20), Ди (8), Фл (3)	»	20,8	+5,9	» »
13	Скв. 16 814	До, Ка (80), Сп (10), Фл (5)	»	16,2	—4,3	» »
14	Скв. 16 938	То же	»	18,6	—12,5	» »
15	Скв. 1432	Ка (70), Фо (25), Акт (5)	»	17,2	+3,5	» »
16	Скв. 9112	То же	»	17,0	+1,1	» »

Условные обозначения минералов: До — доломит, Ка — кальцит, Фо — форстерит, Фл — флогопит, Сп — серпентин, Си — сидерит, Шп — шпинель, Мг — магнетит, Амф — амфибол, Ол — оливин, Ди — диопсид, Акт — актинолит.

Карбонат-магнетитовые породы отличаются низкими содержаниями тяжелых изотопов углерода (от —2,0 до —5,9‰) и кислорода (11,0—15,3‰). Установление их генезиса представляло сложную задачу, так как диапазоны значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ для карбонат-магнетитовых пород и карбонатитов несколько перекрываются. Поэтому нами определено отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в двух образцах и получены значения 0,707 и 0,716, свидетельствующие о коровом источнике вещества. По совокупности полученных данных карбонат-магнетитовые породы данного района являются продуктом железистого метасоматоза и их можно считать рудными кальцифирами.

В **Приднестровье** карбонатные и карбонат-силикатные породы расположены в зоне Днестровского глубинного разлома, иногда их расположение напоминает кольцевые структуры. Исследователи, изучавшие эти по-

Таблица 57

Изотопный анализ карбонатов Покрово-Киреевского массива (Публикуется впервые; коллекция Стадник В. А.)

Номер пробы	Характеристика карбонатов и их геологическое положение	Вмещающая порода	Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
1	Карбонатный материал, цементирующий брекчию; скв. 27г	Ортоклазит брекчированный	Доломит	15,7	+2,0
2	Прожилки карбоната мощностью 1 см, секущие породу; скв. 27г	Ортоклазит ожелезненный	»	22,8	—10,4
3	Прожилки карбоната (1—3 мм); скв. 31г	Базальт карбонатизированный	Кальцит	24,2	—6,8
4	Прожилки карбоната (5—8 мм); скв. 31г	Базальт хлоритизированный	»	10,2	—4,0
5	Прожилки карбоната (5—10 мм); скв. 31г	Базальт неизмененный	»	15,5	—2,8
6	Прожилок карбоната в дайке оливинита; скв. 521	Базальт с дайками карбонатизированного оливинита	Доломит	13,8	—1,5
7	Прожилок карбоната (1—5 мм) в дайке лампрофира; скв. 589	Лампрофир карбонатизированный	»	15,9	—0,5
8	Обособленное тело мощностью 7 м среди базальтов; скв. 2181	Базальт афанитовый	Кальцит	15,6	—1,2

роды, выделяют здесь метаморфические и метасоматические разновидности (Жеру, 1972; Венидиктов, 1978). Пространственно последние почти всегда совмещены, однако метасоматические «кальцифиры» приурочены всегда к зонам разломов.

Изотопный состав карбонатных пород показал их обособленное положение среди подобных пород днестровско-бугской серии, особенно по значениям $\delta^{13}C$ (от 0,0 до +4,4‰). Это самые высокие значения для западной части Украинского щита. Характерно, что особой разницы по $\delta^{13}C$ между жильными и пластовыми карбонатными телами не выявлено, в то время как по $\delta^{18}O$ эта разница четко фиксируется (табл. 56).

Вещественный состав пород и изотопные данные, особенно положительные значения $\delta^{13}C$, однозначно свидетельствуют об осадочно-метаморфическом происхождении карбонатных пород Приднестровья и позволяют рассматривать их как кальцифиры.

Казанковская зона разломов расположена в центральной части Украинского щита в бассейне р. Ингула. Она прослеживается в поле гранитоидов кировоградско-житомирского комплекса и приурочена к восточному контакту Долинского гранитного массива. По данным В. Л. Бойко, Ю. В. Кононова и др. (1976), здесь интенсивно развиты процессы щелочного, карбонатного, фосфорного и кварцевого метасоматоза. Наряду с толщами мраморов и кальцифиров, согласно залегающими среди гранитоидов, в зоне разломов наблюдаются карбонат-силикатные породы различной пространственной ориентировки. Наличие ниобия и фосфора (до 12% апатита) явилось основанием для предположения о глубинном источнике карбонатного материала и для сопоставления карбонат-силикатных пород Казанковской зоны с карбонатитами Черниговской зоны.

Результаты изотопных исследований (табл. 56) позволили выделить в пределах Казанковской зоны три генетические группы карбонатов.

1. Мраморы и кальцифиры с высоким содержанием тяжелых изотопов ($\delta^{18}O_{ср} = 21,5‰$; $\delta^{13}C_{ср} = +5,7‰$) представляют собой типичные осадочно-метаморфические образования.

2. Карбонат-силикатные породы, представленные в основном форстерит-кальцитовыми и серпентин-кальцит-доломитовыми разностями, характеризуются значениями: $\delta^{18}O_{ср} = 17{,}0‰$; $\delta^{13}C_{ср} = +2{,}8‰$. По изотопным данным и вещественному составу они сопоставимы с кальцифирами других районов Украинского щита (бассейн р. Тетерева, Среднее Побужье, Приазовье). Пониженное содержание изотопов ^{18}O и ^{13}C по сравнению с карбонатами первой группы указывает на наличие в породе карбонатов метаморфогенного происхождения.

3. Наиболее низкая концентрация изотопа ^{13}C (от —12,8 до —4,3‰) при довольно высоком содержании изотопа ^{18}O (24,6—16,2‰) отмечена в карбонатах гидротермально-метасоматического происхождения, представленных кальцитом и сидеритом.

Значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$, характерные для карбонатов карбонатитовых комплексов пород (рис. 47), в Казанковской зоне не обнаружены. Распределение изотопов кислорода, углерода и отношение стронция $^{87}Sr/^{86}Sr$, равное 0,706, в карбонат-силикатных породах Казанковской зоны позволяют отнести эти породы к кальцифирам.

Покрово-Киреевский массив расположен в зоне сочленения Украинского щита и Донбасса. Геология района еще недостаточно хорошо изучена. Определенный интерес вызывают карбонатные жилы и прожилки на контакте щелочных интрузий с покровными эффузивами. Карбонаты представлены кальцитом, доломитом и магнезитом (табл. 57). Изотопные значения для кальцита: $\delta^{18}O$ составляют 14,2—15,6‰, $\delta^{13}C$ — от —2,8 до —1,2‰; доломит отличается от кальцита только более тяжелым изотопным составом углерода (от —1,5 до +2,0‰). Выводы о наличии или отсутствии карбонатитов в этом районе еще преждевременны. По имеющимся данным можно предполагать, что источником вещества для гидротермальных карбонатных образований прожилкового типа явились широко развитые в районе известняки. Исключение представляет собой один образец прожилкового кальцита в измененном базальте, имеющий низкое содержание тяжелых изотопов ($\delta^{18}O = 10{,}2‰$; $\delta^{13}C = -4{,}0‰$), характерное для карбонатитов. Очевидно, в этом районе проявились карбонаты различного генезиса. Для того, чтобы разобраться в сложной геологической обстановке, необходимо дальнейшее проведение комплекса геолого-минералогических и изотопно-геохимических исследований.

ГЛАВА VII

КИСЛОРОДНО-ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕКОТОРЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Докембрийские железорудные месторождения, широко распространенные на всех континентах нашей планеты, содержат около 90% мировых запасов железа. До недавнего времени разрабатывались только богатые руды. Однако быстрое развитие черной металлургии стимулировало использование железистых кварцитов (бедных руд).

Для поисков новых и более эффективной разработки уже разведанных железорудных месторождений необходимо всестороннее изучение железисто-кремнистых и железисто-карбонатных формаций докембрия с применением новейших физико-химических методов исследования. В связи с этим большое теоретическое и практическое значение приобретают работы, посвященные выяснению происхождения докембрийских железорудных месторождений.

Различные стороны проблемы рудогенеза изучались многими советскими и зарубежными учеными. Достигнуты значительные успехи в экспериментальном плане, разработано несколько гипотез, однако на ряд кардинальных вопросов однозначного ответа еще нет.

В настоящее время большинство исследователей рассматривают докембрийские железисто-кремнистые породы как осадочно-метаморфические образования (Точилин, 1963; Плаксенко, 1966; Белевцев, Фоменко, 1969; Корнилов, 1970), некоторые геологи высказывают предположение о магматическом (Точилин, 1969) или метасоматическом (Козлов, 1969; Князев и др., 1969) происхождении этих пород. Наиболее детально разработаны терригенно-осадочная и вулканогенно-осадочная гипотезы, согласно которым отложение железа и кремнезема связывается либо с выветриванием пород древней суши, либо с подводным вулканизмом.

Кроме того, существуют разные представления о первичном составе хемогенных осадков и условиях образования окислов и карбонатов железа. Одним из главных в проблеме происхождения железисто-кремнистых формаций докембрия является вопрос о генезисе рудных минералов.

Формирование богатых железных руд докембрия в свете современных гипотез рассматривается с позиций гидротермально-метасоматического (Домарев, 1955; Семененко и др., 1956), магматогенно-гидротермального (Коржинский, 1955) и метаморфогенно-гипергенного рудообразований (Белевцев, 1972а, б; Судовиков, 1965). Последняя теория наиболее полно отражает особенности железорудных месторождений Украинского щита, при этом учитывается сложность и многостадийность процесса их образования.

Главной в теории рудогенеза является проблема источника железа и природы рудообразующих растворов. Дискуссионны вопросы, касающиеся физико-химических условий рудообразования, механизма процесса мартитизации и ряд других.

Наиболее острая полемика ведется в связи с выяснением генезиса мартитовых руд. Одни исследователи признают только гипергенное их

происхождение и считают, что мартитизация вызвана действием поверхностных и грунтовых вод, проникавших в трещиноватые породы на большие глубины (Белевцев и др., 1959; Юрк, 1960). Другие — сторонники гипогенного рудообразования — связывают образование богатых мартитовых руд с воздействием термальных вод (Семененко и др., 1956; Точилин, 1955; Корнилов, 1970; Ярощук, Оноприенко, 1975). Некоторые геологи полагают, что в зависимости от конкретной геологической обстановки мартитовые руды могли развиваться вследствие деятельности гипергенных и гипогенных процессов.

Таким образом, существуют принципиальные противоречия по самым основным вопросам о происхождении железисто-кремнистых пород и богатых руд докембрия, решение которых возможно лишь при проведении комплекса геологических, геохимических, физико-химических и других методов исследований.

Для решения проблемы генезиса рудных месторождений, определения температур метаморфизма, выяснения природы рудообразующих флюидов и других задач может успешно применяться метод изотопного анализа кислорода, углерода и серы отдельных минералов и породы в целом.

В практике геологических исследований этот метод еще не нашел широкого применения, хотя изучение изотопного состава легких элементов железисто-кремнистых формаций Украины (Мельник, Луговая, 1972; Луговая, 1976; Белевцев и др., 1972б; Perry, Ahmad, 1978) и некоторых железорудных месторождений Кольского п-ова, Урала и юга Сибирской платформы (Борщевский и др., 1976) показали перспективность развития такого направления.

Решение проблемы происхождения докембрийской железисто-кремнистой формации требует выяснения генезиса основных рудных минералов — магнетита, гематита и сидерита. Исследователи, рассматривающие железистые кварциты как хемогенные осадки, не едины в трактовке первичного состава этих осадков и в объяснении условий образования основного рудного минерала — магнетита (Юрк, Шнюков, 1961; Точилин, 1969; Мельник, 1973).

Ю. П. Мельник (1973) на основании критического рассмотрения наиболее обоснованных гипотез, термодинамического анализа и экспериментальных данных сделал следующие выводы:

1. Докембрийские железисто-кремнистые осадки состояли из аморфных гидроокислов — $Fe(OH)_3$, $Fe(OH)_2$, кремнезема — SiO_2, тонкодисперсных кристаллических магнетита — Fe_3O_4, сидерита — $FeCO_3$, миннесотаита $Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$, пирита и пирротина FeS_2 и FeS.

2. При диагенезе происходила рекристаллизация аморфных карбонатов и аморфных или дисперсных гидроокисей с образованием устойчивых кристаллических соединений — сидерита, гетита и магнетита.

Процесс минералообразования контролировался окислительно-восстановительным потенциалом среды. В общем виде гетит (гематит) представляет собой устойчивую фазу при окислительных условиях, а сидерит и магнетит образуются в восстановительной и окислительно-восстановительной обстановке (Дегенс, 1967).

В процессе седиментации еще в первичном железистом осадке возможно образование резко отличающихся по изотопному составу кислорода соединений: окислов (гетит, или гематит, магнетит), карбонатов (сидерит, сидероплезит) и силикатов (кремнезем, миннесотаит). Образование осадков проходило в условиях низкотемпературного изотопно-химического равновесия с водой морского бассейна. Е. И. Донцова (1970, с. 908) отмечает, что «основным процессом формирования изотопного состава кислорода осадочных пород являются обменные реакции изотопов кислорода между осадками и водой в ходе их образования при температурах земной поверхности».

Таблица 58

Изотопный состав кислорода рудных минералов из железистых пород Украинского щита и КМА

Номер пробы	Место отбора	Стратиграфическое положение	Минеральная ассоциация	$\delta^{18}O$, ‰			Литературный источник (автор коллекции)
				Мг	Гм	Cu	
	Кривой Рог, Саксаганский р-н						
1	Рудоуправление им. Кирова Скв. 33119	$K_2^{1ж}$	Мг, Би, Си	10,9	—	—	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
2	Штольня	$K_2^{3ж}$	Си, Мг	9,2	—	—	Публикуется впервые (Тохтуев Г. В.)
3	»	$K_2^{3ж}$	Мг	6,6	—	—	То же
4	»	$K_2^{3ж}$	Мг	5,8	—	—	» »
5	ЦГОК	$K_2^{2ж}$	Мг	8,8	—	—	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
6	ЮГОК	$K_2^{4с}$	Хл, Мг, Си	9,7	—	12,3	То же
7	То же	$K_2^{4с}$	Си, Мг	8,4	—	—	» »
8	» »	$K_2^{4с}$	Си, Мг	10,6	—	12,9	» »
9	Скв. 9560	$K_2^{4ж}$	Мг, Би	8,2	—	—	» »
10	ЦГОК	$K_2^{4ж}$	Мг	8,8	—	—	» »
11	Рудоуправление им. Коминтерна, скв. 13209	$K_2^{4ж}$	Мг, Си	9,4	—	—	» »
12	ЮГОК	$K_2^{4ж}$	Си, Мг (Сульф)	15,0	—	—	» »
13	То же	$K_2^{4ж}$	Си, Мг (Сульф)	14,8	—	—	» »
14	» »	$K_2^{4ж}$	Си, Мг	10,8	—	—	» »
15	» »	$K_2^{4ж}$	Си, Мг	10,4	—	13,1	» »
16	» »	$K_2^{4ж}$	Би, Си, Мг (Хл)	9,5	—	—	» »
17	» »	$K_2^{4ж}$	Си, Мг, Гм	6,8	5,5	—	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
18	» »	$K_2^{4ж}$	Си, Мг, Гм	6,2	3,7	—	То же
19	» »	$K_2^{4ж}$	Гм, Мг	2,6	2,6	—	» »
20	» »	$K_2^{4ж-5с}$	Си, Мг (Гр)	10,5	—	—	» »
21	» »	$K_2^{4ж-5с}$	Мг, Си	9,0	—	12,3	» »
22	Рудник им. Фрунзе, скв. 10000	$K_2^{6ж}$	Би, Си, Мг (Ал)	10,7	—	15,0	Публикуется впервые (Ярощук М. А.)
23	Рудоуправление им. XX Партсъезда, скв. 15694	$K_2^{6ж}$	Мг, Си	—	—	13,0	Публикуется впервые (Скаржинская Т. А.)
	Кривой Рог, Южный р-н						
24	Шахта им. Валявко	$K_2^{1ж}$	Амф, Мг (Би. Гр)	10,5	—	—	Публикуется впервые (Скаржинская Т. А.)
25	Скв. 12359	$K_2^{4ж}$	Мг	2,6	—	—	То же
26	Скв. 11090	$K_2^{5ж}$	Мг, Гм	6,0	5,5	—	» »

Номер пробы	Место отбора	Стратиграфическое положение	Минеральная ассоциация	$\delta^{18}O$, ‰			Литературный источник (автор коллекции)
				Мг	Гм	Си	
27	Скв. 11090	$K_2^{5ж}$	Мг, Гм	—	3,3	—	Публикуется впервые (Скаржинская Т. А.)
28	То же	$K_2^{5ж}$	Мг, Гм	6,4	5,1	—	То же
29	» »	$K_2^{5ж}$	Мг, Гм	5,6	2,8	—	» »
30	» »	$K_2^{5ж}$	Гм, Мг	2,5	1,3	—	» »
31	Скв. 12359	$K_2^{5ж}$	Гм, Мг	3,4	3,0	—	» »
32	Скв. 12362	$K_2^{5ж}$	Гм	—	3,4	—	» »
	Кривой Рог, Северный р-н						
33	Желтореченский уч-к, скв. 8180	—	Гм, Мг	4,7	—	—	Луговая И. П., 1976 (Коваль В. Б.)
34	То же	—	Мг (Амф)	4,5	—	—	То же
35	СевГОК, Анновский карьер	—	Си, Мг	6,5	—	19,4	Публикуется впервые
	То же	—	Мг	6,7	—	—	Борщевский Ю. А. и др., 1976
	Белозерское месторождение						
36	Южный уч-к, скв. 459	—	Си, Мг (Хл, Гм)	9,4	—	—	Публикуется впервые
37	То же	—	Си, Мг	10,0	—	—	То же
38	Северный уч-к, скв. 4	—	Мг (Би)	8,2	—	—	» »
	Мариупольское месторождение						
39	Демьяновский уч-к, скв. 105	—	Пр, Мг (Сульф)	17,7	—	—	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
40	Первомайский уч-к, скв. 200	—	Пр, Мг, Гр	7,6	—	—	Публикуется впервые
41	То же	—	Пр, Мг	9,8	—	—	То же
42	Первомайский уч-к, скв. 194	—	Пр, Мг	13,0	—	—	» »
43	То же	—	Пр, Мг	13,1	—	—	» »
44	Демьяновский уч-к, скв. 1637	—	Пр, Мг	13,3	—	—	» »
	Западная часть Украинского щита						
45	Володарское месторождение, Березнянский уч-к, скв. 1618	—	Пр, Мг	5,3	—	—	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972 (Ярощук М. А.)
46	Березнянский уч-к, скв. 1614	—	Мг (Амф)	3,7	—	—	То же
47	То же	—	Мг	4,5	—	—	Публикуется впервые (Мельничук Э. В.)
48	Зозовское месторождение	—	Мг	4,1	—	—	То же
	Курская магнитная аномалия						
	Стойленское месторождение						
49	Скв. 809	—	Мг, Амф (Сульф)	9,4	—	—	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972 (Соколов Н. А.)
50	Скв. 842	—	Амф, Мг (Би)	8,6	—	—	То же

Номер пробы	Место отбора	Стратиграфическое положение	Минеральная ассоциация	$\delta^{18}O$, ‰			Литературный источник (автор коллекции)
				Мр	Гм	Си	
51	Скв. 842	—	Мг, Гм (Амф)	4,0	3,6	—	Мельник Ю. П., Луговая И. П..1972 (Соколов Н. А.)
52	Скв. 846	—	Мг, Гм	3,1	2,8	—	То же
53	Михайловское месторождение, шахта им. Губкина	—	Мг, Гм	2,1	2,9	—	» »

Условные обозначения минералов: Мг — магнетит, Гм — гематит, Си — сидерит, Амф — амфибол, Гр — гранат, Пр — пироксен, Хл — хлорит, Би — биотит, Ал — альбит, Сульф — сульфиды. Во всех минеральных ассоциациях содержится кварц. В скобках указаны второстепенные минералы.

Если считать, что воды докембрийских бассейнов осадконакопления имели $\delta^{18}O$, равное 2,2‰ (Дегенс, 1967), то при температуре 25° С в равновесной системе кварц — кальцит — магнетит — вода, согласно экспериментальным значениям коэффициента α (Тейлор, 1970), должны быть следующие изотопные отношения кислорода (‰): кварц 37, кальцит 27 и магнетит 2,2.

В пределах одного периода седиментации $\delta^{18}O$ морской воды, очевидно, не менялось. Поэтому вариации изотопного состава кислорода хемогенных минералов обусловливались в основном небольшими температурными изменениями и в однотипных по минеральному составу осадках, по-видимому, невелики.

Поскольку диагенетическое преобразование железистых осадков происходило при сравнительно низких температурах (ниже 100° С) в присутствии воды с отношением $^{18}O/^{16}O$, соответствующим изотопному составу кислорода морской воды, первичный изотопный состав кислорода этих осадков не должен существенно изменяться. Следует полагать существование тесной взаимосвязи между изотопным и минеральным составами железистых осадков. Максимальная концентрация ^{18}O должна быть обнаружена в силикатных, а минимальная — в окисных железистых осадках. Высокие $\delta^{18}O$, очевидно, свойственны карбонатным железистым осадкам. Для окисно-карбонатно-силикатных образований, по-видимому, харак-

Таблица 59

Изотопный состав кислорода магнетита из сланцев (Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972)

Номер пробы	Место отбора	Стратиграфическое положение	Минеральная ассоциация	$\delta^{18}O$, ‰
	Кривой Рог			
1	Рудник им. Фрунзе, скв. 10000	$K_2^{1ж}$	Амф (Мг, Би, Хл)	6,4
2	Рудоуправление им. Коминтерна, скв. 9999	K_2^{2c}	Хл, Амф, Кв (Мг, Гр)	10,2
3	Карьер ЦГОКа	$K_2^{2ж}$	Би, Хл (Мг, Кр)	7,0
4	Карьер ЮГОКа	K_2^{4c}	Би, Хл (Мг, Сульф)	15,3
5	Карьер	K_2^{4c}	Хл, Би, Кр (Мг, Ал)	8,4
6	КМА, Стойленское месторождение, скв. 809	K_2^{2c}	Би, Кв, Кр (Мг, Сульф)	8,4

Условные обозначения минералов: Амф — амфибол, Мг — магнетит, Би — биотит, Хл — хлорит, Кв — кварц, Гр — графит, Кр — карбонат, Сульф — сульфиды, Ал — альбит. В скобках указаны второстепенные минералы.

терны значительные вариации изотопного состава кислорода, зависящие от количественного соотношения минеральных форм.

Учитывая большие перспективы применения результатов изотопных исследований для решения проблем породо- и рудогенеза, мы провели изучение изотопного состава кислорода и углерода в минералах железисто-кремнистой формации докембрия Украины.

Главным объектом изучения было Криворожское железорудное месторождение. Разнообразие минерального состава железистых пород и генетических типов богатых руд, а также хорошая геологическая изученность месторождения определили такой выбор. В целях сопоставления изотопных данных и выяснения общих закономерностей распределения изотопов кислорода были исследованы железистые породы и богатые руды других регионов Украинского щита (Белозерское, Мариупольское и Володарское месторождения) и Курской магнитной аномалии.

Проведенные изотопные анализы (Мельник, Луговая, 1972) показали значительные изменения изотопного состава кислорода в рудных минералах железистых кварцитов и сланцев (табл. 58, 59). Различие изотопного состава кислорода в магнетитах (5,4—8,6‰) позже было отмечено Е. Перри и С. Ахмедом (Perry, Ahmad, 1978), изучавших железистые породы нескольких участков Кривого Рога.

1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА В ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОДАХ

В результате изотопных и минералого-петрографических исследований рудных минералов Кривого Рога и КМА обнаружена вполне определенная **зависимость изотопного состава кислорода окислов железа от характерных минеральных парагенезисов** (рис. 49). Полученные значения $\delta^{18}O$ можно разделить на четыре группы.

1. Самые низкие значения $\delta^{18}O$ установлены в гематитовых и гематит-магнетитовых кварцитах, которые встречаются в некоторых рудных горизонтах Криворожья и КМА. Они слагают отдельные пачки и прослои в магнетитовых породах. Значения $\delta^{18}O$ гематитов изменяются в пределах 2,6—5,5‰ для Саксаганского, 1,3 — 3,5‰ для Южного районов Кривого Рога и 2,9 — 3,6‰ для КМА. Наиболее низкие значения $\delta^{18}O$ (1,3 — 3,0‰) в этой группе характерны для гематитов из пород, не содержащих силикатов и бедных карбонатами.

2. Наиболее высокие значения $\delta^{18}O$ (14,8 — 15,3‰) определены в магнетитах из малорудных сидеритовых кварцитов и некоторых сланцев Кривого Рога, для которых характерна примесь сингенетичных сульфидов железа. Как в малорудных и безрудных кварцитах, так и в сланцах силикаты представлены хлоритом, реже биотитом. Минеральные ассоциации свидетельствуют о том, что на всех этапах формирования пород этой группы сохранялась восстановительная обстановка.

Столь высокие значения $\delta^{18}O$ в магнетитах докембрийских железистых формаций получены впервые. Установленные ранее в породах Квебека (Sharma a. o., 1965) максимальные значения $\delta^{18}O$ не превышали 11,97‰.

3. Весьма многочисленная группа значений $\delta^{18}O$ магнетитов железистых кварцитов характеризуется сравнительно узким интервалом — от 9,4 до 10,8‰. Сюда входят типичные рудные магнетит-сидеритовые (сидероплезитовые) кварциты с преобладанием магнетита и малорудные породы, в которых карбонат преобладает над магнетитом, а также прослои сидеритовых кварцитов среди безрудных сланцевых толщ. Породы данной группы обязательно содержат карбонаты железа (породообразующие минералы), в них нет гематита и в кварцевых прослоях немного силикатов.

4. В эту группу входят разнообразные по составу сланцы, которые содержат вкрапленность магнетита, и магнетит-силикатные кварциты,

Для магнетита сланцев значения $\delta^{18}O$ составляют 6,4—10,2‰, для магнетита кварцитов 8,2—10,9‰. В целом эти значения несколько ниже, чем в сидеритовых кварцитах. Для пород данной группы характерно наличие магнезиально-железистых силикатов и алюмосиликатов с переменным содержанием магнетита и кварца, отсутствие гематита, карбонаты обычно второстепенные. Значения $\delta^{18}O$ магнетита в породах этой группы сопоставимы с наиболее тяжелым кислородом магнетитов Верхнего Озера (James, Clayton, 1962).

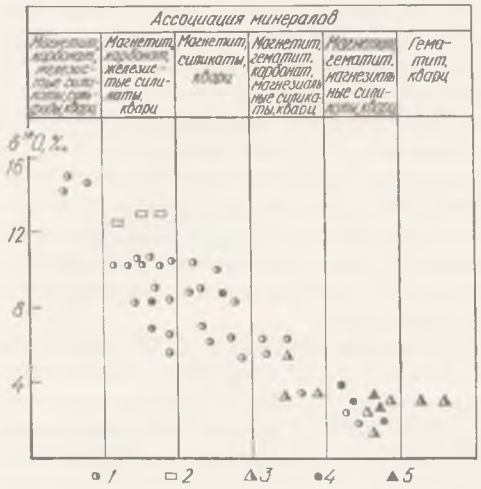

Рис. 49. Связь изотопного состава кислорода окислов железа с минеральным парагенезисом пород.

Кривой Рог: *1* — магнетит; *2* — сидерит; *3* — гематит; КМА: *4* — магнетит; *5* — гематит

Таким образом, концентрация изотопа ^{18}O в рудных минералах увеличивается в следующей последовательности: гематит-магнетитовые, гематит-магнетит-сидеритовые и магнетитовые, сидерит-магнетитовые и магнетит-сидеритовые кварциты.

Установленная зависимость $\delta^{18}O$ рудных минералов от парагенезиса пород свидетельствует о хорошей сохранности первичных отношений $^{18}O/^{16}O$ в рудных минералах слабо метаморфизованных железистых пород Кривого Рога и КМА.

Отчетливо намечается **связь изотопного состава окислов железа с окислительно-восстановительным потенциалом** среды минералообразования. Окислы и карбонаты железа отлагались в осадках в соответствии со спецификой фациальных условий. Главным фактором, определяющим образование минералов в условиях низких температур и давлений, было соотношение Eh — pH. Поэтому, зафиксированная нами корреляция между $\delta^{18}O$ окислов железа и характерной минеральной ассоциацией пород показывает связь изотопного состава кислорода рудных минералов с окислительно-восстановительным потенциалом среды минералообразования.

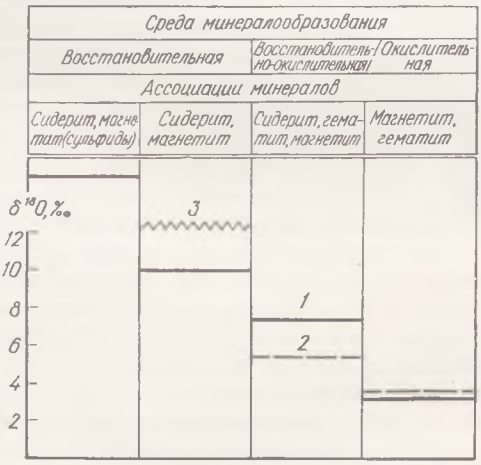

Рис. 50. Зависимость $\delta^{18}O$ рудных минералов от окислительно-восстановительного потенциала среды осадконакопления и метаморфизма:

1 — магнетит; *2* — гематит, *3* — сидерит

На графике (рис. 50), построенном по обобщенным данным табл. 58, 59, видна следующая зависимость. В окислительной обстановке сосуществующие гематит и магнетит очень близки по изотопному составу кислорода и обеднены изотопом ^{18}O ($\delta^{18}O_{ср} = 3{,}2‰$). В восстановительных условиях концентрация тяжелого изотопа кислорода в магнетите значительно увеличивается ($\delta^{18}O_{ср} = 9{,}8‰$), причем в резко восстановительной обстановке она достигает предельного значения (15‰). В промежуточной зоне магнетит и гематит существенно отличаются по изотопному составу кислорода. Их средние значения $\delta^{18}O$ равны 7,5 и 5,3‰ соответственно.

Отмеченная зависимость $\delta^{18}O$ рудных минералов от Eh среды минералообразования вполне закономерна. Она хорошо согласуется с данными геологических наблюдений и термодинамического анализа (Дегенс, 1967; Мельник, 1973).

В процессе седиментации **восстановительные условия** благоприятны для отложения карбонатов (сидерита, сидероплезита) и сульфидов железа (пирита, пирротина), причем сульфиды отлагаются в резко восстановительных условиях.

В сидеритовых и сидерит-магнетитовых кварцитах Криворожского и Белозерского месторождений установлены высокие значения $\delta^{18}O$. Если в таких породах в виде примесей присутствуют сульфиды, то содержание ^{18}O в магнетите еще выше.

Наличие сульфидов железа, особенно пирротина, свидетельствует о том, что во время образования минералов преобладали сверхзастойные условия (Дегенс, 1967). Н. А. Плаксенко (1966) допускает развитие пород сульфид-карбонат-магнетитовой фации вблизи береговой линии в локальных зонах, изолированных от открытого моря. Возможно, в этих зонах вода имела тяжелый изотопный состав кислорода (за счет испарения). Соответственно осадочный материал был обогащен изотопом ^{18}O.

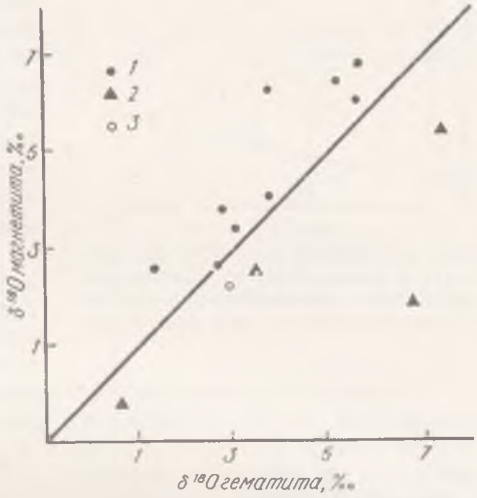

Рис. 51. Изотопный состав кислорода в сосуществующих магнетите и гематите.
1 — Кривой Рог; *2* — КМА; *3* — Верхнее Озеро (James, Clayton, 1962)

При более высоких Eh **(среда окислительно-восстановительная)** возможно образование первичного дисперсного магнетита. Появляются ассоциации сидерит-магнетит или магнетит-гидроокисел. Заметим, что при диагенезе и начальном метаморфизме $Fe(OH)_3$ преобразуется в гематит. Результаты изотопных анализов (рис. 50) показывают, что $\delta^{18}O$ железистых кварцитов гематит-магнетит-сидеритового состава отражает изменение фациальных условий осадконакопления.

Изменения $\delta^{18}O$ магнетитов (табл. 58) в основном вызваны разным содержанием в породе первично-осадочного и метаморфогенного магнетитов, что, в свою очередь, косвенно указывает на соотношения $Fe_3O_4/FeCO_3$ и $Fe(OH)_3/FeCO_3$ в исходном осадке.

Дальнейшее повышение Eh **(среда окислительная)** приводит к исчезновению сидерита, железо выпадает в осадок только в виде окислов и гидроокислов. Так как термодинамические свойства этих соединений очень близки, следует ожидать и близкий изотопный состав кислорода в Fe_3O_4 и Fe_2O_3.

При исследовании гематит-магнетитовых джеспилитов Кривого Рога и КМА установлены наиболее низкие и практически одинаковые значения $\delta^{18}O$ в сосуществующих рудных минералах (рис. 51, табл. 58).

Необходимо отметить, что нами приведена весьма упрощенная схема возможных изотопно-химических равновесий. В процессе седиментации и диагенеза при сопряженном взаимодействии соединений железа с реакционноспособными формами кремнекислоты, углекислоты и серы могли формироваться железистые осадки сложного минерального состава (Мельник, 1973).

Метаморфизм силикатно-карбонатных и карбонатных железистых пород сопровождался не только рекристаллизацией минералов, но и образо-

ванием новых минералов при декарбонатизации, дегидратации и других процессах. Валовый изотопный состав породы при этом резко изменялся вследствие частичной потери кислорода с газообразной фазой.

Обобщение результатов изотопных анализов кислорода магнетита из железорудных месторождений докембрия Украины и литературных данных (табл. 60) позволило выяснить общую тенденцию изменения $\delta^{18}O$ магнетита по мере увеличения температуры метаморфизма. На рис. 52 отмечены средние значения $\delta^{18}O$ магнетитов железисто-кремнистых формаций различных фаций метаморфизма. При определении средних значений $\delta^{18}O$ магнетита использовались только изотопные данные пород гематит-магнетитового, магнетитового и пироксен-магнетитового составов, т. е. рассматривались магнетиты одной генетической группы (первичноосадочные).

Рис. 52. Зависимость $\delta^{18}O$ магнетита (*I*) и кварца (*II*) от степени метаморфизма железисто-кремнистых пород различных регионов мира

Сопоставление значений $\delta^{18}O$ магнетита в породах зеленосланцевой и гранулитовой фаций метаморфизма показывает более высокую концентрацию изотопа ^{18}O в последних (табл. 60).

Исследование распределения изотопов кислорода в кварцах железисто-кремнистых пород Украинского щита (табл. 61) показало значительное уменьшение содержания изотопа ^{18}O с увеличением степени метаморфизма пород (рис. 52).

Фактический материал показывает, что в процессе регионального матаморфизма происходил кислородно-изотопный обмен между кварцем и магнетитом. С повышением температуры $\Delta = \delta^{18}O_{кварц} - \delta^{18}O_{магнетит}$ уменьшается. Сопоставление значений $\delta^{18}O$ кварца и магнетита пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и гранулитовой фаций (табл. 60, 61), дает среднюю величину Δ, составляющую 12,1‰ при температуре 350 и 4,2‰ — 800° С.

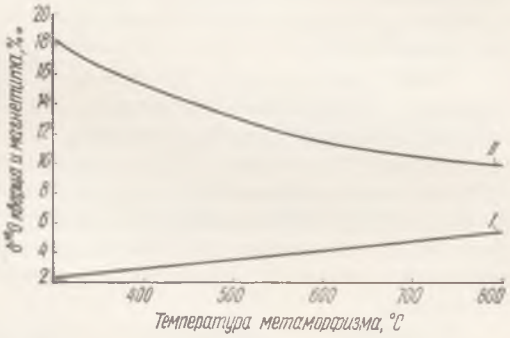

Рис. 53. Фракционирование изотопов кислорода в системах магнетит — вода (*I*) и кварц — вода (*II*) при $\delta^{18}O$ (H_2O) равном 10‰ (по данным И. Фридмана, Дж. О'Нила, 1977)

Характер изменения изотопного состава кислорода кварца и магнетита в процессе регионального метаморфизма изученных формаций (рис. 52) находится в полном соответствии с экспериментальными данными по фракционированию изотопов кислорода в системе кварц — магнетит (Friedman, O'Neil, 1977). Согласно этим данным, при температуре 350 и 800° С величины Δ составляют 12,6 и 4,7‰ соответственно.

Кислородно-изотопный обмен между кварцем и магнетитом осуществлялся посредством межпорового флюида. Если условно принять $\delta^{18}O$ (H_2O), равным 10‰, то согласно графику (рис. 53), построенному по данным И. Фридмана и Дж. О'Нила (1977), при изменении температуры от 300 до 800° С значение $\delta^{18}O$ кварца уменьшается на 8‰, а магнетита возрастает на 3‰.

Подобное изотопное распределение кислорода наблюдается на рис. 52. В метаморфических комплексах пород зеленосланцевой и гранулитовой

Таблица 60

Средний изотопный состав кислорода рудных минералов из железистых кварцитов

Номер пробы	Место отбора	Кварцит	$\delta^{18}O$, ‰		Количество проб (в числителе магнетита, в знаменателе гематита)	Литературный источник
			Магнетит	Гематит		
		Зеленосланцевая фация				
1	Кривой Рог	Сидерит-магнетитовый с сульфидами	14,9	—	2/0	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
2	» »	Сидерит-магнетитовый	10,3	—	11/0	То же
3	Верхнее Озеро	Доломит-магнетитовый	3,9	—	1/0	James H. L., Clayton R. N., 1962
4	Кривой Рог	Сидерит-гематит-магнетитовый	6,5	4,5	4/4	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
5	Кривой Рог, КМА, Белозерское месторождение	Магнетитовый	8.5	—	9/0	То же
6	Кривой Рог, КМА	»	3.6	—	7/0	» »
7	Верхнее Озеро, Вермонт (США)	»	3,3	—	4/0	James H. L., Clayton R. N., 1962. Garlick G. D., Epstein S., 1967; Clayton R. N., Epstein S., 1958
8	Кривой Рог, КМА	Гематит-магнетитовый	2,6	2,6	11/7	Мельник Ю. П., Луговая И. П. 1972
9	Верхнее Озеро	То же	2,2	—	3/0	Anderson A. T., 1967
10	Кривой Рог	Гематитовый	—	3,4	0/4	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
11	Верхнее Озеро	»	—	3,2	0/4	James H. L., Clayton R. N., 1962. Clayton R. N. Epstein S., 1958
		Амфиболитовая фация				
12	Криворожское месторождение. КМА	Магнетитовый	9,7	—	4/0	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
13	Криворожское, Володарское и Зозовское месторождения	»	4,7	—	6/0	То же
14	Верхнее Озеро	»	4.0	—	5/0	James H. L., Clayton R. N., 1962; O'Neil J. R., Clayton R. N., 1963
15	КМА	Гематит-магнетитовый	3,5	3,2	2/2	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972

Продолжение табл. 60

Номер пробы	Место отбора	Кварцит	$\delta^{18}O$, ‰		Количество проб (в числителе магнетита, в знаменателе гематита)	Литературный источник
			Магнетит	Гематит		
		Гранулитовая фация				
16	Мариупольское месторождение	Пироксен-магнетитовый	13,1	—	2/0	Мельник Ю. П., Луговая И. П., 1972
17	То же	То же	6,2	—	2/0	Публикуется впервые
18	Квебек	» »	11,7	—	4/0	Sharma T. a. o., 1964
19	Верхнее Озеро	» »	6,0	—	5/0	James H. L., Clayton R. N., 1962

Таблица 61

Изменение изотопного состава кислорода кварца в процессе метаморфизма железисто-кремнистых пород (Коллекция Ф. И. Ракович)

Номер пробы	Место отбора	Порода	Фация метаморфизма	$\delta^{18}O$, ‰
	Криворожье			
1	ЮГОК	Кварцит карбонат-магнетитовый	Зеленосланцевая	18,3
2	То же	То же	»	17,9
3	Гданцевский уч-к	» »	»	16,3
4	Рудоуправление им. Ленина	Кварцит магнетитовый	»	17,6
5	Рудник «Желтая Река»	То же	Амфиболитовая	16,2
6	То же	Кварцит амфибол-магнетитовый	»	12,0
7	» »	Кварцит магнетитовый	»	14,6
8	Орехово-Павлоградская зона	Кварцит амфибол-магнетитовый	»	11,4
9	Мариупольское месторождение	Кварцит пироксен-магнетитовый	Гранулитовая	11,4
10	То же	То же	»	10,9
11	» »	» »	»	10,7
12	» »	» »	»	9,5
13	» »	» »	»	11,4
14	Артемовский уч-к	» »	»	9,4
15	То же	» »	»	8,0

фаций различие в изотопном составе кислорода кварца составляет 7,3, а магнетита 3,1‰.

Такие близкие значения расчетных и экспериментальных данных позволяют предположить, что в изученных районах региональный метаморфизм проходил в условиях изотопно-химического равновесия при наличии значительных количеств межпорового флюида с $\delta^{18}O$ порядка 10‰.

Безусловно, приведенные расчеты весьма приблизительны, так как усреднялись изотопные данные для различных регионов мира. Они пригодны только для установления общей тенденции изменения изотопного состава в кварце и магнетите железистых пород в процессе регионального метаморфизма. Для выяснения специфики условий метаморфизма каждого конкретного месторождения необходима статистическая обработка результатов определений изотопного состава кислорода в сингенетичных кварце и магнетите. При выборе минеральных пар следует учитывать, что изотопные равновесия часто устанавливаются в локальных зонах на расстоянии

от нескольких метров до нескольких миллиметров, в связи с чем для изотопных исследований требуется очень тщательный отбор проб (Anderson, 1967).

2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫХ ПОРОД

Происхождение рудных минералов железисто-кремнистых пород рассмотрим на примере наиболее изученного Криворожского месторождения.

Сидерит. Первично-осадочное или диагенетическое происхождение сидерита средней свиты Криворожского месторождения признается большинством геологов (Федорченко, 1956; Белевцев и др., 1959; Мельник, 1969). На основании термодинамических расчетов Ю. П. Мельник (1969, 1973) показал, что хемогенное осаждение сидерита могло проходить только в среде с отрицательным значением Eh, обычно средним значением pH и повышенным парциальным давлением CO_2.

Реакцию образования сидерита при осадконакоплении можно представить следующим образом:

$$Fe^{2+} + CO_3^{2-} \rightarrow FeCO_3.$$

Осаждение сидерита в морской воде проходило в равновесных условиях, поэтому его отношение $^{18}O/^{16}O$ устанавливалось в ходе обменной реакции:

$$H_2^{18}O + FeC^{16}O_3 \rightleftarrows H_2^{16}O + FeC^{18}O_3.$$

Поскольку нет оснований считать, что изотопный состав морской воды существенно изменялся в течение одного периода осадконакопления, то вариации $\delta^{18}O$ сидерита должны отражать только температурные изменения.

Для ориентировочной оценки изотопного состава кислорода в сидеритах осадочно-диагенетического происхождения можно воспользоваться калибровочным графиком для системы кальцит — вода (Friedman, O'Neil, 1977), так как замещение катионов в карбонатах не сопровождается значительным изотопным эффектом. В результате расчета получаем $\delta^{18}O$ сидерита порядка 30—32‰ при температуре осадконакопления 25° С и $\delta^{18}O$ (H_2O), равном 2,0‰.

Диагенетические преобразования, сопровождающиеся появлением биогенной CO_2 за счет деструкции органического вещества и изменением изотопного состава вод, приводят к изотопному перераспределению в системе карбонат— H_2O — HCO_3^-. Содержание тяжелых изотопов кислорода и углерода в карбонате уменьшается. По данным Е. И. Донцовой и др. (1975, с. 1467), «экстремальные значения $\delta^{18}O$ для морских диагенетических сидеритов находятся в интервале от 19 до 30‰...».

Приведенные в табл. 62 результаты изотопного анализа сидерита и сидероплезита Криворожского железорудного месторождения показывают диапазоны значений $\delta^{18}O$ (12,3—19,4‰) и $\delta^{13}C$ (от —13,0 до —4,0‰). По-видимому, понижение содержания изотопа ^{18}O в карбонатах железа происходило и при региональном метаморфизме зеленосланцевой фации. Расчет показывает, что изотопный состав кислорода воды, участвовавшей в этом процессе, варьировал в пределах 10—12‰ (при температуре 350—470° С среднее значение $\delta^{18}O$ сидерита равно 14‰). В локальных зонах, в которых метаморфизм сопровождался декарбонатизаций пород, вероятно, межпоровая вода обладала более высоким содержанием изотопа ^{18}O.

Низкие содержания тяжелого изотопа углерода (табл. 62) свидетельствуют об осаждении карбонатов железа в прибрежных зонах типа лагун, богатых органикой. Обращает на себя внимание более легкий

Таблица 62

Изотопный состав кислорода в карбонатах железа

Номер пробы	Место отбора	Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
	Криворожье				
1	Карьер ЮГОКа, K_2^{4c}	Сидероплезит	12,3	—12,9	Луговая И. П., 1973 (Данные $\delta^{13}C$ публикуются впервые)
2	То же	»	12,9	—13,0	То же
3	Карьер ЮГОКа $K_2^{4ж}$	»	12,3	—4,0	» »
4	То же	»	12,9	—6,8	» »
5	» »	»	13,1	—6,4	» »
6	Рудник им. Фрунзе, $K^{6ж}$	Сидерит	15,0	—7,0	Публикуется впервые (Ярощук М. А.)
7	Рудоуправление им. XX Партсъезда	»	13,0	—7,0	Публикуется впервые (Скаржинская Т. А.)
8	Карьер СевГОКа	Сидероплезит	19,4	—10,3	Публикуется впервые
9	Карьер ЮГОКа	Сидерит	—	—13,0	Мамчур Г. П. и др., 1976
10	Рудник им. Фрунзе	»	—	—10,5	То же
11	Карьер ИнГОКа	»	—	—10,3	» »
12	Саксаганский карьер	»	—	—8,0	» »
	Формация Бивабик, США				
13	I горизонт	»	13,3	—10,0	Perry E. C., Tan F. C., 1970
14	То же	»	14,1	—17,0	То же
15	II горизонт	»	15,5	—12,3	» »
16	То же	»	17,1	—12,6	» »

изотопный состав углерода в сидероплезитах сланцевых горизонтов по сравнению с карбонатами железа железистых горизонтов, что, по-видимому, связано с изменением фациальных условий осадконакопления.

Сопоставление изотопных данных карбонатов средней (K_2) и верхней (K_3) свит Криворожья (табл. 51, 62) показывает различный характер изотопного распределения кислорода и углерода в сидерите, сидероплезите (K_2) и кальците, доломите (K_3). Видимо, изотопные данные фиксируют специфику условий формирования железистых и карбонатных пород.

По литературным данным (Perry, Tan, 1970; Becker, Clayton, 1972), для карбонатов железа железорудной формации Бивабик (США) и Хамерслей (Австралия) свойственны низкие значения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, сопоставимые с изотопными данными по Криворожскому железорудному месторождению. Возможно, такое распределение изотопов кислорода и углерода является характерной особенностью докембрийских железорудных формаций. Низкие значения $\delta^{13}C$ сидерита (от —9 до —13‰) являются дополнительным свидетельством наличия органического вещества в докембрийских осадочных породах. Однако Р. Бекер и Р. Клейтон (1972) не исключают вулканическую деятельность как возможный источник углерода с легким изотопным составом в железорудных формациях докембрия.

Гематит. Большинство исследователей Кривого Рога (Юрк, Шнюков, 1958, 1961; Мельник, 1962, 1969) признают гидроокисную природу первичного вещества гематита. Согласно этим представлениям, формирование кристаллической окиси железа было последовательным. В процессе седиментации образуются аморфные или тонкодисперсные гидроокислы железа:

$$Fe^{2+} + 3H_2O \rightarrow Fe(OH)_3 + 3H^+ + e^-.$$

При диагенезе сущность последующих химических изменений $Fe(OH)_3$ сводится к обезвоживанию гидрогеля и образованию моногидрата FeOOH

(гетит). Повышение температуры вызывает межмолекулярное отщепление H_2O, что приводит к разложению моногидрата с образованием α-Fe_2O_3 (гематит):

$$2FeOOH \rightarrow Fe_2O_3 + H_2O.$$

Температура перехода гетита в гематит по термодинамическим расчетам (Мельник, 1973) порядка 140—180° С при давлении до 400 МПа, т. е. гематит образуется до начала регионального метаморфизма. В процессе регионального метаморфизма при отсутствии восстановителей гематит термодинамически устойчив вплоть до гранулитовой фации (Мельник, 1973).

Результаты изотопных анализов тонкодисперсного гематита в гематитовых и гематит-магнетитовых джеспилитах Кривого Рога служат дополнительным подтверждением первично-осадочной природы гематита (табл. 59). В гематитах зафиксировано самое низкое содержание изотопа ^{18}O, среднее значение $\delta^{18}O$ составляет 2,6‰. Э. Дегенс (1967, с. 90) отмечает, что значение $\delta^{18}O$ около 2—3‰ имеют окислы железа, «образовавшиеся в изотопном равновесии со средней океанической водой при температуре 20—30° С».

По изотопному составу кислорода гематиты Криворожья сопоставимы с гематитами КМА и района Верхнего Озера (табл. 62), что указывает на близость физико-химических условий в период их формирования.

Магнетит. Наиболее противоречивы представления геологов о происхождении магнетита — основного рудного минерала железистых кварцитов Криворожья. Ю. Ю. Юрк и Е. Ф. Шнюков (1961) полагают, что основная масса магнетита в железистых породах представляет собой продукт метаморфической переработки гидроокислов железа и гематита.

М. С. Точилин (1963, 1969) и Ю. Г. Гершойг (1934), наоборот, считали главной причиной возникновения магнетита метаморфическое преобразование карбонатов железа. Эта гипотеза развита в работах Я. Н. Белевцева (1966, 1972а) и Н. П. Семененко и др. (1956).

Некоторые исследователи, В. С. Федорченко (1956), Н. П. Назаров (1958), Ю. П. Мельник (1969) и другие, не отрицая возможности образования магнетита в процессе термической диссоциации карбонатов железа, все же полагают, что в железистых породах Кривого Рога наиболее распространен первично-осадочный или диагенетический магнетит.

Мы не ставили перед собой задачу определить степень распространенности магнетита разного генезиса в пределах железорудной свиты Криворожья. Выясним только, какую информацию дают кислородно-изотопные исследования относительно происхождения магнетита и можно ли использовать значения $\delta^{18}O$ магнетита для выделения генетических типов.

Сторонники первично-осадочного или диагенетического происхождения магнетита предполагают два пути его образования.

1. Осаждение из низкотемпературного раствора при отсутствии свободного кислорода и нахождении железа в форме Fe^{2+} (осадочные магнетиты):

$$3Fe^{2+} + 4H_2O \rightarrow Fe_3O_4 + 8H^+ + 2e.$$

2. Переход $Fe(OH)_3$ в Fe_3O_4 при попадании гидроокиси в зону с низкими значениями Eh (диагенетический магнетит):

$$3Fe(OH)_3 + H^+ + e^- \rightarrow Fe_3O_4 + 5H_2O.$$

В результате изотопных исследований джеспилитов Кривого Рога и КМА получены очень близкие изотопные отношения кислорода для гематит-магнетитовых минеральных пар (рис. 51); вариации $\delta^{18}O$ окислов железа не превышают 2‰. Расположение на рис. 51 точек относительно равновесной прямой является показателем степени фракционирования изотопов кислорода между магнетитом и гематитом.

Приведенные на рис. 51 данные для железистых пород Кривого Рога и КМА показывают, что ассоциирующие минералы находились в изотопном равновесии или были близки к нему. Исключение составляют окислы железа гематит-магнетитовых кварцитов, содержащих сидерит, в которых разброс значений $\delta^{18}O$, возможно, вызван примесью метаморфогенного магнетита.

График (рис. 54), построенный по методу С. Эпштейна (1954) в координатах $\Delta\delta^{18}O_{Мг-Гм}$ — $\delta^{18}O_{Мг}$, показал, что для большинства минеральных пар изотопные данные расположены вдоль прямой, отсекающей на оси ординат участок, соответствующий 2,8 ± 1‰. Согласно С. Эпштейну (1954), эта величина отвечает $\delta^{18}O$ воды, находящейся в изотопном равновесии с сосуществующими минералами. Следовательно, магнетит и гематит изученных образцов находились в изотопно-химическом равновесии с большим объемом воды постоянного изотопного состава. Расчетное значение $\delta^{18}O$ воды (2,8‰) в пределах ошибки измерения совпадает с изотопным составом кислорода воды докембрийского океана (2,2‰), определенным Э. Дегенсом (1967) по методу материального баланса.

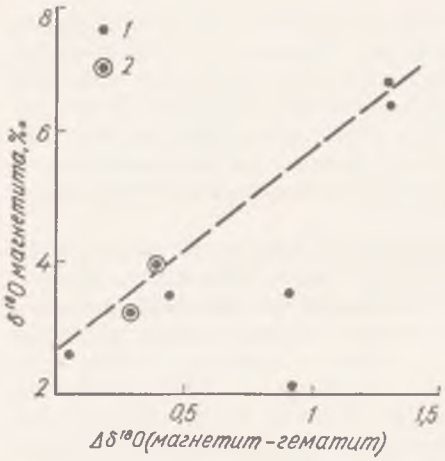

Рис. 54. Графическое определение $\delta^{18}O$ воды, равновесной с первично-осадочными окислами железа (зеленосланцевая фация):

1 — Кривой Рог; 2 — КМА

Изложенные факты подтверждают **первично-осадочное или диагенетическое** происхождение магнетита.

Приведенные в табл. 60 изотопные данные показывают, что магнетит кварцитов магнетитового и гематит-магнетитового составов в Криворожье сопоставим по $\delta^{18}O$ с магнетитом аналогичных пород КМА, железорудных формаций Верхнего Озера и Вермонта (США). Очень малые флуктуации изотопного состава кислорода магнетитов, по-видимому, свидетельствуют о близости фациальных условий осадконакопления в этих районах.

При метаморфизме карбонатно-окисных пород возможно образование метаморфогенного магнетита при термической диссоциации карбонатов железа. Согласно данным Ю. П. Мельника (1969, 1973), в железистых породах переход сидерита в магнетит при наличии большого количества воды протекает по схеме:

$$3FeCO_3 + H_2O \rightarrow Fe_3O_4 + 3CO_2 + H_2.$$

Отношение $^{18}O/^{16}O$ в ходе этой реакции определяется кинетическим и термодинамическим изотопными эффектами.

Фактический материал показал, что магнетиты сидеритовых и магнетит-сидеритовых кварцитов Криворожья имеют кислород с самым высоким содержанием тяжелого изотопа. По значениям $\delta^{18}O$ (10—15‰) они сопоставимы только с ассоциирующими сидеритами (12—19‰). Следовательно, результаты изотопных анализов позволяют считать такой магнетит метаморфогенным, т. е. образованным в процессе метаморфической переработки железистых пород карбонатного состава.

При наличии свободного углерода или органического вещества в условиях зеленосланцевой фации при определенных температуре и давлении возможно образование магнетита при восстановлении гематита по реакции:

$$6Fe_2O_3 + C \rightarrow 4Fe_3O_4 + CO_2.$$

Значение $\delta^{18}O$ магнетита должно быть меньше, чем исходного гематита, поскольку образующийся CO_2 выносит тяжелый изотоп кислорода.

Однако при исследовании железистых роговиков средней свиты Криворожья не обнаружены магнетиты с более легким изотопным составом кислорода, чем в гематитах. Для изотопного анализа специально отбирались пробы с различным содержанием $C_{орг}$, но корреляция между $\delta^{18}O$ магнетита и $C_{орг}$ не наблюдалась.

Е. Перри и С. Ахмед (1978) также не обнаружили в Криворожье магнетитов со значениями $\delta^{18}O$ ниже 5,4‰. Для магнетитов сланцевых и железистых горизонтов в районах ЮГОКа и СевГОКа ими установлены значения $\delta^{18}O$ от 5,4 до 8,6‰.

Приведенные факты, по-видимому, свидетельствуют о том, что в Криворожье образование магнетита путем восстановления гематита углеродом в широких масштабах не происходило. Однако в других районах (КМА, Бивабик, Хамерслей) восстановление окисного осадка органикой имело важное минералообразующее значение (Плаксенко, 1966; Perry, Tan, 1970, 1973; Becker, Clayton, 1972, 1976).

Наличие магнетитов с «промежуточными» значениями $\delta^{18}O$ (6,0—9,5‰), по-видимому, можно объяснить неоднородным вещественным составом осадочных толщ, существованием метастабильных минеральных ассоциаций, вариациями количественного и изотопного составов межпорового флюида в отдельных участках метаморфизующихся толщ и мозаичным характером равновесий. Кроме того, при выделении магнетита из проб для изотопного анализа невозможно механическое разделение магнетитов разных генераций. Последнее, видимо, является одной из причин фиксирования «промежуточных» значений $\delta^{18}O$.

Используя калибровочные кривые, приведенные И. Фридманом и Дж. О'Нилом (1977), можно приблизительно оценить значение $\delta^{18}O$ магнетита в равновесной системе сидерит — магнетит. Если принять изотопный состав кислорода диагенетического сидерита равным 20—25‰, то при температуре 470—500° С величина $\delta^{18}O$ магнетита составит 10—15‰.

Фактический материал показал близкие к расчетным пределы вариаций изотопного состава кислорода магнетита в сидеритовых и магнетит-сидеритовых кварцитах Криворожья (табл. 58). Это подтверждает высказанное предположение о метаморфогенной природе магнетитов, имеющих высокое содержание тяжелого изотопа кислорода.

В дальнейшем целесообразно провести изотопное исследование железистых кварцитов Криворожья глубинного залегания, метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, в которых сидерит полностью замещен магнетитом (Ярощук, Оноприенко, 1975).

Таким образом, в результате выполненных исследований установлено, что изотопный состав кислорода окислов и карбонатов железа полностью отражает специфику условий минералообразования и, следовательно, может быть дополнительным критерием для установления генезиса рудных минералов слабо метаморфизованных пород, в первую очередь магнетита.

3. ИЗОТОПНЫЕ КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Результаты изотопных анализов окислов железа из богатых руд различных месторождений железисто-кремнистых формаций Украины показали широкий диапазон значений $\delta^{18}O$ (табл. 63). Такое распределение изотопов кислорода трудно объяснить с позиций магматогенно-гидротермального рудообразования. Известно, что значения $\delta^{18}O$ магнетитов магматического генезиса варьируют в узких пределах (максимальное 2‰) (Taylor, Epstein, 1962; Epstein, Taylor, 1967; Борщевский и др., 1976). Постмагматические растворы также однородны по изотопному составу кислорода; вариации $\delta^{18}O$ от 7 до 9‰ (Тейлор, 1970).

Таблица 63

Изотопный состав кислорода в окислах железа неокисленных руд

Номер пробы	Номер образца	Место отбора	Руда	$\delta^{18}O$, ‰		Литературный источник (автор коллекции)
				Магнетит	Гематит	
		Осадочно-метаморфические руды				
		Криворожье				
1	33 122	Рудоуправление им. Кирова, шахта «Вспомогательная»	Карбонат-магнетитовая	19,0	—	Луговая И. П., 1976
2	1[а]-Т	Рудоуправление им. Кирова, гор. 625, блок 72	То же	14,0	—	Публикуется впервые (Тохтуев Г. В.)
3	2-Т	То же	Магнетитовая	13,3	—	То же
4	5-Т	» »	»	13,2	—	Луговая И. П., 1976
5	—	Саксаганский р-н	»	8,2	—	Лебедев О. П., Петров П. Н., 1962
6	—	» »	»	7,2	—	То же
7	224	Рудоуправление «Ингулец», скв. 224	»	4,0	—	Луговая И. П., 1976
8	—	Верхнее Озеро, Мичиган (США)	Гематитовая	—	2,2	James H. L., Clayton R. N., 1962
9	—	То же	»	—	1,2	То же
		Метасоматические руды				
		Мариупольское месторождение				
10	200/27	Первомайский уч-к, скв. 200	Пироксен-магнетитовая	21,6	—	Луговая И. П., 1976
11	3075/68	Дзержинский уч-к, скв. 3075	Магнетитовая	20,1	—	То же
		Володарское месторождение				
12	1618/105	Северо-Березнянский уч-к, скв. 1618	Пироксен-магнетитовая	20,1	—	Луговая И. П., 1976
13	1614/138	Скв. 1614	Куммингтонит-магнетитовая	13,3	—	То же
		Криворожье				
14	Ж-26	Рудник «Желтая Река»	То же	12,4	»	» »
15	М-20	Рудник им. Фрунзе	Железнослюдко-магнетитовая	13,1	12,9	» »
16	—	Саксаганский р-н	Железнослюдковая	—	12,9	Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., 1961
17	И-12	Рудоуправление «Ингулец»	Магнетитовая, ощелоченная	14,4	—	Луговая И. П., 1976
18	33 126	Рудоуправление «Первомайское», гор. 360	Гематит-магнетитовая, ощелоченная	24,4	—	То же
19	7587	Рудник «Желтая Река», скв. 8180	Магнетитовая, карбонатизированная	1,5	—	»
20	7578	То же	То же	0,6	—	» »
21	7580	» »	» »	0,2	—	» »
		Среднее Побужье				
22	М-7	Молдовский уч-к, скв. 18253	Карбонат-магнетитовая	0,6	—	Публикуется впервые (Мельничук Э. В.)
23	М-9	Слюсаревский уч-к, скв. 18391	То же	—0,9	—	То же

С точки зрения метаморфогенно-гипергенного рудообразования, вполне допустимы резкие изменения содержания изотопа ^{18}O в богатых рудах. Распределение изотопа кислорода при метаморфизме и гипергенезе в основном определяется термодинамическими и кинетическими изотопными эффектами. Широкий интервал температур, разнообразие изотопного и химического составов рудообразующих растворов, различие исходного осадочного материала и другие факторы обусловили значительные изменения $\delta^{18}O$ магнетитовых и мартитовых руд.

Неокисленные руды

Характерными чертами метаморфогенного рудообразования являются развитие метаморфической зональности в породах докембрийских железисто-кремнистых формаций и зависимость типа руд от степени метаморфизма (Ярощук, 1976).

Осадочно-метаморфический тип руд приурочен к породам зеленосланцевой фации. Формирование богатых руд происходило в результате интенсивного выщелачивания кварца из железистых пород. Железо мигрировало лишь в локальных зонах. Сопоставление значений $\delta^{18}O$ магнетита из руд разного минерального состава (табл. 63) показывает наличие такой же зависимости содержания изотопа ^{18}O в магнетите от минерального парагенезиса, как и для рудных минералов железистых пород (табл. 58, 60). Концентрация ^{18}O увеличивается в такой последовательности: гематитовые и магнетитовые, силикат-магнетитовые, магнетитовые и карбонат-магнетитовые руды.

По изотопному составу кислорода магнетит в рудах осадочно-метаморфического генезиса сопоставим (или несколько обогащен изотопом ^{18}O) с магнетитом вмещающих пород (рис. 55). При изучении месторождения Мичиган Г. Джеймс и Р. Клейтон (James, Clayton, 1962) также получили близкие значения $\delta^{18}O$ гематита из руды и породы.

По-видимому, незначительное изменение в изотопном составе кислорода рудных минералов в процессе рудообразования свидетельствует о единой природе исходного материала и является отличительной особенностью руд осадочно-метаморфического происхождения.

Метасоматические руды, развитые среди пород амфиболитовой и значительно реже гранулитовой фаций метаморфизма, формировались за счет железистых кварцитов и сланцев. При определенных термодинамических условиях и наличии больших количеств существенно водных флюидов железо освобождалось в результате окисления железистых силикатов. В благоприятных зонах происходило отложение окислов железа.

Осаждение соединений железа должно сопровождаться значительным изотопным эффектом, величина которого зависит от физико-химических условий среды минералообразования. Поскольку в развитии процесса метасоматоза выделяются три главных этапа, отличающихся термодинамическими условиями и составом флюида, отношение $^{18}O/^{16}O$ должно отражать специфику каждого этапа.

Железисто-магнезиальный метасоматоз является основным рудообразующим процессом, в результате которого формировались куммингтонит-магнетитовые, магнетитовые и железнослюдко-магнетитовые руды. В Криворожье такие руды характеризуются сравнительно высокой концентрацией изотопа ^{18}O и небольшими изменениями изотопного состава кислорода ($\delta^{18}O_{ср} = 13{,}6‰$). Это, возможно, указывает на участие больших количеств водных флюидов с относительно постоянным значением $\delta^{18}O$ и на близкие термодинамические условия рудообразования.

Наряду с группой криворожских руд ($\delta^{18}O_{ср} = 13{,}6‰$) выделяется группа мариупольских и володарских руд ($\delta^{18}O_{ср} = 20{,}0‰$). Большое отличие в содержании изотопа ^{18}O в магнетитах этих руд, видимо, вызвано

различием $\delta^{18}O$ водного флюида, в изотопно-химическом равновесии с которым формировались рудные минералы, и термодинамических условий.

Криворожские руды образовались за счет пород силикатно-окисного состава, при этом метаморфические воды, видимо, имели $\delta^{18}O$ порядка $10-14^0/_{00}$ (см. гл. V).

Исходным материалом для руд Мариупольского и Володарского месторождений послужили более метаморфизованные железистые кварциты и сланцы, залегающие совместно с карбонатными породами (Ярощук, 1971). Вполне вероятно, что водные флюиды этих кварцитов могли отличаться высоким содержанием ^{18}O, так как, согласно Г. П. Тейлору (1970), метаморфические воды, ассоциирующие с мраморами, имеют значения $\delta^{18}O$ от 17 до $24^0/_{00}$.

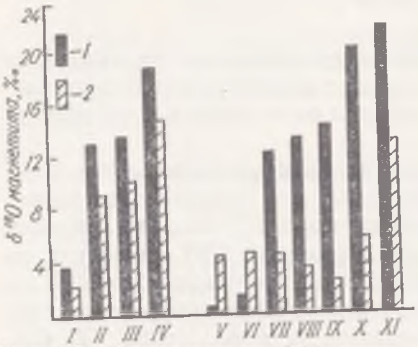

Рис. 55. Сопоставление $\delta^{18}O$ магнетитов руды (*1*) и вмещающих железистых кварцитов (*2*).

Железистый кварцит: *I, V, VII, IX* — магнетитовый; *II, III, IV* — карбонат-магнетитовый; *VI* — гематит-магнетитовый; *VIII, X* — силикат-магнетитовый. Руда: *I, II* — магнетитовая; *III, IV* — карбонат-магнетитовая; *V* — магнетитовая, карбонатизированная; *VI* — гетит-магнетитовая; *VII, VIII* — куммингтонит-магнетитовая; *IX, X, XI* — пироксен-магнетитовая

Щелочной метасоматоз значительно изменяет минеральный состав руд и вмещающих пород. Метасоматические замещения происходят в результате реакций между содержащимися в щелочном растворе веществами и минералами железистых пород. Параллельно с этим идет освобождение анионной группы CO_3^{2-} из натрийсодержащих флюидов с последующим ее разложением на свободную углекислоту и кислород. Химизм флюидов изменяется от водно-хлоридных до углекисло-водных.

Проведенное изотопное исследование показало, что ощелоченные породы и руды Криворожья значительно отличаются от неизмененных вмещающих толщ железистых роговиков и сланцев высокой концентрацией изотопа ^{18}O в магнетите (табл. 58, 63). Разница значений $\delta^{18}O$ магнетита руды и магнетита неизмененной породы составляет от 5,5 до $14.7^0/_{00}$ (рис. 55). Это, возможно, свидетельствует о том, что выпадение кристаллов магнетита на стадии щелочного метасоматоза происходило в водной среде. обогащенной изотопом ^{18}O. Отношение $^{18}O/^{16}O$ метаморфического раствора определяется температурой, качественным и количественным составами компонентов. Известно, что изотопические свойства жидкости, содержащей CO_2 и H_2O, являются промежуточными между собственными свойствами двуокиси углерода и воды (Тейлор, 1970).

По-видимому, высокая концентрация изотопа ^{18}O в ощелоченных рудах обусловлена углекисло-водным составом межпорового флюида. Кроме того, наличие в растворе ионов Al^{3+}, Fe^{3+}, Ca^{3+}, комплексов $FeOH^{2+}$, $FeCl^{2+}$ и ряда других может привести к обогащению раствора тяжелым изотопом кислорода (Taube, 1954). Однако, по мнению Г. П. Тейлора (1970), отмеченный изотопный эффект значителен только в случае низкотемпературных высококонцентрированных растворов.

При дальнейшем накоплении экспериментального материала, вероятно, будут обнаружены большие вариации изотопного состава кислорода окислов железа в ощелоченных рудах, вызванные изменениями значений $\delta^{18}O$ газоводного флюида, различием количественного соотношения жидкой и твердой фазы, а также разными температурами минералообразования.

Углекисло-кальциевый метасоматоз. С понижением температур начинают преобладать процессы карбонатизации, выражающиеся в замещении щелочного амфибола, кварца и отчасти рудных минералов карбонатами. Освобожденные в процессе замещения компоненты отлагались внутри зон карбонатизации в виде новообразований, большая часть которых

мигрировала в контактовые зоны родуситовых (рибекитовых) железных руд.

Исследование образцов карбонатизированных железных руд Желтореченской полосы Криворожья показало очень низкие значения $\delta^{18}O$ магнетита (табл. 63), который относительно магнетита вмещающих пород обеднен изотопом ^{18}O на 3—4‰ (рис. 45).

Наблюдается некоторое уменьшение $\delta^{18}O$ магнетита в метасоматических породах, содержащих эпигенетический карбонат.

Аномальные значения $\delta^{18}O$ в карбонатизированных породах и рудах Криворожья связаны с зональностью минералообразования. Они отражают специфику условий переотложения окислов железа. Щелочно-карбонатные растворы имели локальное распространение и при определенных соотношениях воды, карбонатов и рудных минералов возможно уменьшение $\delta^{18}O$ раствора по мере осаждения карбонатов. Кристаллизовавшиеся в изотопно-химическом равновесии с этим раствором магнетит и гематит обогащались ^{16}O.

Не исключено также участие в низкотемпературном метасоматическом процессе изотопически легких поверхностных или захороненных вод, так как этот процесс развивался в тектонически ослабленных зонах.

К карбонатизированным рудам Криворожья по значениям $\delta^{18}O$ магнетита близки карбонат-магнетитовые руды Среднего Побужья. По сравнению с железистыми кварцитами Среднего Побужья (табл. 63) они обеднены изотопом ^{18}O. Ассоциирующий с магнетитом карбонат также отличается низким содержанием изотопов ^{18}O и ^{13}C от карбонатов из кальцифиров, широко развитых в Среднем Побужье (табл. 51).

Окисленные руды

Результаты кислородно-изотопных исследований мартитовых руд Саксаганской полосы Криворожского месторождения показали, что все изученные пробы имеют отрицательные относительно стандарта значения $\delta^{18}O$ мартита (табл. 64). Близки к ним по изотопному составу кислорода мартитовые руды США и Венесуэлы. Другие минеральные разновидности окисленных руд Кривого Рога, по нашим и литературным данным (Лебедев, Петров, 1962), тоже характеризуются очень низкой концентрацией изотопа ^{18}O. Сопоставимы с ними по изотопному составу кислорода руды из зоны окисления железисто-кремнистой формации Мичиган (James, Clayton, 1962).

Обычно рудные залежи окружены ореолом окисленных железистых пород. Сравнение значений $\delta^{18}O$ окислов железа из частично окисленных железистых роговиков и неизмененных аналогов показывает уменьшение содержания изотопа ^{18}O в процессе мартитизации (Луговая, 1976). Об этом свидетельствует также изотопный анализ кислорода мартитизированных руд (табл. 64).

Разрушение кристаллической решетки магнетита и образование мартита возможно лишь при циркуляции водных растворов (Белевцев и др., 1959). Главными факторами, определившими значение $\delta^{18}O$ мартита, были температура, изотопный состав раствора и исходного магнетита. Сформировавшиеся мартитовые руды в дальнейшем должны были сохранять первичные значения $\delta^{18}O$, так как, согласно Е. И. Донцовой (1948), степень изотопного обмена между γ-Fe_2O_3 и водой невелика.

Используя калибровочный график, приведенный И. Фридманом и Дж. О'Нилом (1977) для системы магнетит — вода, и значения $\delta^{18}O$ мартитовых руд Криворожья, мы получили диапазоны возможных значений $\delta^{18}O$ воды: от —4,2 до —12,8‰ при температуре 25—75° С и от —6,6 до —15,2‰ при температуре 100—200° С. Такие диапазоны вариаций изотопного состава кислорода характерны только для метеорных вод.

Таблица 64

Изотопный состав кислорода в окисленных рудах

Номер пробы	Место отбора	Порода	$\delta^{18}O$, ‰		Литературный источник (автор коллекции)
			Магнетит	Мартит	
1	Криворожье, Саксаганский р-н	Силикат-магнетитовая, мартитизированная	0,9	—	Лебедев О. П., Петров П. Н., 1962
2	Бальмат (США)	Магнетитовая, мартитизированная	—1,1	—	James H. L., Clayton R. N., 1962
3	Криворожье, рудник «Желтая Река», скв. 8180	Гематит-магнетитовая, мартитизированная	—2,6	—	Луговая И. П., 1976
4	Криворожье	Мартитовая (плотная)	—	+15,0	Танатар И. И., 1952
5	»	» »	—	+11,4	Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., 1961
6	»	» »	—	+6,0	Танатар И. И., 1952
7	Криворожье, рудоуправление им. Р. Люксембург, скв. 1815, $K_2^{5ж}$	» »	—	—0,2	Луговая И. П., 1976
8	Криворожье, рудоуправление им. Коминтерна, $K_2^{6ж}$	» »	—	—7,0	Публикуется впервые (Ярощук М. А.)
9	Криворожье, шахта «Большевик», $K_2^{6ж}$	Мартитовая (пористая)	—	—2,7	Луговая И. П., 1976
10	То же	То же	—	—2,9	То же
11	» »	» »	—	—4,3	» »
12	Эль-Пао (Венесуэла)	» »	—	—3,4	James H. L., Clayton R. N., 1962
13	Мичиган (США)	» »	—	—2,6	» »
14	Криворожье, Саксаганский р-н, $K_2^{5ж}$	Кварц-гематит-мартитовая	—	—1,3	Лебедев О. П., Петров П. Н., 1962
15	То же	То же	—	—4,0	То же
16	» »	» »	—	—4,9	» »
17	» »	Гематит-мартитовая	—	—5,4	Танатар И. И., 1952
18	» »	То же	—	+3,2	То же
19	» »	Гетит-гематит-мартитовая	—	—0,5	» »
20	Криворожье, Саксаганский р-н, $K_2^{4ж}$	То же	—	—0,8	» »
21	Криворожье, рудоуправление им. Дзержинского, $K_2^{4ж}$	Гетит-гематитовая	—	—6,1	Луговая И. П., 1976
22	Мичиган (США)	» »	—	—4,1	Clayton R. N., Epstein S., 1958
23	То же	Гетит-магнетитовая	—7,8	—5,5	То же

Г. Джеймс и Р. Клейтон (1962) при исследовании окисленной формации Мичиган по результатам изотопного анализа кислорода в окислах железа расчетным путем определили значение $\delta^{18}O$ воды (от —6,0 до —11,5‰) и отметили близость этих значений к изотопному составу кислорода воды озера Мичиган.

Зафиксированное нами уменьшение содержания изотопа ^{18}O в мартитизированных породах и отрицательные значения $\delta^{18}O$ в мартитовых рудах убедительно доказывают поверхностное происхождение рудообразующих растворов.

Мартитовые руды с положительными значениями $\delta^{18}O$, приведенные в табл. 64, могли бы подтвердить высказанное М. А. Ярощук и Ю. М. Епатко (1976) предположение об образовании в Криворожье мартитовых руд глубинного залегания (более 2500 м) путем окисления магнетита под действием термальных углекислых растворов. Однако для этого еще не достаточно изотопных данных.

Гетит-гематитовые, гетит-магнетитовые и гетит-мартитовые руды Криворожья формировались в зонах окисления древней коры выветривания при разложении силикатов и карбонатов (Белевцев и др., 1959). Результаты изотопных анализов (табл. 64) подтверждают гипергенное происхождение этих руд. Получены наиболее низкие значения $\delta^{18}O$ для окислов железа (от —4,1 до —6,1‰), соответствующие изотопному составу кислорода метеорных вод.

Сопоставление значений $\delta^{18}O$ окисленных руд из различных месторождений мира (табл. 64) показывает сравнительно небольшие пределы вариаций изотопного состава кислорода (от —0,2 до —7,0‰), соответствующие $\delta^{18}O$ метеорных вод. Однако делать вывод о только гипергенном характере процесса мартитизации нельзя. Необходимо проведение глубокого изотопного исследования железорудных формаций. На Украине наиболее интересными объектами для такого исследования являются Криворожское и Белозерское месторождения.

Проведенное изучение распределения изотопов кислорода в окислах и карбонатах железа из докембрийских месторождений Украины в комплексе с другими методами исследований позволяют сделать следующие выводы:

1. В железисто-кремнистых формациях Украинского щита выделяется два наиболее распространенных генетических типа магнетита: первично-осадочный (диагенетический) и метаморфогенный. Различия в изотопном составе кислорода достаточно велики, поэтому можно использовать значения $\delta^{18}O$ для установления генезиса магнетита.

2. Изотопный состав кислорода может быть дополнительным критерием при выделении генетических типов богатых железных руд.

Гипогенные руды имеют положительные значения $\delta^{18}O$ относительно стандарта SMOW. Установлены изотопные критерии отличия осадочно-метаморфических и метасоматических руд: а) взаимосвязь значений $\delta^{18}O$ магнетита с минеральным составом руд; б) соотношение изотопного состава кислорода магнетитов из руды и вмещающей породы.

Осадочно-метаморфические руды по изотопному составу кислорода близки к рудным минералам вмещающих пород; для них характерна зависимость значений $\delta^{18}O$ магнетита от минерального парагенезиса.

Отличительной чертой метасоматических руд является отсутствие связи $\delta^{18}O$ с минеральным составом руды и резкое различие изотопного состава кислорода в руде и магнетите вмещающих пород.

3. В процессе гипергенеза образуются богатые руды с отрицательными относительно стандарта SMOW значениями $\delta^{18}O$ и уменьшается содержание изотопа ^{18}O в магнетите железистых кварцитов.

ГЛАВА VIII

ИЗОТОПЫ ЛЕГКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В РУДОПРОЯВЛЕНИЯХ СОВЕТСКИХ КАРПАТ

Изотопные данные играют важную роль при решении проблем генезиса рудных месторождений (Kiss, Cornides, 1972; Rye a. o., 1974; Рай, Омото, 1977; О'Нил, Зильберман, 1977).

Наиболее целесообразно применение методов анализа изотопного состава кислорода и углерода в кварцах и карбонатах.

В работе А. В. Миловского и Е. И. Донцовой (1968) показано, что изотопный состав кислорода в комплексе с другими геолого-геохимическими методами исследований может быть дополнительным критерием для установления генезиса кварцев.

Осадочные образования (кремни, диатомиты, радиоляриты и др.) характеризуются самым высоким содержанием изотопа ^{18}O — от 20 до 37‰. Кварцы вулканических пород имеют наиболее низкое содержание тяжелого изотопа кислорода. Для них значение $\delta^{18}O$ составляет от 4,7 до 13‰. Изотопный состав кислорода кварцев гидротермального происхождения изменяется в широких пределах, но не достигает значений, типичных для осадочных кремнистых пород.

Осадочно-метаморфические карбонатные породы имеют наиболее высокие значения $\delta^{18}O$ (15—35‰) и $\delta^{13}C$ (от —5,0 до +5,0‰).

Карбонаты глубинного происхождения отличаются самым низким содержанием тяжелых изотопов. Для них характерны значения $\delta^{18}O = +6{,}7$‰; $\delta^{13}C = -6{,}4$‰. Гидротермальные минералы характеризуются широким диапазоном изменения изотопного состава кислорода и углерода в зависимости от ряда факторов, главными из которых являются источник гидротермальных вод, генетическая связь карбонатов с вмещающими породами и магматическим очагом, температура минералообразования и окислительно-восстановительный потенциал среды.

1. БЕРЕГОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

По условиям залегания, морфологии рудных тел и минеральному составу выделяется несколько типов полиметаллических руд, происхождение которых до сих пор является предметом дискуссии.

Г. Г. Сасин (1973, 1974) высказал предположение о полигенном характере месторождения. Он считает, что Береговское месторождение состоит из вулканогенно-осадочных и вулканогенно-гидротермальных рудных тел, при этом значительную роль играет стратиформное оруденение.

Мнение о полигенном характере полиметаллического и колчеданно-полиметаллического оруденений не разделяют Ю. М. Коптюх (1966, 1974), А. Ф. Гончарук (1968), Э. А. Лазаренко (1970), В. В. Науменко и В. И. Скаржинский (1970). Они отрицают наличие оруденений вулканогенно-осадочного происхождения и, несмотря на некоторое расхождение во взглядах, признают единый генезис оруденений — вулканогенно-гид-

ротермальный. Некоторые из названных исследователей предполагают, что центральная часть Береговского месторождения является кальдерой, представляющей собой вулканическую жерловую структуру центрального типа. При фильтрации флюидов через пористую среду в определенных термодинамических условиях образовались экранирующие горизонты кварц-адуляровых метасоматитов, под которыми отлагались рудные тела субпластового типа.

Э. А. Лазаренко относит все оруденения Береговского месторождения к гидротермальному типу и указывает на большое значение метасоматических процессов в образовании нижнетортонских колчеданно-полиметаллических руд.

В. В. Науменко также отмечает гидротермально - вулканогенное происхождение руд Береговского месторождения и подчеркивает, что «размещение наиболее богатых руд предопределяется изгибами рудовмещающих разломов и сопряжениями последних с оперяющими трещинами» (1973, с. 32).

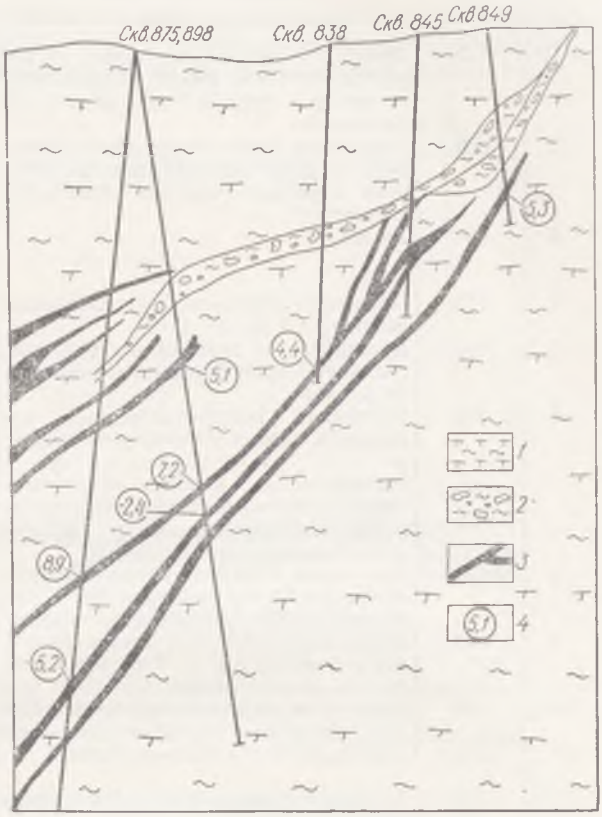

Рис. 56. Распределение изотопов кислорода в кварцевых жилах секущего типа:

1 — вулканогенно-осадочная толща; 2 — зона разлома; 3 — кварцевые жилы и прожилки; 4 — $\delta^{18}O$ кварца, ‰

В пределах изученного региона В. В. Науменко (1973) выделяет два типа оруденения неогеновой полиметаллической формации: галенит-сфалерит-пиритовую и галенит-сфалеритовую. Оруденения приурочены к образованиям альпийского структурного этажа и тесно связаны с неогеновым вулканизмом. Рудная минерализация проявляется в тектоно-вулканических структурах различных порядков, при этом образуются жилы и сложно построенные рудные зоны, рудные штокверки, прожилково-вкрапленное оруденение и рудные линзы, согласно залегающие во вмещающих осадочно-вулканогенных толщах миоцена.

Для выяснения условий формирования рудных тел и установления их генезиса изучен изотопный состав кислорода, углерода, серы и проведено термобарометрическое исследование * полиметаллических и колчеданно-полиметаллических оруденений Береговского месторождения (Щербак и др., 1977; Луговая и др., 1978а; Терещенко, Луговая, 1978). Изучались различные разновидности кварцев: опаловидные, мелкокристаллические, крупнокристаллические, гребенчатые, аметистовидные и друзовидные. Влияние структурных особенностей кварцев на изотопный состав

* Изотопный состав серы и температуры гомогенизации газово-жидких включений определены в секторе металлогении ИГФМ АН УССР (С. И. Терещенко, Ф. И. Жуков).

Таблица 65

Распределение изотопов кислорода в кварцах Береговского месторождения (Луговая И. П. и др., 1978а)

№ п/п	Номер скважины	Характеристика образца	Кварц	$\delta^{18}O$, ‰
1	875	Прожилки кварц-сульфидные, мощностью до 1 см. Кварц размещается в центре, рудные минералы — по зальбандам	Массивный, опаловидный, молочно-белый и светло-серый	+8,9
2	898	Прожилки кварц-карбонат-сульфидные, из зоны выщелачивания, сложного строения, местами брекчированные	Массивный, серый и бесцветный	+7,2
3	898	То же	Массивный, опаловидный, серый и светло-серый	—2,4
4	718	Прожилки кварц-карбонатные, мощностью от 1 мм до 1 см	Мелкокристаллический, бесцветный	+6,1
5	898	Прожилки сульфидно-кварцевые, различной ориентировки, мощностью до 1,5 см	Крупнокристаллический, бесцветный и фиолетовый	+5,1
6	849	Прожилок кварц-сульфидный, зональный. Кварц размещается в центре	Друзовидный, четко кристаллический, бесцветный	+5,3
7	815	Прожилок карбонат-кварцевый. Кварц заполняет пустоты выщелачивания. Наблюдается также массивный и аметистовидный кварц	Друзовидный, с четко удлиненно-призматическими кристаллами, бесцветный	+6,7
8	839	Прожилки карбонат-кварц-сульфидные с пустотами размером до 1 см, заполненными кристалликами кварца	Друзовидный, бесцветный	+4,4
9	944	Прожилки зональные, кварц-гематитовые, мощностью от 1 до 5 мм, различно ориентированы	Гребенчатый, бесцветный	+0,2
10	944	Прожилки карбонат-кварц-гематитовые, мощностью от 0,2 мм до 1,5 см	То же	+0,9
11	932	Прожилки сульфидно-кварцевые	Гребенчатый, аметистовидный	+5,2
12	740	Прожилки кварц-сульфидные мощностью до 1 см	Гребенчатый, аметистовидный, с гематитовой оторочкой	+5,1
13	718	Прожилки кварц-карбонатные, мощностью до 2 см. Выделяется две разновидности кварца, размеры кристаллов достигают 0,5×1 см	Гребенчатый. бесцветный	—0,4
			Гребенчатый, аметистовидный	+6,4
14	718	Прожилки карбонат-кварц-сульфидные, мощностью от 1 мм до 1,5 см, различной ориентировки	То же	+10,0
15	815	Прожилки кварц-сульфидные	» »	+11,5

кислорода не наблюдается (табл. 65). Кварц из секущих жил кварц-сульфидного, кварц-карбонатного и кварцевого составов с полиметаллической минерализацией (рис. 56) имеет преимущественно положительные значения $\delta^{18}O$ (5—9‰), но в двух образцах зафиксировано аномально низкое (—5,2 и —2,4‰). Наблюдается уменьшение концентрации тяжелого изотопа кислорода в кварце по мере приближения к зоне разлома.

В колчеданно-полиметаллическом оруденении пластообразного и мелкопрожилкового залегания (рис. 57) обнаружены кварцы с резко отличающимся содержанием изотопа ^{18}O. На расстоянии 130 м значение $\delta^{18}O$ изменяется от 0,2 до 11,5‰. Неравномерно распределен тяжелый изотоп кислорода в кварцах из других участков месторождения (табл. 66).

Предположение о вулканогенно-осадочном происхождении оруденения пластообразного (согласного) залегания и прожилково-вкрапленного типа не подтверждается данными изотопного состава кислорода кварцев.

В этом случае значения $\delta^{18}O$ кварцев должны быть выше $20^0/_{00}$ и в пределах развития рудных зон примерно одинаковыми. Но экспериментальный материал показал, что даже на небольшом расстоянии различие в изотопном составе кислорода кварцев из пластообразной залежи составляет $11^0/_{00}$ и величина $\delta^{18}O$ кварца не превышает $12^0/_{00}$.

Эти факты хорошо объясняются с точки зрения вулканогенно-гидротермального генезиса, при котором кварц-сульфидные, кварц-карбонатные и кварц-гематитовые прожилки образовались на различных этапах гидротермального процесса.

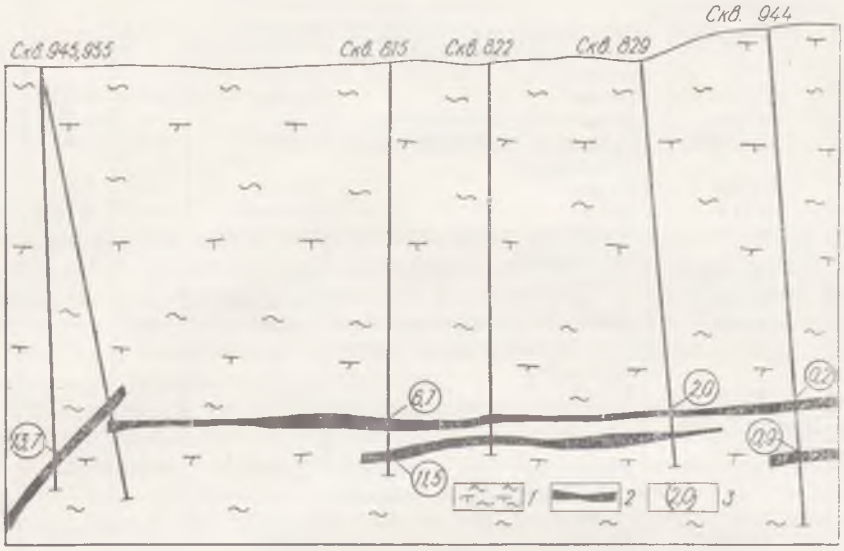

Рис. 57. Распределение изотопов кислорода в кварцевых жилах, прожилках и линзах пластового залегания:

1 — вулканогенно-осадочная толща; *2* — кварцевые жилы и прожилки; *3* — $\delta^{18}O$ кварца, ‰

Рассмотрим эволюцию изотопного состава кислорода кварца на различных этапах гидротермально-вулканической деятельности. Как уже отмечалось, изменения значений $\delta^{18}O$ кварца не зависят от морфологии рудных тел. Нами установлено, что распределение изотопов кислорода в кварцах коррелируется только с минеральным парагенезисом (рис. 58). Наиболее обогащены изотопом ^{18}O кварц-сульфидные ассоциации ($\delta^{18}O_{ср} = 11,4^0/_{00}$); карбонат-сульфидно-кварцевые и кварц-карбонатные образования содержат кварц с более низкими значениями $\delta^{18}O$ (среднее $8,9^0/_{00}$). В кварце из кварц-гематитовых жил зафиксирован самый легкий изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O_{ср} = 1,1^0/_{00}$). Наблюдается понижение содержания изотопа ^{18}O в измененных кварцах. Кварц из зон выщелачивания характеризуется значениями $\delta^{18}O$ примерно на $2^0/_{00}$ ниже, чем в неизмененных образцах (рис. 58).

Связь изотопного состава кислорода кварцев с минеральным парагенезисом рудных зон не случайна. Она отражает изменение физико-химических условий на различных этапах гидротермального процесса.

Для выяснения специфики условий образования кварца различных генераций изучены газово-жидкие включения в них. Во всех кварцах наблюдаются обычные двухфазовые газово-жидкие включения, в которых содержание газа варьирует от 5 до 50%. Количество и размер включений самые различные. В одних образцах отмечено большое количество крупных включений, достигающих 0,05 мм, в других — включения очень мелкие, до 0,001 мм. Выделяются три разновидности кварца, отличающиеся по характеру газово-жидких включений и по температурам гомогенизации: 1 — аметистовидный кварц, включений много, температура 250—300° С;

Таблица 66

Распределение изотопов легких элементов в рудных зонах и вмещающих породах Береговского месторождения (Луговая И. П. и др., 1978а)

Номер образца	Место отбора	Характеристика образца	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
		Прожилки секущего типа, полиметаллическая минерализация				
	Западный уч-к					
1	Скв. 875	Прожилок кварц-сульфидный с пустотами выщелачивания	Пирит	+3,2	—	—
	То же	То же	Кварц	—	−5,2	—
2	» »	Жила кварц-сульфидная	»	—	+8,2	—
3	Скв. 898	Прожилок карбонат-кварц-сульфидный	Пирит	+2,6	—	—
	То же	То же	Кварц	—	+5,1	—
	» »	» »	Сидерит	—	+18,0	−0,6
4	» »	Прожилок кварц-карбонат-сульфидный	Сфалерит	−0,4	—	—
	Скв. 898	То же	Кварц	—	+7,2	—
	То же	» »	Сидерит	—	+18,7	−2,2
5	» »	Прожилок кварц-карбонат-сульфидный из зоны выщелачивания	Пирит	+0,7	—	—
	» »	То же	Кварц	—	−2,4	—
	Центральный уч-к					
6	Скв. 849	Прожилок кварц-сульфидный с пустотами выщелачивания	Сфалерит	+1,5	—	—
	То же	То же	Кварц	—	+5,3	—
7	Скв. 838	Прожилок карбонат-кварц-сульфидный с пустотами выщелачивания	Сфалерит	+2,4	—	—
	То же	То же	Пирит	+2,8	—	—
	» »	» »	Кварц	—	+4,4	—
8	Северо-Восточный уч-к, скв. 945	Жила кварц-сульфидная	»	—	+13,7	—
		Согласные слоисто-прожилковые рудные тела, колчеданно-полиметаллическая минерализация				
9	Северный уч-к	Прожилок кварц-карбонат-сульфидный	Сфалерит	+1,9	—	—
	» »	То же	Пирит	+5,1	—	—
	» »	» »	Кварц	—	+6,4	—
	» »	» »	Сидерит	—	+16,4	−1,0
10	Западный уч-к, скв. 944	Прожилок кварц-сульфидный	Пирит	+2,2	—	—
	То же	То же	Кварц	—	+11,5	—
11	Скв. 932	» »	»	—	+5,2	—
12	Скв. 944	Прожилок карбонат-кварц-гематитовый	»	—	+0,9	—
	Скв. 944	То же	Доломит	—	+18,8	−1,3
13	То же	Прожилок кварц-гематитовый	Кварц	—	+0,9	—
14	Скв. 829	То же	»	—	+2,0	—
15	Северный уч-к, скв. 718	Прожилок карбонат-кварцевый	»	—	+6,1	—
16	То же	Прожилок карбонат-кварц-сульфидный	»	—	+10,1	—
17	Северо-Западный уч-к, скв. 740	Прожилок кварц-сульфидный с пустотами выщелачивания	»	—	+5,1	

Номер образца	Место отбора	Характеристика образца	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰
		Вмещающие породы				
18	Западный уч-к, скв. 875	Риолитовый туф, пропитанный сульфидами	Пирит	+4,6	—	—
19	То же	Риолитовый туф, интенсивно окварцованный, с вкрапленностью сульфидов	»	+2,2	—	—
20	Скв. 944	Аргиллит с послойными прожилками сульфидов	»	+6,8	—	—
21	Северный уч-к, скв. 783	То же	»	+1,1	—	—
22	Скв. 771	Туфопесчаник пиритизированный	»	+3,8	—	—

2 — друзовидный кварц, включений мало, они небольшого размера, температура 100—200° С; 3 — опаловидный кварц, включений мало, однофазовые температуры не выше 80° С. Наиболее распространен кварц, кристаллизовавшийся при температуре 250—300° С. Температурному режиму была свойственна пульсационность, что вызвало вариации изотопного состава кислорода в кварцах.

Продуктивные минеральные ассоциации полиметаллических и колчеданно-полиметаллических оруденений отлагались при температурах 100—200° С. Основным фактором отложения сравнительно низкотемпературных продуктивных ассоциаций являлось не снижение температуры, а падение давления вследствие периодически повторяющегося трещинообразования.

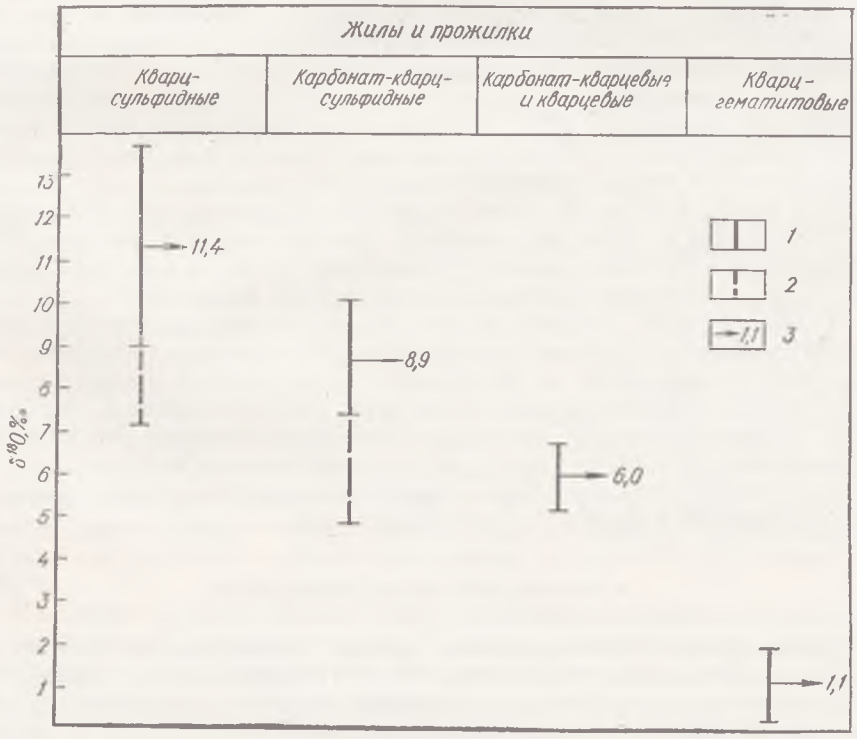

Рис. 58. Зависимость изотопного состава кислорода кварца от окислительно-восстановительных условий гидротермального процесса:

1 — кварц неизмененный; *2* — кварц из зон выщелачивания; *3* — $\delta^{18}O$ кварца, ‰

Вычислен изотопный состав кислорода гидротермальных растворов по формуле: $1000 \ln \alpha_{\text{кварц} - \text{вода}} = 3,1 \cdot 10^{-6} \cdot T^{-2} - 2,08$ (O'Neil, Clayton, 1964). В интервале температур 80—300° С, определенных методом гомогенизации газово-жидких включений, кварц с $\delta^{18}O$, составляющим 4,4—11,0‰, кристаллизовался в растворах с $\delta^{18}O$ от +5,2 до —7,2‰. Следовательно, восходящие гидротермы были в разной мере контаминированы водами поверхностного происхождения. Наряду с кварцами, имеющими положительные значения $\delta^{18}O$ относительно стандарта SMOW, обнаружены кварцы с отрицательными значениями $\delta^{18}O$ (от —5,2 до —2,2‰), причем такие кварцы встречаются на разных глубинах, вплоть до 800 м. Установлено, что они кристаллизовались при температурах 100—200° С из растворов с очень легким изотопным составом кислорода ($\delta^{18}O$ от —10 до —15‰). Такой изотопный состав кислорода характерен только для метеорных вод.

Таким образом, изотопные данные в сочетании с температурами, определенными методом гомогенизации газово-жидких включений в кварцах, показывают то, что гидротермы помимо магматической воды содержали различное количество вод с низкой концентрацией изотопа ^{18}O. Это подтверждается и результатами изотопного анализа кислорода карбонатов, представленных сидеритом (табл. 66). Контаминация могла происходить с адсорбционными и реликтовыми водами вмещающих пород, а также с поверхностными водами, поступавшими по тектонически ослабленным зонам на большие глубины.

Анализ изотопного состава углерода в карбонатах (табл. 66) показал значения $\delta^{13}C$ от —0,6 до —2,2‰, характерные для осадочных пород. Источником углерода, вероятно, служили карбонатные породы, подстилающие неогеновые толщи.

Результаты изотопного анализа серы сульфидов (табл. 66) показали довольно узкие диапазоны значений $\delta^{34}S$: для пирита от +0,7 до +3,2‰, для сфалерита от —0,4 до +2,4‰. Различия в изотопном составе серы сульфидов из полиметаллического и колчеданно-полиметаллического оруденений не наблюдаются, что свидетельствует о едином глубинном источнике серы. Вмещающие толщи (риолитовые туфы и аргиллиты) содержат сульфиды со значениями $\delta^{34}S$, близкими к распределению изотопов серы в рудной зоне (табл. 66). Это указывает на глубокую проработку вулканогенно-осадочных пород гидротермальными растворами.

Для проб 3,9 (табл. 66) методом изотопной термометрии по минеральной паре пирит — сфалерит получена одинаковая температура 100° С, совпадающая с нижним пределом температур рудообразования, определенных по данным гомогенизации газово-жидких включений.

Таким образом, полиметаллические и колчеданно-полиметаллические оруденения не отличаются ни по изотопному составу кислорода, углерода и серы в минералах, ни по температурному режиму и газово-химическому составу гидротермальных растворов. Предположение Г. Г. Сасина (1975) о принадлежности колчеданно-полиметаллических оруденений к вулканогенно-осадочному типу не подтвердилось. Совокупность всех данных позволяет сделать вывод о едином вулканогенно-гидротермальном типе оруденений Береговского месторождения.

2. РАХОВСКОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

Домезозойские кристаллические породы Раховского массива подразделяются на три свиты (Данилович, 1978): 1) белопотокская, гнейсо-сланцевая свита представлена плагиогнейсами, слюдисто-кварцитовыми сланцами, кварцитами и плагиоклаз-кварцитовыми порфироидами; 2) деловецкая, карбонатно-сланцевая свита делится на нижнюю и верхнюю подсвиты; первая состоит из мусковитовых, мусковит-хлоритовых и хлоритовых слан-

пев и мраморов, вторая — из серицитовых, серицит-хлоритовых, биотит-мусковитовых, кварцитовых сланцев и белых кварцитов; 3) кузинская, филлитовая свита, состоит из темно-серых филлитов с прослоями графитсодержащих кварцитов, доломитов и известняков.

Кристаллические сланцы белопотокской и деловецкой свит некоторые геологи относят к первично-осадочным образованиям (Ткачук, Гуржий, 1957). В работах Н. П. Семененко и др. (1960) и Ю. Р. Даниловича (1978) показана важная роль вулканизма в формировании пород этих свит. Вопросы о времени образования первичных пород фундамента и о характере метаморфических процессов также дискуссионны. Высказываются предположения о едином этапе метаморфического преобразования пород (Бойко, 1970) и о двойном, разорванном во времени, вначале региональном высокотемпературном, а затем низкотемпературном метаморфизме (Ткачук, Гуржий, 1957). Согласно представлениям Ю. Р. Даниловича, «диафторические преобразования происходили не при понижении температуры, а при повторном ее повышении вследствие складчатости нового этапа и прогрессивного метаморфизма покровных осадочных образований» (1978, с. 98).

Метаморфические преобразования осадочных и изверженных пород сопровождались мобилизацией рудных элементов, транспортировкой и локализацией их в благоприятных структурах. В Раховском массиве оруденение приурочено к зонам дробления, брекчирования, интенсивного окварцевания и калишпатизации домезозойских кристаллических пород. Рудные тела, согласные со складчатостью зоны окварцевания, имеют форму линз, прожилков и неправильной формы жил различной мощности. Иногда наблюдаются в окварцованных сланцах вертикальные трещины, выполненные кварцем.

Геохимическая специализация Раховского массива: свинец, цинк, медь, железо, марганец, мышьяк и другие элементы. Объектом для изотопно-геохимических исследований были выбраны наиболее широко развитые породы деловецкой свиты. Образцы отбирались из пород верхне- и нижнеделовецкой подсвит на большой площади.

В окрестностях с. Делового рудоносный горизонт прослеживается от среднего течения потока Бредецель, через водораздел в потоке Сауляк, далее вдоль ручья Белеив и по правому склону долины р. Тисы. Рудные тела представляют собой линзы и прожилки преимущественно кварц-карбонатного, иногда кварц-сульфидного и кварцевого составов (табл. 67). Вмещающие толщи (слюдистые сланцы и карбонатные породы) приурочены к нижнеделовецкой подсвите. Они залегают согласно с подстилающими плагиогнейсами и слюдисто-кварцевыми сланцами белопотокской свиты и слагают с ними юго-западное крыло Банско-Белопотокской синклинали.

Карбонатные породы образуют вытянутые линзы мощностью от 5 до 18 м, представлены мраморами кальцитового и доломитового составов (табл. 67, обр. 246). В верхней подсвите деловецкой свиты мраморы развиты более широко. Они слагают горизонт мощностью 60—80 м, протяженностью около 600 м. В карьерах «Центральном», «Среднем», «Сауляке» и других мощность мраморов составляет 100—200 м. Выделяются кальцитовые, доломитовые и кварц-кальцитовые мраморы, в которых иногда наблюдаются прослои слюдисто-хлоритовых сланцев (табл. 67, обр. 99/7, К-1ВР).

На левом склоне долины р. Тисы оруденение локализовано в породах нижнеделовецкой (рудопроявление «Тукало») и верхнеделовецкой (рудопроявление «Белый Поток») свит. По левому борту потока Тукало среди милонитизированных кварц-серицитовых и углистых сланцев (филлитов) наблюдаются многочисленные линзовидные мелкие прожилки размером 1—6 см, залегающие согласно с вмещающей толщей (табл. 67, обр. 30-2, 230/1). Прожилки выполнены кварцем и сульфидами (пиритом, халькопиритом и галенитом). Вмещающие сланцы также содержат тонкую вкрап-

Таблица 67

Распределение изотопов легких элементов в минералах рудных зон из домезозойских пород Раховского массива

№ п/п	Номер образца	Место отбора	Характеристика образца и вмещающей породы	Минерал	$\delta^{18}O$, ‰	$\delta^{13}C$, ‰	$\delta^{34}S$, ‰	Литературный источник (автор коллекции)
1	259	Рудопроявление «Сауляк», штольня 1	Кварц-карбонатные прослои в кварц-карбонат-серицитовых сланцах	Кварц	15,4	—	—	Луговая И. П. и др., 1978а
2		То же	То же	Доломит	16,3	—1,2	—	То же
3	260	» »	Кварцевый прослой в кварц-карбонат-серицитовых сланцах	Кварц	12,8	—	—	» »
4	740	» »	Кварц-сульфидное рудное тело в кварц-карбонат-серицитовых сланцах	»	11,1	—	—	Луговая И. П. и др., 1978а (Оставненко А. И.)
5		» »	То же	Пирит	—	—	+35,0	Луговая И. П. и др., 1978а
6	238	Поток Бредецель	Кварц-карбонатная порода	Кварц	13,0	—	—	То же
7		» »	То же	Кальцит	17,1	—1,0	—	» »
8	246	Поток Белеив	Карбонатная порода, мраморовидная	Доломит	16,8	—1,5	—	» »
9	99/7	с. Деловое, карьер	Мрамор доломитовый	»	17,1	—0,5	—	» »
10	К-1ВР	» » »	Мрамор кальцитовый	Кальцит	16,8	—0,3	—	» »
11	244	с. Деловое, прав. бер. р. Тисы	Линза кварца в карбонат-серицит-хлорит-кварцевом сланце	Кварц	11,9	—	—	» »
12	364	Поток Тукало	Кварцевый линзовидный прожилок в хлорит-серицитовом сланце	»	9,0	—	—	Луговая И. П. и др., 1978а (Оставненко А. И.)
13	365	» »	Кварцевый линзовидный прожилок с вкрапленностью сульфидов в хлорит-серицитовом сланце	»	7,0	—	—	То же
14		» »	Кварцевый линзовидный прожилок с вкрапленностью сульфидов в хлорит-серицитовом сланце	Пирит	—	—	+19,7	» »

15	374	» »	Кварцевый прожилок в хлоритовом сланце	Кварц	5,8	—	—	» » » »
16	393	» »	Секущая кварцевая жила в кварц-серицитовом сланце	»	11,2	—	—	» »
17	30-2	» »	Кварцевая линза, согласная со слоистостью вмещающих углистых сланцев	»	11,6	—	—	» »
18		» »	Кварцевая линза, согласная со слоистостью вмещающих углистых сланцев	Пирит	—	—	+11,7	» »
19	30-3	» »	Углистый сланец	Графит	—	—26,2	—	» »
20	230/2	» »	» »	Порода	6,0	—	—	» »
21	30-6	» »	Кварцевая линза в кварц-серицитовом сланце	Кварц	8,7	—	—	» »
22	30-12	» »	Черные кварциты	»	12,7	—	—	» »
23	230/1	» »	Кварцевый прожилок в углистом сланце	»	12,5	—	—	» »
24	410	Поток Белый	Кварцевая жила в хлорит-серицитовом сланце	»	10,0	—	—	» »
25	414	» »	Кварцевый прожилок с сульфидами в хлорит-серицитовом сланце	»	11,3	—	—	» »
26	414	» »	То же	Сфалерит	—	—	0,0	» »
27	232	» »	Кварцевый прожилок в серицит-кварцевом сланце	Кварц	7,1	—	—	Луговая И. П. и др., 1978а
28	346	с. Красный Плес	Конгломерат	»	7,1	—	—	Луговая И. П. и др., 1978а (Оставненко А. И.)
29	335/1	» » »	»	»	12,8	—	—	То же
30	540	» » »	»	»	10,2	—	—	» »
31	424	Поток Большой Банский	»	»	7,9	—	—	» »
32	463	То же	»	»	6,1	—	—	» »

ленность сульфидов. Вся зона разбита трещинами различной ориентировки, выполненными осветленным серицитовым материалом и пиритом. В 50 м от этой зоны вверх по потоку встречена секущая кварцевая жила мощностью 0,6 м (табл. 67, обр. 393) и в нескольких метрах от нее линзы кварца (обр. 30-6), залегающие согласно слоистости кварц-серицитовых сланцев.

Далее в русле потока выходят хлорит-серицитовые сланцы с согласным линзо-прожилковым окварцеванием (табл. 67, обр. 364, 374). Общая протяженность рудной залежи около 200 м, максимальная мощность ее 1,7 м. Интересно отметить, что углистые сланцы перекрываются черными кварцитами, содержащими вкрапленность пирита (обр. 30-12). По простиранию кварциты переходят в обогащенную сульфидами зону окисления.

В обнажениях вдоль потока Белого (склон горы Желтой) хорошо видны хлорит-серицитовые сланцы, содержащие жилы и прожилки кварца мощностью от 1 до 50 см, залегающие согласно слоистости. По микротрещинам в кварце развиваются гидроокислы железа, иногда заметна вкрапленность сфалерита и альбита. Для изотопного анализа взяты образцы из кварцевой жилы мощностью 20 см (табл. 67, обр. 410) и кварцевого прожилка с сульфидами мощностью 3 см (обр. 414).

Вверх по левому притоку потока Белого расчисткой вскрыты кварц серицитовые сланцы с послойными линзовидными прожилками кварца, аналогичными вышеописанным. В западной части обнажения рудный горизонт срезается тектонической трещиной. Вблизи последней из прожилка взят образец молочно-белого кварца (обр. 232), отличающегося отсутствием микротрещин.

На палеозойских кристаллических сланцах залегают нижнетриасовые отложения, обломочные породы которых представлены конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками (Данилович, 1978). Исследованы конгломераты в потоках Красном Плесе, Большом Банском и в других районах. Конгломераты мелкогалечные, слабоокатанные, преимущественно кварцевые, цемент глинисто-карбонатный, кварц серый, молочно-белый и бесцветный (табл. 67, обр. 346, 424, 335/1, 463).

Результаты изотопных анализов (табл. 67) показывают широкий диапазон значений $\delta^{18}O$ кварца (5,8—15,4‰) в жилах, прожилках и линзах в пределах отдельных рудопроявлений.

Изотопный состав кислорода кварцев не зависит от морфологии рудных тел и минерального парагенезиса, а также от состава вмещающих толщ. Не замечено взаимосвязи между значениями $\delta^{18}O$ кварца и его структурными особенностями.

Сопоставление полученных изотопных данных с содержанием рудных элементов в кварце обнаруживает очень четкое разграничение по $\delta^{18}O$ безрудных и рудных кварцев (табл. 68). Значение $\delta^{18}O$ для первой группы составляет 5,8—9,0‰ (среднее 7,5), для второй — 10,0—15,4‰ (среднее 11,8). Исключением является рудный кварц (обр. 30-6), $\delta^{18}O$ которого составляет 8,7‰. Обращает на себя внимание довольно узкий диапазон изотопных значений в пределах каждой группы.

Карбонаты в кварц-карбонатных рудных телах не отличаются по изотопному составу кислорода и углерода от мраморов, слагающих горизонты значительной мощности (табл. 67). Различия изотопных данных кальцита и доломита не фиксируются. Следует отметить, что карбонатные тела, недавно вскрытые штольней 2 (Рудоуправление «Сауляк»), не изучались.

Изотопный анализ серы из сульфидов выполнен только по четырем образцам. Получен большой разброс значений $\delta^{34}S$ — от 0 до +35,5‰ (Луговая и др., 1978а).

Температуры кристаллизации изученных минералов не определены, что затрудняет интерпретацию изотопных данных.

Таблица 68

Сопоставление значений $\delta^{18}O$ в безрудных и рудных кварцах (Луговая И. П. и др., 1978а; коллекция А. И. Оставненко)

№ п/п	Номер образца	Вмещающая порода	$\delta^{18}O$, ‰
		Безрудные кварцы	
1	374	Сланец хлоритовый	5,8
2	365	Сланец хлорит-серицитовый	7,0
3	364	» » »	9,0
4	346	Конгломерат	7,1
5	424	»	7,9
		Рудные кварцы	
6	540	Конгломерат	10,2
7	335/1	»	12,8
8	30-12	Кварцит	12,7
9	393	Сланец кварц-серицитовый	11,2
10	740	Сланец кварц-карбонат-серицитовый	11,1
11	410	Сланец хлорит-серицитовый	10,1
12	414	» » »	11,3
13	30-2	Сланец углистый	11,6

Генезис кварцев с низким ($\delta^{18}O_{ср} = 7{,}5‰$) и высоким ($\delta^{18}O_{ср} = 11{,}8‰$) содержанием тяжелого изотопа кислорода можно рассматривать с разных точек зрения.

1. Дифференциация изотопного состава кварца свидетельствует о различном происхождении этого минерала. Низкие значения $\delta^{18}O$, зафиксированные в безрудных кварцах, сопоставимы с изотопным составом кислорода кварцев из ортопород. Рудные кварцы имеют диапазон значений $\delta^{18}O$, характерный для первично-осадочных пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации.

Это предположение согласуется с конкретной геологической обстановкой. По данным Ю. Р. Даниловича (1978), в состав белопотокской и деловецкой свит входят ортопороды, представленные амфиболитами и амфиболитовыми сланцами, биотитовыми гнейсами и катаклазированными гранитами. Прогрессивный региональный метаморфизм в отдельных участках комплекса протекал в условиях амфиболитовой фации (силлиманит-альмандиновой субфации). Если при метаморфизме значение $\delta^{18}O$ воды межпорового флюида составляло 10‰, то при температуре 500—700° С, согласно расчету по формуле $10^3 \ln \alpha = 3{,}57 \cdot 10^6 \cdot T^{-2} - 2{,}73$ (Clayton a. o., 1972), мог образоваться кварц со значениями $\delta^{18}O$, равными 10,4—13,4‰, сопоставимыми с изотопным составом рудных кварцев (табл. 68). Выбор значения $\delta^{18}O$ (10‰) для воды основан на наших результатах изучения изотопного состава кислорода конституционных вод слюдистых сланцев и литературных данных (Тейлор, 1970).

2. Значения $\delta^{18}O$ в диапазоне 5,8—9,0‰ может иметь кварц первично-осадочных пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации (Sheppard, Schwarcz, 1970). Кварц со значениями $\delta^{18}O$, равными 10—15‰, согласно расчету по формуле Дж. О'Нила и Р. Клейтона (1969), мог кристаллизоваться при температуре 300—500° С в изотопно-химическом равновесии с водой, для которой $\delta^{18}O$ составляет 7‰. Такой изотопный состав кислорода имеют воды глубинного происхождения и некоторые метаморфогенные растворы.

На территории Раховского массива широко развиты явления окварцевания, альбитизации и мусковитизации, свидетельствующие о метасоматозе, связанном с тектоническими процессами. Ю. Р. Данилович (1978) и другие геологи предполагают несколько стадий гидротермального окварцевания домезозойских пород. Вполне вероятно, что в этом процессе участ-

вовали воды смешанного состава, передвижению которых способствовала деформация пород. Гранитизация и метасоматоз могли происходить в условиях температур, соответствующих амфиболитовой и зеленосланцевой фациям метаморфизма.

Таким образом, рассмотренные два варианта интерпретации изотопных данных предполагают либо наличие кварцев осадочного и изверженного происхождения, либо образование кварцев нескольких генераций в процессе метаморфического и гидротермального изменения осадочных пород.

Для решения вопроса генезиса кварца в оруденениях Раховского массива помимо изотопных данных необходимы результаты определения температур кристаллизации кварца методом гомогенизации газово-жидких включений и информация о структурных особенностях минерала.

На данном этапе исследования важен факт различия в изотопном составе кислорода рудных и безрудных кварцев, что в дальнейшем будет использовано для разработки поисковых критериев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монография посвящена вопросам изотопно-геохронологического датирования главнейших геологических объектов докембрия и фанерозоя, а также изотопно-геохимическим исследованиям для решения проблем петрологии, геохимии и рудообразования в конкретных регионах Украины.

На базе большого фактического материала по изотопному возрасту с учетом геологических данных установлены основные стратиграфические и геохронологические рубежи докембрия Украинского щита. Значительное внимание уделено стратиграфическому рубежу или границе между археем и протерозоем, которая четко проявилась в Среднем Приднепровье.

В работе обсуждаются требования, предъявляемые к радиологическим исследованиям при определении верхних и нижних возрастных границ главнейших стратиграфических подразделений докембрия Украинского щита.

Рассмотрено состояние геохронологической изученности нижних и верхних стратиграфических границ серий метаморфических пород и комплексов гранитоидов Украинского щита. По тем стратиграфическим подразделениям, нижние геохронологические рубежи которых пока однозначно не установлены, намечено выполнение конкретных геологических и геохронологических исследований.

Разработаны критерии выбора надежных изотопных дат для стратиграфического расчленения докембрия. Приведены реперные изотопные даты, которые были опорными для предлагаемой геохронологической схемы докембрия Украинского щита.

Для геологических образований Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины, Карпатского и Крымского регионов даны все цифры изотопного возраста, известные в литературе, а также и неопубликованные ранее.

Анализ фактического материала показал, что для стратиграфического расчленения немых толщ фанерозоя Украины наиболее благоприятны гидрослюды, слюды, глаукониты и вулканогенные породы, образование которых синхронно или близко по времени к процессам седиментации.

Значительная часть работы посвящена вопросам применения результатов исследования изотопного состава химических элементов для установления генезиса горных пород и руд Украинского щита и его обрамления. Приведены результаты определений изотопного состава свинца и стронция и дана их интерпретация. Обработка экспериментальных данных по изотопному составу стронция и свинца в различных системах координат позволили сделать заключение о генетических особенностях полиметаморфических пород и гранитоидов, развитых в районах Украинского щита, наиболее сложных в геологическом отношении.

В результате изучения изотопного состава рудного свинца в наиболее важных в металлогеническом отношении районах Украинского щита и его обрамлении (западный склон Украинского щита, Днепровско-Донецкая впадина) сделано заключение о направленности и времени проявления

основных геологических процессов. В результате изучения изотопного состава свинца сульфидных минералов в Среднем Приднепровье и Криворожье выявлено несколько разновозрастных и генетических типов рудной минерализации. Эти исследования однозначно показали, что первоисточником кластогенных галенитов, наблюдаемых в метапесчаниках и конгломератах нижней свиты криворожской серии, были сульфидно-кварцевые жилы, залегающие среди архейских плагиогранитов и метаморфических пород конкско-верховцевской серии Среднего Приднепровья.

На основании особенностей изотопного состава кислорода и углерода выделены генетические группы карбонатных пород и воссозданы условия их образования. Особое внимание уделено разработке изотопно-геохимических критериев диагностики карбонатитов, что имеет важное практическое значение при поисках минерального сырья, связанного с этими важнейшими образованиями.

В результате изучения изотопного состава кислорода докембрийских железистых формаций Украины выявлены закономерности распределения изотопов кислорода в железисто-кремнистых породах, установлено происхождение рудных минералов железистых кварцитов и разработаны изотопные критерии отличия основных генетических типов богатых руд.

По результатам особенностей распределения изотопов кислорода, углерода и серы в рудопроявлениях Советских Карпат сделано заключение о генезисе оруденений и специфике условий рудообразования.

В работе обобщены все имеющиеся данные по изотопному составу химических элементов из различных геологических образований Украины и дана их геологическая интерпретация.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аракелянц М. М., Богатиков О. А., Борсук А. М. и др. Возраст щелочных пород Северо-Чешской рифтовой области по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы : Тез. докл. XIX сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Наука, 1975, с. 59—61.

Афанасьев Г. Д., Гоньшакова В. И., Корзун В. П. Об абсолютном возрасте некоторых верхнедевонских щелочных эффузивов юга Русской платформы и Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 8, с. 3—8.

Бабинец А. Е. К характеристике плотности подземных вод Украины в зависимости от изотопного состава.— Тр. I Укр. гидрогеол. совещ., 1961, 1, с. 1—15.

Бабинец А. Е., Ветштейн В. Е. Результаты изучения ^{18}O в некоторых генетических разновидностях природных вод.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. Киев : Наук. думка, 1967, с. 220—298.

Бабинец А. Е., Луговая И. П., Марус В. И. Изотопный состав кислорода вод Украинских Карпат.— Докл. АН УССР, 1971, № 7, с. 579—581.

Бабков Ю. В., Булаевский Д. З., Зайцев О. О. и др. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 4, с. 144—153.

Багдасарян Г. П., Глевасская А. М., Михайлова Н. П. Об абсолютном датировании палеомагнитных зон в разрезе Выгорлат-Гутинской гряды (Закарпатье).— В кн.: Материалы VIII конф. по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. 2. Киев : Наук. думка, 1970, с. 30—35.

Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г. Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, с. 3—15.

Багдасарян Г. П., Лебединский В. И. Новые данные об абсолютном возрасте магматических пород Горного Крыма.— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 1, с. 149—152.

Балуховский Н. Ф. Тектоника юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и ее связь с тектоникой Донбасса.— В кн.: Геология СССР. Т. 5. М. : Госгеолтехиздат, 1958, с. 871—882.

Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д., Ладиева В. Д. и др. Древнейшая сульфидная минерализация в Украинском щите по данным изотопного состава свинца.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М. : Наука, 1973, с. 122—126.

Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д., Лечехлеб В. Р. и др. Вариации изотопного состава свинца из сульфидов Украины.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М. : Наука, 1967а, с. 151—154.

Бартницкий Е. Н., Кузнецов Ю. А., Скаржинский В. И. Изотопы свинца галенитов Донецкого бассейна.— Геол. журн., 1975, 35, вып. 3, с. 64—72.

Бартницкий Е. Н., Лазьков В. А., Скаржинский В. И. Об изотопном составе свинца из галенитов Донецкого бассейна.— Геохимия, 1967б, № 7, с. 796—801.

Бартницкий Е. Н., Щербак Н. П., Елисеева Г. Д. и др. Изотопный состав свинца и модельный возраст сульфидов Сущано-Пержанской зоны и центральной части Украинского щита.— В кн.: Актуальные вопросы современной геохронологии. М. : Наука, 1976, с. 51—61.

Батиевский Б. А., Луговая И. П. О природе материнской породы амфиболитов центральной части Украинского щита по данным изотопно-кислородного анализа.— Геол. журн., 1978, 38, № 3, с. 94—100.

Безбородько М. І. Петрогенезис і петрогенетична карта кристалічної смуги України.— К. : АН УРСР, 1935.— 389 с.

Безпалько Н. А. Петрологія і акцесорні мінерали гранітів та метасоматитів Північної Волині.— К. : Наук. думка, 1970.— 164 с.
Белевцев Я. Н. Основные положения теории метаморфогенного рудообразования.— В кн.: Проблемы теории и эксперимента в рудообразовании. Киев : Наук. думка, 1966, с. 35—58.
Белевцев Я. Н. Генезис богатых железных руд криворожского типа.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев : Наук. думка, 1972а, с. 274—291.
Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование в Украинском щите.— Геол. журн., 1972б, **32**, вып. 5, с. 31—48.
Белевцев Я. Н., Бура Г. Г., Дубинкина Р. П. Генезис железных руд Криворожского бассейна.— Киев : Изд-во АН УССР, 1959.— 368 с.
Белевцев Я. Н., Ветштейн В. Е., Воинова Т. И. и др. Изотопный состав жидких включений в жильных кварцах из различных метаморфических комплексов Украинского щита.— В кн.: Термобарогеохимия в геологии. Владивосток, 1978а, с. 127—130.
Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Скобелев В. М. и др. Особенности формирования докембрийских пород Криворожского железорудного бассейна по данным изотопного состава серы в сульфидах.— Геол. журн., 1978б, **38**, № 1, с. 1—19.
Белевцев Я. Н., Коптюх Ю. М. Особенности формирования железисто-кремнистых пород в докембрии по данным изучения изотопного состава серы в сульфидах.— Геол. журн., 1974, **34**, вып. 3, с. 41—49.
Белевцев Я. Н., Луговая И. П., Мельник Ю. П. О возможности использования различий изотопного состава кислорода для установления генезиса богатых руд.— Докл. АН СССР, 1967, **173**, № 3, с. 678—680.
Белевцев Я. Н., Луговая И. П., Мельник Ю. П. Изотопный состав кислорода рудных минералов железистых пород Кривого Рога.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев : Наук. думка, 1969, с. 271—279.
Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю. Состояние проблемы образования железистых пород докембрия и дальнейшее направление их изучения.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев : Наук. думка, 1969.— 311 с.
Бернадская Л. Г., Котловская Ф. И. Изотопный возраст пород позднедокембрийской трапповой формации Украины.— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М. : Наука, 1974, с. 68—75.
Бернадская Л. Г., Усенко И. С. Дайково-эффузивные формации Украины.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 165—174.
Бибикова Е. В., Тугаринов А. И., Зыков С. И. О возрасте седиментации криворожской толщи.— В кн.: Тр. XI сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1963, с. 163—171.
Білоконь В. Г., Зайдіс Б. Б., Кузнецов Ю. О. та ін. Про вік золото-поліметалічного зруднення Нагольного кряжу в Донбасі.— Доп. АН УРСР, 1970, № 4, с. 299—301.
Бирюлева Л. В., Бирюлев А. Е., Качор Л. Д. К минералогии нижнедевонских медистых песчаников Приднестровья.— Вопр. минералогии осадоч. образований, 1966, кн. 7, с. 159—167.
Бойко А. К. Расчленение домезозойского метаморфического комплекса Советских Карпат.— Геол. сб. Льв. геол. о-ва, 1968, № 11, с. 43—51.
Бойко А. К. Доверхнепалеозойский комплекс северо-западного окончания Мармарошского массива (Восточные Карпаты).— Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1970.— 246 с.
Бойко А. К., Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д. и др. Результаты первого исследования по цирконовой хронологии кристаллического ядра Восточных Карпат.— Геол. журн., 1975, **35**, вып. 2, с. 112—116.
Бойко А. К., Іванченко А. Й., Кудрячий Л. К., Теплов В. П. Про вік кузинської світи Рахівського масиву.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1964, № 8, с. 39—41.
Бойко А. К., Круглов С. С., Кульчицкий Я. О., Матковский О. И. Абсолютная геохронология главнейших комплексов Украинских Карпат.— В кн.: Тр. XV сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Наука, 1970, с. 202—227.
Бойко А. К., Нечаев С. В., Котловська Ф. І. Час проявлення прогресивного метаморфізму у білопотоцькій світі Мармароського масиву.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1974, № 11, с. 963—964.
Бойко А. К., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. Новые данные радиологических исследований в Восточных Советских Карпатах.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М. : Наука, 1967, с. 195—201.
Бойко В. Л., Кононов Ю. В., Мицкевич Б. Ф. и др. Карбонатные метасоматиты УЩ и их рудная специализация.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М. : Наука, 1976.— 217 с.
Бойко В. Л., Макухина А. А., Зайдис Б. Б. Новые данные по абсолютному возрасту метаморфических пород Базавлукской структурной зоны Украинского кристаллического щита.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М. : Наука, 1964, с. 253—260.

Борисова С. Л. Изотопный аспект проблемы генезиса амфиболитов.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 112—118.
Борсук А. М., Аракелянц М. М., Шанин Л. Л. О возрасте магматических пород Закарпатья в связи с проблемой их рудоносности.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических процессов : Тез. докл. XVIII сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Знание, 1973, с. 26—29.
Борщевский Ю. А. Изотопные методы и проблемы осадочно-метаморфической геологии докембрия.— Пробл. осадоч. геологии докембрия. 1975. вып. 4. кн. 1. с. 78—85.
Борщевский Ю. А., Амосова Г. Б., Борисова С. Л. и др. Новый метод выделения элементов для изотопного анализа.— Докл. АН СССР, 1971, 196, № 5, с. 1203—1207.
Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Попова Н. К. Новый метод выделения кислорода и углерода из карбонатов и карбонатно-силикатных пород для изотопного анализа.— В кн.: V Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов : Тез. докл. М. : 1974, с. 207—209.
Борщевский Ю. А., Борисова С. Л., Шавлов В. М. и др. Изотопно-кислородное исследование магнетитов из железорудных месторождений различного генезиса.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1976, с. 31—33.
Борщевский Ю.А., Попова Н. К., Устинов В. И. и др. Новые методы выделения углерода в форме CO_2 из углеродсодержащих минералов для изотопного анализа.— В кн.: IV Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов : Тез. докл. М. : 1972, с. 113—115.
Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. Изотопия углерода гранитоидов докембрия.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия : Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ., М., май 1973. М. : Изд-во АН СССР. 1973, с. 312—313.
Братусь М. Д., Стащишин Р. І. Ізотопний склад вуглецю карбонатів з пегматитів Корсунь-Новомиргородського плутону.— Доп. АН УРСР. Сер. В. 1972, № 10, с. 867—869.
Бутурлинов Н. В., Гоньшакова В. И., Юрченко В. Ф. Геолого-петрографическая характеристика.— В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1973, с. 186—228.
Бутурлинов Н. В., Скаржинский В. И. О комплексах магматических пород и магматических формациях Донецкого бассейна.— Докл. АН СССР. 1970 193, № 2, с. 401—404.
Венидиктов В. М. Докембрий Приднестровья и некоторые проблемы геологии Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— 162 с.
Ветштейн В. Е., Гуцало Л. К., Малюк Г. А. и др. К вопросу о происхождении подземных вод осадочной толщи Днепровско-Донецкой нефтегазоносной провинции по данным изотопного состава кислорода и водорода.— Геохимия. 1973, № 3, с. 327—339.
Ветштейн В. Ю., Малюк Г. А., Лапшин Ф. В. Ізотопний склад кисню і водню мінеральних вод Українських Карпат як критерій їх генезису.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1972, № 12, с. 1062—1066.
Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Происхождение Прикарпатских серных месторождений по изотопному составу S^{32}/S^{34} и C^{12}/C^{13}.— Геохимия. 1961, № 10, с. 827—837.
Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море.— Геохимия, 1962, № 10, с. 851—874.
Виноградов А. П., Донцова Е. И. Изотопный состав кислорода некоторых минералов.— Докл. АН СССР, 1947, 51, № 4, с. 391—393.
Виноградов А. П., Донцова Е. И. Изотопный состав кислорода минералов скарнового происхождения.— Докл. АН СССР, 1952, 85, № 6, 1341 с.
Виноградов А. П., Донцова Е. И., Герасимовский В. И. и др. Изотопный состав кислорода карбонатов континентальных рифтовых зон Восточной Африки.— Геохимия, 1971, № 5, с. 507—514.
Виноградов А. П., Донцова Е. И., Чупахин М. С. Изотопный состав кислорода изверженных пород и метеоритов.— Геохимия, 1958, № 3, с. 187—190.
Виноградов А. П., Задорожный И. К., Зыков С. И. Возраст Земли по изотопному составу свинцов.— В кн. : Тр. I сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1954, с. 112—135.
Виноградов А. П., Кропотова О. Н., Герасимовский В. И. Изотопный состав углерода карбонатитов Восточной Африки.— Геохимия, 1970, № 6, с. 643—646.
Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратинский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 1, с. 33—50.
Виноградов В. И. Изотопный состав серы как показатель условий осадконакопления в докембрии.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1975. вып. 4, кн. 2, с. 53—63.
Виноградов В. И., Краснов А. А., Кулешов В. Н. и др. $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$ и концентрация ^{14}C в карбонатитах вулкана Каманго (Восточная Африка).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 33—40.

Виноградов В. И., Кулешов В. Н. Изотопный состав углерода и кислорода в архейских карбонатитах Алданского щита.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1976, с. 23—24.
Волошин А. А., Цьонь О. В. О возрасте важнейших этапов развития северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива (по данным калий-аргонового метода).— Геол. журн., 1974, 34, вып. 3, с. 58—65.
Волынец В. Ф. Об изотопном составе азота в магматических и метаморфических породах.— В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1978, с. 221—223.
Габинет М. П., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода карбонатов в олигоценовом флише Карпат.— Вопр. минералогии осадоч. образований. 1970. кн. 8, с. 119—125.
Галецкий Л. С. Новый тип апогранитов.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 6, с. 61—71.
Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода.— М. : Недра, 1968.— 224 с.
Галимов Э. М., Кононова В. А., Прохоров В. С. Изотопный состав углерода карбонатитов и карбонатитоподобных пород (в связи с проблемой источника вещества).— Геохимия, 1974, № 5, с. 708—717.
Галимов Э. М., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли.— Геохимия, 1975, № 3. с. 323—343.
Гершойг Ю. Г. Карбонатные породы среди кристаллических сланцев Криворожья.— Минер. сырье. 1934. № 9, с. 9—12.
Глеваский Е. Б., Кривдик С. Г. Ультраосновные и щелочные породы докембрийского карбонатитового комплекса Приазовья.— Геол. журн., 1977. 37, вып. 6, с. 92—106.
Глеваский Е. Б., Кривдик С. Г. Докембрийские карбонатиты Приазовья.— Геол. журн.. 1978, 38, № 2, с. 83—98.
Гончарук А. Ф., Коптюх Ю. М., Науменко В. В. Взаимосвязь неогеновых структур, вулканизма и оруденения Закарпатья.— Геол. журн., 1976, 36, вып. 6, с. 39.
Гоньшакова В. И. Базит-гипербазитовый магматизм в истории развития юга Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минерагения юга Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1973, с. 270—281.
Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бутурлинов Н. В. Проявление щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9. с. 3—14.
Гоньшакова В. И., Зарицкий А. И., Кирикилица И. С. и др. К вопросу о кимберлитовом магматизме в Приазовье.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, с. 29—43.
Горовой А. Ф., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода гидротермальных карбонатов рудных районов Донбасса.— Геохимия, 1979, № 1, с. 149—154.
Горохов И. М., Левченков О. А., Морозова И. М. Оценка возможностей изотопных методов при датировании докембрийских образований.— В кн.: Проблемы датирования докембрийских образований. Л. : Наука. 1977. с. 6—49.
Горохов И. М., Мельников Н. Н., Варшавская Э. С. и др. Rb — Sr возраст пород кристаллического основания северо-западной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты).— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы. М. : Наука. 1978, с. 175—189.
Горохов И. М., Рудаков С. Г., Варшавская Э. С. и др. Предварительное геохронологическое изучение метаморфических пород Чивчинского массива (Советские Карпаты) при помощи калий-аргонового и рубидий-стронциевого изохронного методов.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М. : Наука. 1967. с. 187—195.
Горошников Б. І. Про походження первинного матеріалу високоглиноземистих парапорід докембрію України.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1973, № 7, с. 588—591.
Данилович Ю. Р. Петрография домеловых метаморфических и осадочных пород Украинских Карпат.— Киев : Наук. думка, 1978.— 188 с.
Дашкова А. Д., Искандерова А. Д., Павлов М. Г. Новые данные по геохронологии древних толщ юго-западной части Украинского щита.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М. : Наука, 1976, с. 123—127.
Дегенс Э. Т. Геохимия осадочных образований.— М. : Мир, 1967.— 228 с.
До Б., Тилтон Дж., Хопсон К. Изотопы свинца в полевых шпатах из некоторых гранитоидных пород, связанных с региональным метаморфизмом.— В кн.: Изотопы свинца в рудных месторождениях. М. : Атомиздат, 1969, с. 240—259.
Добровольская Т. И., Лебединский В. И., Макаров Н. Н. и др. Геохронология Крыма по радиологическим данным.— В кн.: Тр. XV сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Наука, 1970, с. 227—237.
Додатко А. Д. Коры выветривания Украинского щита : Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук.— Киев. 1976.— 41 с.
Домарев Д. С. О генезисе руд Кривого Рога.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев : Изд-во АН УССР, 1955, с. 253—255.

Донцова Е. И. Выяснение процесса окисления железа при помощи изотопов кислорода.— Докл. АН СССР, 1948, 63, № 3, с. 305—306.
Донцова Е. И. Распределение изотопов кислорода в минералах и породах и проблема их генезиса.— В кн.: Проблемы геохимии и космологии. М. : Наука. 1968, с. 9—19.
Донцова Е. И. Изотопный обмен кислорода в процессе образования пород.— Геохимия, 1970, № 8, с. 903—916.
Донцова Е. И., Кононова В. А., Кузнецова Л. Д. Изотопный состав кислорода карбонатитов и карбонатитоподобных пород в связи с источниками их вещества и проблемой рудоносности.— Геохимия, 1977, № 7, с. 963—975.
Донцова Е. И., Мигдисов А. А., Ронов А. Б. К вопросу о причинах изменения изотопного состава кислорода в карбонатных толщах осадочной оболочки.— Геохимия, 1972, № 11, с. 1317—1323.
Донцова Е. И., Миловский А. В. Изотопы кислорода в процессе гранитизации пород.— Геохимия, 1967, № 6, с. 635.
Донцова Е. И., Салье М. Е., Гаврилов Л. М. Фракционирование изотопов кислорода в высокотемпературных карбонатах метаморфических комплексов.— Геохимия, 1975, № 8, с. 1223—1244.
Донцова Е. И., Тимофеева З. В., Кузнецова Л. Д. Фракционирование изотопов кислорода в процессах образования сидеритов.— Докл. АН СССР, 1975, 220, № 6, с. 1417—1421.
Древин А. Я., Жовинский Э. Я., Савченко Н. А. и др. Металлоносность и фтороносность нижнепалеозойских структур западного склона Украинского щита.— В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1968, с. 172.
Елисеева Г. Д., Иванова В. Г., Казанцева А. И. Применение хроматографических методов для свинцово-изотопного датирования.— В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М. : Наука, 1975, с. 21—26.
Елисеев Н. А., Кушев В. Г., Виноградов Д. П. Протерозойский интрузивный комплекс Восточного Приазовья.— М. : Наука, 1965.— 204 с.
Ершов В. А. Ультраосновные породы Украины и связанные с ними полезные ископаемые.— В кн.: Петрографические провинции изверженных и метаморфических горных пород. М. : Изд-во АН СССР, 1960, с. 183—193.
Жабин А. Р. Сингенез и метаморфизм карбонатитов.— М. : Наука, 1976.— 167 с.
Жеру М. И. Докембрий Молдавии.— Кишенев : Штиинца, 1972.— 164 с.
Жуков Ф. И. Конвергентность рудных залежей и вариации изотопов серы (на примере месторождений Карпато-Балканской области).— Геол. журн., 1976, 36, вып. 5, с. 145.
Жуков Ф. И., Радзиховский В. Ф. Вариации изотопов серы в рудных месторождениях Карпато-Балканской области.— В кн.: Материалы XI Конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. Киев : Наук. думка, 1977, с. 196—198.
Загнитко В. Н. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатных пород Верхнего Побужья и их генезис.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 11, с. 963—966.
Загнитко В. Н. Генезис карбонатных пород западной части Украинского щита по изотопно-геохимическим данным: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук.— Киев. 1979а.— 25 с.
Загнитко В. Н. Особенности изотопного и вещественного состава карбонатных пород Среднего Побужья и их генезис.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1979б, с. 195—199.
Зайдис Б. Б., Кузнецов Ю. А. Применение гидрослюдистых минералов для датирования постседиментационных процессов.— В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М. : Наука, 1975, с. 86—96.
Зарицкий А. И., Бутурлинов И. В., Гоньшакова В. И. и др. Особенности минерагении девонского магматического комплекса.— В кн.: Базит-гипербазитовый магматизм и минералогия юга Восточно-Европейской платформы. М. : Недра, 1973, с. 241—262.
Злобенко В. Г., Почтаренко В. Н. Краткая геологическая и минералого-петрографическая характеристика кристаллических пород главных стратиграфических подразделений.— В кн.: Каталог изотопных дат пород Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1978, с. 5—29.
Ивантишина О. М., Гаврусевич И. Б. Вариации изотопного состава серы в Hg месторождений и рудопроявлений ртути на Украине.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1976, с. 62—63.
Ивантишин М. Н., Хатунцева А. Я., Зайдис Б. Б. Абсолютный возраст пород овручской серии, пержанских и осницких гранитов и волынской группы гнейсов и гранитов.— В кн.: Тр. X сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М.; Л. : Изд.-во АН СССР, 1962, с. 112—118.
Ищенко Д. И. Южный рудный район.— В кн.: Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев : Изд-во АН УССР, 1959, с. 270—276.
Каляев Г. И., Снежко А. М. Новые данные по стратиграфическому положению криворожской серии.— Геол. журн., 1973, 33, вып. 6, с. 16—29.

Каляев Г. И., Снежко А. М. Роль организмов в формировании карбонатных толщ Криворожья.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов : Ростов. ун-т, 1978, с. 125—127.
Канасевич Э. Р. Интерпретация и геологическое значение данных об изотопном составе свинца.— В кн.: Радиометрическое датирование. М. : Атомиздат, 1973, с. 116—169.
Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П. и др. Всесоюзное совещание по вопросам расчленения докембрия СССР.— Сов. геология, 1977. № 12, с. 145—149.
Кицул В. И., Мурзаев С. П., Шкодзинский В. С. К проблеме устойчивости карбонатных пород в зонах метаморфизма.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия : Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ. М. : Изд-во АН СССР, 1973, с. 176—177.
Князев Г. И., Решитько В. А., Федоровская Л. И. О генезисе железистых кварцитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 12, с. 33—46.
Козлов М. Т. Проблемы образования железистых пород докембрия.— Киев : Наук. думка, 1969.—312 с.
Комлев Л. В., Данилевич С. И., Иванова К. С. и др. О возрасте чарнокитов и чудновобердичевских гранитов Украины.— В кн.: Тр. V сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1958, с. 176—186.
Комлев Л. В., Кучина Г. Н., Крюкова Н. Ф. и др. Древнейшие породы Днепровской складчатой зоны и проблема катархея на Украине.— В кн.: Тр. X сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1962, с. 39—66.
Комлев Л. В., Савоненков В. Г., Крюкова Н. Ф. и др. Древнейшие породы докембрия Украины в излучине Днепра.— Докл. АН СССР, 1959, 129, № 6, с. 1374—1384.
Комлев Л. В., Филлипов М. С., Данилевич С. И. и др. Абсолютный возраст монацитов из некоторых красных аплитоидных гранитов и пегматитов Украинского докембрия.— В кн.: Тр. VII сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1960, с. 112—123.
Коптюх Ю. М. Роль разрывных нарушений в размещении полиметаллического оруденения на Береговском месторождении.— В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев : Наук. думка, 1966, 132 с.
Коптюх Ю. М. Рудные формации полиметаллических месторождений Советских Карпат.— В кн.: Материалы X Конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. Братислава, 1974, с. 136—142.
Коржинский А. Ф., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода графита и карбонатов из гнейсов архея Украинского щита как индикатор условий образования графита.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1978а, II сер., вып. 4, с. 442—449.
Коржинский А. Ф., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода карбонатитов и вероятностный источник их вещества.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1978б, вып. 2, с. 129—136.
Коржинський А. Ф., Мамчур Г. П., Шабо З. В. Ізотопний склад вуглецю високометаморфізованої органічної речовини.— Доп. АН УРСР, 1975, № 4, с. 302—306.
Коржинский Д. С. По вопросу геологии Криворожского железорудного бассейна.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев : Изд-во АН УССР, 1955, с. 263—268.
Корнилов Н. А. Происхождение богатых железных руд железисто-кремнистых формаций докембрия и некоторые общие закономерности их размещения : Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Л., 1970.—35 с.
Корчемагин В. А., Панов Б. С., Бутурлинов Н. В. и др. Изотопный состав кислорода гидротермальных кварцев Донбасса и Саксонии.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1976а, с. 176—177.
Корчемагин В. А., Панов Б. С., Бутурлинов Н. В. и др. О генезисе карбонатной минерализации Донбасса и Саксонии по изотопным данным кислорода и углерода.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1976б, с. 174—176.
Кравченко В. М., Ганиоцкий В. И., Мальмет Ж. Т. Предпосылки и методы поисков формационных типов железорудных месторождений на Украинском щите.— Геол. журн., 1976, 36, вып. 4, с. 3—12.
Круглов С. С., Бойко А. К., Зайдис Б. Б. О возможности проявления в мезозое кислого магматизма во флишевых Карпатах (по радиологическим данным). Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР, 1974, вып. 9, с. 54—59.
Кулешов В. Н. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов и графита метаморфических пород Алданского щита.— В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии. Ростов н/Д : Ростов. ун-т, 1978, с. 100—101.
Кухаренко А. А., Донцова Е. И. К проблеме генезиса карбонатов.— Геология рудных месторождений, 1962, № 2, с. 32—47.
Кушев В. Г. Первично-осадочные толщи докембрия как потенциальный источник флюидов и вещества рудных метасоматитов.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 253—258.
Кушев В. Г., Комлев Л. В., Виноградов Д. П. Геохронология Восточного Приазовья.—

В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. М.; Л. : Наука, 1965, с. 84—103.
Ладиева В. Д. Осадочно-вулканогенные формации Конкско-Белозерской зоны.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 16—26.
Лазаренко Е. К., Панов Б. С., Павлишин В. И. Минералогия Донецкого бассейна.— Киев : Наук. думка, 1975.—502 с.
Лазаренко Э. А. Магматизм и рудные образования Советских Карпат : Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Киев. 1970.— 45 с.
Лазуренко В. И., Рябенко В. А., Хоружий В. Я. О находке предполагаемо органогенных образований в кристаллических породах юго-западного склона УЩ.— Геол., журн., 1976, 36, вып. 6, с. 126—130.
Лазуренко В. И., Рябенко В. А., Хоружий В. Я. Некоторые разновидности ископаемых водорослей из докембрийских карбонатных пород УЩ.— Геол. журн., 1977, 37, вып. 2, с. 121.
Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А., Яценко Г. М. Нижний докембрий западной части Украинского щита.— Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1975.— 273 с.
Лапицкий Э. М., Качанов Е. Н., Миткеев М. В., Никонов А. И. Карбонатиты Северо-Западного Приазовья.— Геол. журн., 1974, 34, вып. 2, с. 144—145.
Лапчик Ф. Е., Зайдис Б. Б. Изотопный возраст картамышской свиты нижней перми Доно-Днепровского прогиба.— Тектоника и стратиграфия, 1976, вып. 11, с. 93.
Лашманов В. И. К вопросу о каменноугольных отложениях Мармарошского массива.— Геол. сб. Льв. геол. о-ва, 1971, № 13, с. 15—21.
Лашманов В. И., Зайдис Б. Б. Геология и геохронология позднеюрских отложений Мармарошского массива.— Геол. журн., 1971, 31, вып. 2, с. 59—70.
Лашманов В. И., Мамчур Г. П. Изотопный состав углерода карбонатов юго-западного окончания Мармарошского массива.— Докл. АН УРСР. Сер. Б, 1972, № 5, с. 401—403.
Лебедев О. П., Петров П. Н. Исследование изотопного состава кислорода в железных рудах и породах Криворожского бассейна.— Тр. НИГРИ, Кривой Рог, 1962, № 10, с. 224—231.
Луговая И. П. Изотопный состав кислорода карбонатов железа и продуктов их термической диссоциации.— Геол. журн., 1973, 33, вып. 3, с. 42—48.
Луговая И. П. Закономерности распределения изотопов кислорода в докембрийских железных рудах Криворожского бассейна : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Киев, 1974.— 26 с.
Луговая И. П. Особенности изотопного состава кислорода некоторых генетических типов железных руд докембрия Украины.— Геология рудных месторождений, 1976, № 6, с. 59—68.
Луговая И. П., Коптюх Ю. М., Жуков Ф. И. Генезис золото-полиметаллического оруденения одного из регионов Украины по изотопным данным (кислород, углерод, сера).— В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1978а, с. 215—217.
Лугова І. П., Кривдик С. Г., Загнітко В. М. Відношення $^{18}O/^{16}O$ в карбонатитах Чернігівської зони і проблема їх генезису.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1978б, № 1, с. 21—25.
Луговая И. П., Макарова Л. М., Сорока З. И. и др. Распределение изотопов кислорода в карбонатах Украинского щита.— Докл. АН УССР, 1976, № 6, с. 503—506.
Луговая И. П., Снежко А. М., Проскурко Л. И. Изотопные отношения $^{13}C/^{12}C$ и $^{18}O/^{16}O$ в докембрийских графитит-карбонатных породах Криворожья как показатель их органогенности.— В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1978 в, с. 135—137.
Луговая И. П., Соколов Н. А. Изотопный состав кислорода рудных минералов Михайловского и Стойленского месторождения КМА.— Геология рудных месторождений. 1972, № 1, с. 60—67.
Лучицкий В. И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской тектонической полосы.— Бюл. МОИП, 1930, 8, с. 10—18.
Малиновский Ф. М. О сульфидоносных фосфоритах Подолии.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1955, ч. 84, вып. 1, с. 30—42.
Малюк Г. А. Геохимия изотопов водорода и кислорода подземных вод некоторых артезианских бассейнов Советского Союза : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1975.— 26 с.
Мамчур Г. П. Вопросы генезиса экзогенных месторождений самородной серы по данным изотопного состава углерода : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Киев, 1971.— 26 с.
Мамчур Г. П. К геохимии изотопов углерода в эндогенных образованиях.— В кн.: Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. Киев : Наук. думка, 1978, с. 25—33.
Мамчур Г. П., Кульчицкая А. А., Ярынич О. А. Изотопы углерода карбонатов железорудной формации Кривого Рога.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1976, с. 99—100.
Мамчур Г. П., Матвиенко А. Д., Ярынич О. А. Изотопный состав углерода CO_2 включений в породах Коростенского плутона.— В кн.: V Всесоюз. симпоз. по геохимии стабильных изотопов : Тез. докл. М. : 1974, с. 136—137.

Мамчур Г. П., Шабо З. В., Яранич О. О. Ізотопний склад вуглецю жильних графітів.— Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1975, № 2, с. 115—118.
Матковский О. И. Минералогия и петрография Чивчинских гор.— Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1971.—224 с.
Матковский О. И., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. Абсолютный возраст некоторых пород домезозойского фундамента в Чивчинских горах Карпат.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М. : Наука, 1967, с. 208—213.
Махлаев В. Г. Об условиях образования карбонатных пород верхней свиты криворожской серии.— Науч. тр. Криворож. горноруд. ин-та, 1963, вып. 21, с. 434—459.
Мельник Ю. П. Минералы железорудных формаций.— В кн.: Геология Криворожских железорудных месторождений. Т. 1 Киев : Изд-во АН УССР. 1962. с. 126—185.
Мельник Ю. П. Особенности перехода сидерита в магнетит при метаморфизме железистых пород.— В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев : Наук. думка. 1969, с. 259—271.
Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов.— Киев : Наук. думка, 1973.— 271 с.
Мельник Ю. П., Луговая И. П. О происхождении рудных минералов докембрийских железистых кварцитов по данным изучения изотопного состава кислорода.— Геохимия, 1972, № 10, с. 1215—1225.
Мельник Ю. П., Ярощук М. А. Термодинамические условия метаморфизма карбонатных пород железисто-кремнистых формаций Украинского щита.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1970, вып. 1, с. 99.
Мерлич Б. В., Спитковская С. М. Глубинные разломы, неогеновый магматизм и оруденение Закарпатья.— В кн.: Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Т. 2. Львов : 1974.—176 с.
Миловский А. В., Донцова Е. И. Изотопные критерии генезиса природных образований SiO_2.— Геохимия, 1968, № 8, с. 914—921
Мильштейн В. Е. Голованов Н. П. Синезеленые водоросли и их роль в процессах докембрийского породо- и рудообразования.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1975, вып. 4, кн. 2. с. 163—166.
Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н. Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция геомагнитного поля неогена.— Киев : Наук. думка, 1974.—252 с.
Назаров Н. П. О первичном составе и условиях накопления железистых осадков Криворожского бассейна.— Геол. журн., 1958, вып. 3, с. 10—15.
Нарбут К. И., Лапутина И. П., Шуба И. Д. и др. Изотопный состав рудного свинца и возраст минералов, содержащих уран, торий и свинец по масс-спектрометрическим и рентгено-спектральным данным.— Вопр. геохимии, 1959, вып. 28, с. 122—137.
Науменко В. В. Эндогенные рудные формации Карпат и Паннонского массива.— Киев : Препринт ИГФМ АН УССР, 1973.— 55 с.
Науменко В. В., Скаржинский В. И. Эндогенные рудные формации Закарпатья.— Геология руд. месторождений, 1970, № 1, с. 83—88.
Нечаев С. В. О рудных комплексах в позднекембрийско-нижнепалеозойских формациях Советских Карпат, Чешского массива и Волыно-Подолии.— Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1969, 13, N 3, p. 267—275.
Нечаев С. В. Закономерности размещения и генезис полиметаллического оруденения в верхнепротерозойско-нижнепалеозойских формациях юго-западной окраины Украинского щита.— В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 1. Киев : Наук. думка. 1971, с. 80—109.
Нечаев С. В. Гидротермальная минерализация Волновахской зоны разломов : Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук.— Киев, 1973.— 46 с.
Нечаев С. В. Геолого-геохимическая природа оруденения в осадочном чехле западной части Восточно-Европейской платформы.— Киев : Наук. думка, 1978.— 192 с.
Нечаев С. В., Бартницкий Е. Н. Изотопный состав свинца галенитов из рудопроявлений юго-западного склона Украинского щита и проблема источника рудогенных элементов.— Геохимия, 1972, № 10. с. 1177—1188.
Нечаев С. В., Зайдис Б. Б., Великанов В. А. Новые данные геохронологических исследований пород позднедокембрийской вулканогенной осадочной формации Подольского Приднестровья.— Геол. журн., 1969, 29, вып. 2, с. 68—71.
Новиков Э. А Новые данные о возрасте пород, вскрытых глубокими скважинами в Степном Крыму.— Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол., 1963а, вып. 3, № 18, с. 172—173.
Новиков Э. А. О возрасте пород кровли палеозойского фундамента Крымского полуострова.— Геология нефти и газа, 1963б, № 2. с. 49—50.
Новиков Э. А. Новые данные об абсолютном возрасте таврических сланцев Крыма.— Докл. АН СССР, 1963в, 152, № 5, с. 1152—1153.
О'Нил Дж., Зильберман М. Л. Соотношения стабильных изотопов в эпитермальных месторождениях золото-серебряных руд.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М. : Мир, 1977, с. 338—358.

Осадчий В. К., Стадник В. А. Вопросы генезиса пород карбонатитового комплекса Черниговской зоны Западного Приазовья.— В кн.: Минералогические критерии поисков редких и цветных металлов в пределах Украинского щита. Киев : Наук. думка, 1977, с. 109—112.
Панов Б. С. Девонські мідясті пісковики в Донецькому басейні.— Доп. АН УРСР, 1964, № 11, с. 1514—1517.
Панов Б. С. Про ізотопний склад рудного свинцю південно-західної частини Донецького басейну.— Доп. АН УРСР, 1966, № 9, с. 1209—1211.
Панов Б. С., Корчемагин В. А. Новые данные по изотопному составу серы сульфидов Донбасса.— Докл. АН УССР, 1973, № 1, с. 29—32.
Панов Б. С., Корчемагин В. А. Об изотопном составе кислорода и углерода карбонатов Донецкого бассейна.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1974, № 3, с. 225—227.
Панов Б. С., Корчемагин В. А., Пилот И. Об изотопном составе кислорода и углерода карбонатов Донецкого бассейна.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1974, № 3, с. 225—227.
Пауэлл Дж., Белл К. Изотопный состав стронция в щелочных породах.— В кн.: Щелочные породы. М. : Мир, 1976, с. 278—288.
Пауэлл Дж. Л., Харли Р. М., Фернбэрн Х. В. Изотопный состав стронция и происхождение карбонатитов.— В кн.: Карбонатиты. М. : Мир, 1969, с. 314—325.
Плаксенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.— 264 с.
Полевая Н. И., Мурина Г. А., Спринцсон В. Д. и др. Возраст пород Украинского кристаллического массива по данным аргонового метода.— В кн.: Тр. V сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1958, с. 146—159.
Половинкина Ю. Ир., Полевая Н. И. Украинский кристаллический щит.— В кн.: Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. М. : Недра, 1973, с. 89—104.
Половко Н. И., Сироштан Р. И., Бондарева Н. М. и др. Карбонатные породы Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 151 с.
Радзивилл А. Я., Бугаенко В. Н. О девонской тектонической активизации Черниговского выступа.—В кн.: Вулканизм и рудные формации Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса. Киев : Наук. думка, 1977, с. 84—90.
Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М. : Мир, 1977, с. 175—213.
Ракович Ф. И., Рябцева О. Г. Твердость и спектры отражения магнетитов железисто-кремнистых пород Украинского щита различных фаций метаморфизма.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 1, с. 25—29.
Расселл Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии.— М. : Изд-во иностр. лит., 1962.— 281 с.
Ричардс Дж. Р. Некоторые соображения об изменении изотопного состава свинца во времени.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М. : Наука. 1977, с. 68—82.
Сагайдак И. Г. Петрографический очерк Среднего Приазовья.— В кн.: Докембрий УССР. Т. 1. М. : ГОНТИ, 1937, с. 135—150.
Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия.— Л. : Недра. 1973. — 309 с.
Сасин Г. Г. Опыт формационного анализа оруденения и метасоматитов Береговского рудного района Закарпатья.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые запада УССР. Т. 2. Киев : Наук. думка, 1973.— 254 с.
Сасин Г. Г. Генетические типы эндогенных месторождений Береговского рудного района Советского Закарпатья.— В кн.: Материалы X Конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. Братислава. 1974, с. 169—175.
Сасин Г. Г., Шклянка В. М., Дайчевская К. А. и др. Вулканогенно-осадочные аналоги вторичных кварцитов Закарпатья и их рудоносность.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование : Тез. докл. IV Всесоюз. конф. Львов : 1976.—217 с.
Семененко Н. П., Бойко В. Л., Орса В. И. и др. Датирование процессов метаморфизма и магматизма Среднего Приднепровья Украинского щита.— Геол. журн., 1977, 37, вып. 2, с. 3—23.
Семененко Н. П., Зайдис Б. Б., Овейси Н. А. Опыт применения гидрослюдистых минералов и полевых шпатов для изучения времени катагенеза глинистых сланцев и песчаников.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М. : Наука, 1967а, с. 117—123.
Семененко Н. П., Ивантишин М Н., Бурксер Е. С. Основные данные по геохронологии Украинского кристаллического массива.— В кн.: Тр. VI сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР, 1960, с. 140—166.
Семененко Н. П., Ладиева В. Д., Бордунов И. Н. и др. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 1.— Киев : Наук. думка, 1978.— 327 с.
Семененко Н. П., Бордунов И. Н., Половко Н. И. и др. Железисто-кремнистые формации Украинского щита. Т. 2.— Киев : Наук. думка, 1978.— 367 с.
Семененко Н. П., Нечаев С. В., Савченко Н. А. и др. Определение времени постседиментационного преобразования осадочных отложений по гидрослюдистым

породам и минералам.— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М. : Наука, 1974а, с. 101—110.
Семененко Н. П., Плаксенко Н. А., Гавриш В. К. и др. Новые данные по определению абсолютного возраста кристаллических пород Восточно-Европейской платформы.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М. : Наука, 1973, с. 137—143.
Семененко Н. П., Половко Н. И., Жуков Г. В. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР.— Киев : Изд-во АН УССР, 1956.— 535 с.
Семененко Н. П., Соботович Э. В., Ширинбеков Н. К. и др. Нижний геохронологический рубеж криворожской серии.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений. М. : Наука, 1976, с. 91—103.
Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Савченко Н. А. и др. Абсолютный возраст горных пород Карпатского региона и Волыно-Подольской плиты и его значение для решения некоторых геологических проблем.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М. : Наука, 1967б, с. 177—187.
Семененко Н. П., Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н. и др. Геохронологическое обоснование нижней возрастной границы криворожской серии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974б, № 11, с. 18—30.
Семка В. А. Абсолютная геохронология изверженных пород Горного Крыма.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии и рудообразования. Киев : Наук. думка, 1979, с. 102—105.
Сидоренко А. В. Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 3—16.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А., Сидоренко Св. А. и др. Изотопный состав элементарного углерода из метаморфических пород докембрия.— Докл. АН СССР, 1972, 206, № 2, с. 463—466.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Стационарное изотопное равновесие между карбонатной и органической формами углерода в земной коре и проблема геохимической эволюции Земли.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М. : 1976, с. 6—8.
Сидоренко А. В., Борщевский Ю. А. Общие тенденции в эволюции изотопного состава карбонатов (?) в докембрии и фанерозое.— Докл. АН СССР, 1977 234, № 4, с. 892—896.
Сидоренко А. В., Сидоренко Св. А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 3—20.
Сидоренко А. В., Теняков В. А., Сидоренко Св. А. и др. Докембрий и формирование земной коры.— М. : Наука, 1978.— 311 с.
Сидоренко Св. А. Органическое вещество и докембрийский экзогенез.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 327—332.
Сироштан Р. И., Половко Н. И., Бондарева Н. М. и др. Минералы карбонатных пород Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1977.— 150 с.
Скаржинская Т. А. Осадочно-вулканогенные формации архея центральной части Украинского щита.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М. : 1973, с. 48—49.
Скаржинская Т. А., Батиевский Б. А., Ракович Ф. И. Формации тикичской зоны.— В кн.: Критерии прогнозирования месторождений Украинского щита и его обрамления. Киев : Наук. думка, 1975, с. 105—106.
Слюсарев В. Д., Богачев А. И., Калинин Ю. К. Типы серпентинизации ультрабазитов Карелии и изотопия их кристаллизационных вод.— Докл. АН СССР, 1977, 236, № 2, с. 415—419.
Смолин П. П. Об основах рациональной классификации метаморфизованных карбонатных пород.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 36—54.
Снежко А. М., Березовский Ф. И. Природа графитосодержащих пород Криворожской серии. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1975, 222, № 1—3, с. 197—200.
Снїжко А. М. Знахідки онколітів і катаграфій у верхній світі криворізької серії.— Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1974, № 7, с. 595—600.
Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. —М. : Атомиздат, 1970.— 349 с.
Созинов Н. А., Сидоренко Св. А. О формационных типах углеродистых сланцев докембрия и фанерозоя.— Докл. АН СССР, 1976, 227, № 3, с. 684—687.
Спитковская С. М., Сасин Г. Г. Литолого-петрографическая характеристика доненогенового фундамента Берегово-Беганского поднятия.— В кн.: Вопросы литологии и петрографии. Кн. 2. Львов : Изд-во Льв. ун-та, 1973, с. 29—41.
Стейси Дж. С., Доу Б. Р., Силвер Л. Т. и др. Плюмботектоника II. А. Докембрийские колчеданные месторождения.— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М. : Наука, 1977, с. 93—106.
Стригін О. І. Генетична класифікація сульфідів в породах Криворіжжя.— Доп. АН УРСР, 1958, № 8, с. 883—886.
Стригін О. І. Характер залежності гідротермально-метасоматичного парагенезису мінералів від складу вихідних порід при альбітизації порід Криворізької се-

рії.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. К. : Вид-во АН УРСР, 1960, с. 117—128.
Стрыгин А. И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978.— 258 с.
Струева О. М. Граниты Верховцевского района и их взаимоотношения с породами метаморфического комплекса.— Геол. журн., 1977, 37, вып. 4, с. 36—50.
Стульчиков В. А., Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д. Этапы эпигенетического рудообразования в докембрии Верховцевского района Украинского щита.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 11, с. 982—986.
Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование.— Сов. геология, 1965, № 1, с. 3—11.
Танатар И. И. Изотопный состав кислорода в железных рудах Кривого Рога в связи с вопросами их образования.— Минер. сб. Львов. геол. о-ва, 1952, № 6, с. 119.
Тейлор Г. П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений.— В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М. : Мир, 1970, с. 101—138.
Терещенко С. И., Луговая И. П. Генезис Береговского полиметаллического месторождения по термобарогеохимическим и изотопным данным.— В кн.: Термобарогеохимия. Владивосток, 1978, с. 54—55.
Ткачук Л. Г. Петрографія північно-західної частини Українського кристалічного масиву (Ровенська обл.).— Львів : Вид-во Льв. геол. т-ва. 1948.— 162 с.
Ткачук Л. Г., Афанасьева И. М., Луговая И. П. Карбонатные породы, их генезис и роль в осадочных и осадочно-вулканогенных формациях Восточно-Украинских Карпат.— Материалы X Конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. Братислава, 1974, с. 163—169.
Ткачук Л. Г., Гуржий Л. В. Раховский кристаллический массив (Карпаты).— Киев : Изд-во АН УССР, 1957.— 126 с.
Ткачук Л. Г., Жовинский Э. Я. Металлогенические особенности древних толщ Приднестровья.— Геол. журн., 1968, 28, вып. 1, с. 72—77.
Точилин М. С. О происхождении мартито-гематитовых руд Криворожского бассейна.— В кн.: Геология и генезис руд Криворожского железорудного бассейна. Киев : Изд-во АН УССР, 1955, с. 129—137.
Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов.— М. : Госгеолтехиздат, 1963.— 168 с.
Точилин М. С. Проблемы образования железистых пород докембрия.— Киев : Наук. думка, 1969.— 311 с.
Трипільська М. І. Ознаки мідно-сірчаного зруденіння в південно-західному Донбасі.— Доп. АН УРСР, 1957, № 5, с. 515—517.
Тугаринов А. И., Гриненко В. А. Условия седиментации нижнепротерозойских формаций по данным вариаций изотопного состава серы в сульфидах.— В кн.: Проблемы геохимии. М. : Наука, 1965, с. 193—204.
Тугаринов А. И., Зыков С. И. Возраст и геохимические особенности свинцовых рудопроявлений Украины.— Геохимия, 1956, № 3, с. 42—49.
Тугаринов А. И., Зыков С. И., Бибикова Е. В. О возрасте пород криворожской серии.— В кн.: Тр. X сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Изд-во АН СССР. 1963, с. 78—85.
Тугаринов А. И., Зыков С. И., Карпенко С. Ф. Об абсолютном возрасте саксаганских плагиогранитов в Криворожье.— Геохимия, 1965, № 2, с. 245—247.
Тугаринов А. И., Щербакова Р. Н., Бедринов В. П. Изотопный состав свинца свинцовых рудопроявлений Приднепровья. — Геохимия, 1960, № 4, с. 298—304.
Усенко И. С. Стратиграфия кристаллических пород Западного Приазовья.— Геол. журн., 1952, 12, вып. 3, с. 27—34.
Усков М. В., Винтер А. М. О возрасте изверженных пород юго-восточной окраины Донецкого бассейна.— В кн.: Геология и разведка угольных месторождений, 1972, вып. 3, с. 23—29.
Устинов В. И Фракционирование изотопов углерода в процессе декарбонатизации.— Геохимия, 1976, № 1, с. 120—124.
Федорченко В. С. «Осадочные» сидериты в среднем отделе криворожской свиты, их роль в образовании железистых пород и некоторых типов богатых руд.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 12, с. 69—89.
Фирсов Л. В. Абсолютная датировка изверженных пород Крыма в качестве реперных образований для байоса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 4, с. 24—34.
Фишкин М. Ю., Чеджемов Г. Х., Цьонь О. В. и др. О возрастном соотношении экструзивно-эффузивных образований и полиметаллического оруденения Береговского холмогорья в Закарпатье по данным определений их абсолютного возраста.— В кн.: Вопросы датировки древнейших (катархейских) геологических образований и основных пород. М. : Наука, 1967, с. 195—201.
Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии.— М. : Мир, 1974.— 214 с.
Хатунцева А. Я. Метаморфизованные вулканогенные формации крайней северо-западной части Украинского щита.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1967, вып. 2, с. 211—217.

Хоменко В. А., Зайдіс Б. Б. Ізотопний вік осадочних порід девону Дніпровсько-Донецької западини.— Доп. АН УРСР, 1974, № 2, с. 127—131.
Царовський І. Д., Брацлавський П. Ф., Котловська Ф. І. Пізньодокембрійські (добайкальські) нефелінові породи Дністровсько-Бузького району.— Доп. АН УРСР. Сер Б. 1980, №11, с. 30—33.
Чухров Ф. В., Ермилова Л. П., Виноградов В. И. Об изотопном составе серы как показателе возможности некоторых геохимических процессов в древнем докембрии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 50—60.
Шабо З. В. Исследование условий образования гранитов Украинского кристаллического щита по данным изотопного состава углерода : Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Львов, 1975.— 26 с.
Шабо З. В., Мамчур Г. П. Исследование изотопного состава графита и карбонатов Завальевского месторождения.— Докл. АН СССР, 1974, 209, № 1, с. 209—212.
Шабо З. В., Мамчур Г. П., Ярынич О. А. Изотопный состав углерода карбонатов графитового месторождения в с. Завалье.— Геол. журн., 1975, вып. 2, с. 31—42.
Шабыкин Л. И. Железорудные месторождения в формации магнезиальных скарнов.— М. : Наука, 1978.— 112 с.
Шергина Ю. П. Изучение распределения изотопов бора в минералах и горных породах : Автореф. дис. ... канд. геол.- мин. наук.— М., 1970.— 22 с.
Шергина Ю. П., Шкорбатов С. С. Изотопный состав бора в никеленосных и безникелевых массивных ультраосновных и основных породах Кольского полуострова.— Геохимия, 1970, № 2, с. 211—217.
Шнюков Є. Ф. Мартит і процеси мартитизації магнетиту в Правобережних Придніпровських аномаліях.— В кн.: Матеріали з мінералогії України. К. : Вид-во АН УРСР, 1960, с. 81—99.
Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование.— Киев : Наук. думка, 1971.— 332 с.
Щербак Н. П. Опорные изотопно-геохронологические даты докембрия западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1970, 30, вып. 5, с. 127—136.
Щербак Н. П. Петрология и геохронология докембрия западной части Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1975.— 270 с.
Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Елисеева Г. Д. и др. Время проявления палеовулканизма в кристаллическом основании Карпат по данным изотопно-свинцового метода.— Материалы XI Конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц. Киев : Наук. думка, 1981.
Щербак Н. П., Бартницкий Е. Н., Орса В. И. Возрастные соотношения гранитов Волыно-Подолии и Среднего Приднепровья Украинского щита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1966, № 11, с. 37—56.
Щербак Н. П., Елисеева Г. Д., Левковская Н. Ю. и др. Геологический и радиологический возраст пород клесовской серии и осницкого комплекса.— Геол. журн., 1978а, 38, № 4, с. 28—43.
Щербак Н. П., Есипчук К. Е., Овсиенко В. Д., Бартницкий Е. Н. Установление древнейших гранитоидов в докембрии Приазовья.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1977, № 10, с. 904—906.
Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В. и др. Каталог изотопных дат пород Украинского щита.— Киев : Наук. думка, 1978б.— 224 с.
Щербак Н. П., Луговая И. П. Использование изотопов кислорода для решения вопросов петрогенезиса гранитоидов Украинского щита.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 1, с. 18—27.
Щербак Н. П., Луговая И. П. Генезис карбонатов в мраморах и кальцифирах Украинского щита по изотопным данным.— Геол. журн., 1978, 38, № 6, с. 43—53.
Щербак Н. П., Луговая И. П., Загнитко В. Н. и др. Изотопно-геохимические критерии выделения карбонатитов на Украине.— В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии : Тез. докл. М., 1978в, с. 165—168.
Щербак Н. П., Луговая И. П., Загнитко В. Н., Мельничук Э. В. Об изотопном составе кислорода и углерода в карбонатах западной части Украинского щита.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978г, № 12, с. 1086—1087.
Щербак Н. П., Половко Н. И., Левковская Н. Ю. Изотопный возраст акцессорных минералов нижней свиты криворожской серии.— Геол. журн., 1969, 29, вып. 3, с. 23—33.
Щербак Н. П., Струева О. М., Бартницкий Е. Н. и др. Изотопный возраст и геологические соотношения пород Верховцевского района Украинского щита.— В кн.: Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказско-Карпатской системы : Тр. XIX сессии Комис. по определению абсолют. возраста геол. формаций. М. : Наука, 1978д, с. 151—161.
Эпштейн С. Геохимия изотопов кислорода.— В кн.: Изотопы в геологии.— М. : Изд-во иностр. лит., 1954, с. 399—405.
Юрк Ю. Ю. Процессы мартитизации и образования мартита в породах и рудах Кривого Рога.— В кн.: Материалы по минералогии Украины. Киев : Изд-во АН УССР, 1960, с. 58—80.
Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. О рифейском возрасте гранитных галек и валунов из верхнеюрских конгломератов восточной части Горного Крыма.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев : Наук. думка, 1965, с. 161—165.

Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф. Окислы железа Украинского кристаллического щита.— Киев : Изд-во АН УССР, 1961.— 108 с.
Ярощук М. А. Богатые магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды Володарских магнитных аномалий.— В кн.: Рудообразование и металлогения. Киев : Наук. думка, 1971, с. 76—87.
Ярощук М. А. Факторы метаморфического контроля богатых руд железисто-кремнистых формаций.— Геол. журн., 1976, **36**, вып. 4, с. 49.
Ярощук М. А., Оноприенко В. Л. Метаморфизм железисто-кремнистых пород Саксаганского района Криворожья.— Геол. журн., 1975, **35**, вып. 1, с. 34—42.
Ярощук Э. А., Шарай Н. Я., Казанцева А. И. и др. Геологическая структура, тектоника и абсолютный возраст докембрия Нижнего Побужья.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М. : Наука, 1964, с. 260—272.
Anderson A. T. Isotopic equilibration of oxygen in progressive metamorphism.— J. Geol., 1967, **75**, N 2, p. 323—332.
Armstrong R. L., Hein S. M. Computer simulation of Pb and Sr isotope evolution of the Earth's crust and upper mantle.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, **37**, p. 1—18.
Baertschi P. The determination of relative abundances of the oxygen isotopes in silicate rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1951, **1**, p. 317—328.
Becker R. H., Clayton R. N. Carbon isotopic evidence for the origin of a banded iron formation in Western Australia.— Geochim. et cosmochim. acta, 1972, **36**, N 5, p. 577—595.
Becker R. H., Clayton R. N. Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation, Hamersley Range Western Australia.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, **40**, N 10, p. 1153—1165.
Bottinga J. Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotopic exchange in the system calcite — carbon dioxide-water. — J. Phys. Chem., 1968, **72**, p. 800—808.
Bottino M. L., Fullagar P. D. The effects of weathering on whole-rocks Rb—Sr ages of granite rocks.— Amer. J. Sci., 1968, **266**, p. 661—670.
Brown J. S. Ore lead isotopes of the British isles and Scandinavia.— Econ. Geol., 1966, **61**, N 7, p. 1191—1204.
Burger A. J., Nicolaysen L. O., Villiers J. W. L. Lead isotopic compositions of galenas from the Witwatersrand and Orange Free State, and their relation to the Witwatersrand and Dominion Reef uraninites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1962, **26**, N 1, p. 25—60.
Clayton R. N., O'Neil J. R., Mayeda T. K. Oxygen isotope exchange between quartz and water.— J. Geophys. Res., 1972, **77**, N 17, p. 3057—3067.
Conway Clay M., Taylor H. P. O^{18}/O^{16} and C^{13}/C^{12} ration coexisting minerals in the Oka and Magtet Cove carbonatite Godies.— In: Geol., 1969, **77**, N 5, p. 160—175.
Cowan G. A., Adler H. H. The variability of the natural abundance of ^{235}U.— Geochim. et cosmochim. acta, 1976, **40**, p. 1487—1490.
Craig H. The geochemistry of the stable isotopes of carbon.— Geochim. et cosmochim. acta, 1953, N 2/3, p. 53—92.
Cumming G. L., Richards J. R. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. — Earth Planet. Sci. Lett., 1975, **28**, N 2, p. 155—171.
Degens E. T., Epstein S. Oxygen and carbon isotope ration in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. — Geochim. et cosmochim. acta, 1964, **28**, N 1, p. 23—44.
Deines P. The carbon and oxygen isotopic composition of carbonates from the Oka Carbonatite complex, Quebec, Canada.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, **34**, N 11, p. 1199—1227.
Deines P., Gold D. P. The change in carbon and oxygen isotopic composition during contact metamorphism of Trenton limestone by the Mount Royal pluton.— Geochim. et cosmochim. acta, 1969, **33**, p. 421—424.
Deines P., Gold D. P. The isotopic composition of carbonatite and kimberlite carbonates and their bearing on the isotopic composition of deep-seated carbon.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, **37**, p. 1709—1733.
Denaeyer Marcel E. Rapports isotopiques δO^{18} et δC et conditions d'affeurement des carbonaties de l'Afriqe centrale — CR. L'aead. sci. Paris, 1970, **270**, N 18, p. 2155 — 2158.
Doe B. R., Stacey J. S. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. — Econ. Geol., 1974, **69**, p. 757—776.
Doe B. R., Zartman R. E. Plumbotectonics I, The Phanerozoic.— In: Geochemistry of Ore Deposits (H. Barnes, ed.), 1976.
Dole M., Slobod R. Isotopic composition of oxygen in carbonate rocks and iron oxide ores.— J. Amer. Chem. Soc., 1940, **62**, p. 471—479.
Epstein S. Revised carbonate-water temperature scale.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1953, **64**, p. 1315—1326.
Epstein S., Groef D. L., Degens E. Oxygen isotope studies on the origin dolomite.— In: Isotopic and Cosmic Chemistry, 1964, Netherlands, Amsterdam : North-Holland Publ. Co, p. 169—180.

Evernden I. F., Curtis G. H., Kistler M. W., Obradovich I. Argon diffusion in glauconite, microcline, sanidine, elucite and phlogopite.— Amer. J. Sci., 1960, 258. N 8, p. 583—604.
Faure G., Hurley P. M. The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalt : Application to the origin of igneous rocks.— J. Petrol., 1963, 4. p. 31—50.
Faure G., Murtaugh J. G., Montigny R. J. E.. The geology and geochronology of the basement complex of the central Transantarctic Mauntains.— Can. J. Earth Sci., 1968, 5; pt. 2, p. 555—560.
Fornaseri M., Turi B. Carbon and oxygen isotopic composition of carbonates in lavas and ejectites from the Alban Hills, Italy.— Contr. Mineral. and Petrol., 1969, 23. N 3, p. 244—256.
Friedman I., O'Neil J. R. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest.— Data of geochemistry. Washington: U. S. Gov. print. off., 1977, ed 6th, chap. KK, p. 107.
Friedrischen H. Oxygen isotope fractionation between coexisting minerals of the Grimstadgranite.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1971, N 1, p. 26—33.
Fritz P., Smith D. G. W. The isotopic compositions of secondary dolomites.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, 34, N 11, p. 1161—1175.
Garlick G. D., Epstein S. Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks.— Geochim. et cosmochim. acta, 1967, 31, N 2, p. 151—214.
Graig H., Graig V. Greek marbles: determination of provenance by isotopic analysis.— Science, 1972, 176, N 4033, p. 401—403.
Holmes A. Estimate of the age of the earth.— Nature, 1946, 157, p. 680—684.
Holmes A. A revised estimate of the age of the earth.— Nature, 1947, 159, p. 127—130.
Houtermans F. G. The isotope ratios in natural lead and the age uranium.— Naturwissenschaften, 1946, 33, p. 185—186.
Jaffey A. H., Flynn K. F., Glendenin L. E. a. o. Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U.— Phys. Rev., 1971, C4, p. 1889—1906.
James H. L., Clayton R. N. Oxygen isotope fractionation in metamorphosed iron formations of the Lake Superior region and in other iron-rich rocks.— Geol. Soc. Amer., 1962, vol. Honor. A. F. Buddington, p. 217—239.
Kanasewich E. R., Farquhar R. M. Lead isotope rations from the Cobalt-Noranda area, Canada.— Can. J. Earth Sci., 1965, 2. N 4, p. 361—374.
Kiss J., Cornides I. Origin of the ore veins in Matra Mountain after isotope investigation. — In: 2nd. Intern. symp. on the mineral deposits of the Alps. Ljubljana, 1972, p. 383—390.
Kurasawa H. Isotopic composition of lead and concentrations of uranium, thorium and lead in volcanic rocks from Dogo of the Oki Islands, Japan.— Geochim. J., 1968, 2. p. 11—28.
Le Roux L. J., Glendenin L. E. Half-life of ^{232}Th.— Proc. Nat. Conf. on Nuclear Energy, Pretoria, South Africa, 1963, p. 78—79.
Mc. Grea J. M. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale.— J. Chem. Phys., 1950, 18. p. 849—857.
Northrop D. A., Clayton R. N. Oxygen isotope fractionations in systems containing dolomite.— J. Geol., 1966, 74. p. 174—196.
O'Neil J. R., Clayton R. N. Oxygen isotope geotermometry.— In: Isotopic and Cosmic Chemistry, 1969, p. 157—168.
O'Neil J. R., Epstein S. Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide.— Science, 1966, 152. p. 193—201.
Parry W. T., Reoves C. C. Jr., Leach F. W. Oxygen and carbon isotopic composition of West Texas lake carbonates.— Geochim. et cosmochim. acta, 1970, 34. N 7. p. 825—830.
Perry E. C., Ahmad S. N. Oxygen isotope determinations of quartz and magnetite from Wrivoy Rog, USSR.— Тез. докл. VII Всесоюз. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М., 1978, с. 325—326.
Perry E. C., Bonnichsen B. Oxygen isotope exchange between quartz and magnetite from metamorphosed Biwabic iron-formation, Minnesota.— Trans. Amer. Geophys. Union, 1966, 47. N 1, p. 212—220.
Perry E. C., Tan F. C. Significance of oxygen and carbon isotope variations in Barly Precambrian cherts and carbonate rocks of Southern Africa. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, 83. N 3, p. 647—664.
Perry E. C., Tan F. C., Morey G. B. Geology and stable isotope geochemistry of the Biwabik iron-formation, Northern Minnesota.— Econ. Geol., 1973, 68, N 7, p. 1110—1125.
Patterson C. C. Age of meteorites and the earth.— Geochim. et cosmochim. acta, 1956, 10. N 4, p. 230—237.
Plumstead F. P. Three thousand million years of plant life in Africa.— Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1969, 72. p. 72—97.
Reynolds P. H. A U—Th—Pb lead isotope stady of rocks and ores from Broken Hill, Australia.— Earth Planet. Sci. Lett., 1971, 12. N 2, p. 215—223.
Russell R. D. Evolutionary model for lead isotopes in conformable ores and in ocean volcanics.— Rev. Geophys. Space Phys., 1972, 10, N 2, p. 529—549.

Russell R. D., Birnie D. J. A bi-directional mixing model for lead isotope evolution. — Phys. Earth. Plan. Lett., 1974, 8. p. 158—164.
Russell R. D., Stanton R. L. Additional measurements of the isotopic composition of lead from stratiform deposits. — Can. J. Earth. Sci., 1965, 4, N 2, p. 245—269.
Rutten M. G. The geological aspects of the origin of life on Earth. Elserier.— Amsterdam, 1962.— 146 p.
Rye R. O., Hall W. E., Ohmoto Hiroshi. Carbon, hydrogen, oxygen and sulfur isotope study of the Darwin lead-silver-zinc deposit, Southern California.— Econ. Geol., 1974, 69, N 4, p. 468—481.
Schidlowski M., Eichmann R., Foebiger W. Isotopic fractionation between organic and carbonate carbon in Precambrian banded iron-stone series from Brazil.— Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1976, N 8, p. 344—353.
Schidlowski M., Eichmann R., Junge C. E. Precambrian sedimentary carbonates; carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget.— Precambrian Reseach, 1975, 2, N 1, p. 1—69.
Sharma T., Clayton R. N. Oxygen analysis of minerals and oxides.— Analyt. Chem., 1964, 36, p. 2001—2002.
Sharma T., Mueller R., Clayton R. N. $^{18}O/^{16}O$ ratios of minerals from the iron formations of Qvebec.— J. Geol., 1965, 73, N 4, p. 664.
Sheppard S. M., Schwarcz H. P. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. — Contr. Mineral. and Petrol., 1970, 26, N 3, p. 161—198.
Sinha A. K. U—Th—Pb systematics and the age of the onverwacht series, South Africa.— Earth Planet. Sci. Lett., 1972, 16, N 2, p. 219—227.
Sinha A. K., Tilton G. R. Isotopic evolution of common lead.— Geochim. et cosmochim. acta, 1973, 37, N 8, p. 1823—1849.
Stacey J. S., Dalewaux M. H., Ulrych T. J. Some triplefilament lead ratio measurements and an absolute growth curve for single-stage leads. — Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 6, p. 15—25.
Stacey J. S., Kramers J. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model.— Earth Planet. Sci. Lett., 1975, 26, N 2, p. 207—221.
Tatsumoto M. Lead isotopes in volcanic rocks and possible Oceanfloor thrusting beneath island ores.— Earth Planet. Sci. Lett., 1969, 6, p. 369—376.
Tatsumoto M., Knight R. J., Allegre C. J. Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. — Science, 1973, 180, p. 1279—1283.
Taube H. Use of oxygen isotope effects in the study of hydration of ions.— J. Phys. Chem., 1954, 58, p. 523—528.
Taylor S. R. The abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. — Geochim. et cosmochim. acta, 1964, 28, p. 1273—1285.
Taylor H. P., Albec A. L., Epstein S. $^{18}O/^{16}O$ ratios of coexisting minerals in three mineral assemblages of kyanite Zone pelitic schist.— J. Geol., 1963, 71, p. 513—522.
Taylor H. P., Epstein S. Relationship netween $^{18}O/^{16}O$ ratios in coexisting minerals of igneous and metamorphic rocks. a) Principles and experimental results. b) Applications to petrologic problems. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, 73, p. 675—694.
Tilton G. R. Isotopic lead ages of chondritic meteorites.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, 19, N 3, p. 321—329.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Ахмед С. 207
Бартницкий Е. Н. 123, 125, 129, 131, 137
Белевцев Я. Н. 148, 205
Бекер Р. 204
Березовский Ф. И. 165
Беспалько Н. А. 92, 93, 138, 155, 156
Бойко А. К. 74
Бойко В. Л. 190
Борщевский Ю. А. 155, 164
Боттинг Дж. 155
Боттино М. 125
Братусь М. Д. 151
Браун Дж. 108
Бурксер В. В. 5
Бурксер Е. С. 5
Виноградов А. П. 99, 156, 162
Виноградов В. И. 187
Везерилл Г. 144
Гаврусевич И. Б. 148
Гаутермапс Ф. 78, 79
Галимов Э. М. 163
Гарлик Г. 163
Гершойг Ю. Г. 205
Гончарук А. Ф. 214
Горовой А. Ф. 154
Гриценко В. А. 148
Данилович Л. Г. 133
Данилович Ю. Р. 221, 225
Дегенс Э. 163, 205, 206
Джеймс Г. 209, 212
Донцова Е. И. 156, 163, 187, 193, 203, 211, 214
Елисеев Н. А. 24
Епатко Ю. М. 213
Ершов В. А. 173
Жуков Г. В. 85, 135
Жуков Ф. И. 148
Жулид В. А. 99
Загнитко В. Н. 162, 173, 174, 182
Ивантишина О. М. 148, 238
Каляев Г. И. 165
Камминг Г. 81
Капасевич Э. Р. 80
Клейтон Р. 163, 183, 204, 209, 212
Кононов Ю. В. 190
Коптюх Ю. М. 148, 214
Коржинский А. Ф. 155
Корчемагин В. А. 157
Крамерс Дж. 80, 81, 82, 84, 88, 117
Кузнецов Ю. А. 97, 99
Кулешов В. Н. 187
Кушев В. Г. 179
Ладиева В. Д. 85
Лазаренко Э. А. 214, 215
Лазаренко Е. К. 97, 99
Лазуренко В. И. 174
Лазько Е. М. 29, 174
Лашманов В. И. 151
Лебедев О. П. 155, 156
Лесная И. М. 117, 121, 123
Луговая И. П. 162
Лучицкий В. И. 138
Мамчур Г. П. 151, 154, 155, 162
Махлаев В. Г. 162
Мельник Ю. П. 193, 205, 206
Миловский А. В. 214
Мицкевич Н. Ю. 142
Назаров Н. П. 206
Науменко В. В. 214, 215
Нечаев С. В. 183, 184
Овсиенко В. Д. 138, 141, 143
О'Нил Дж. 183, 200, 207, 211
Панов Б. С. 97, 99
Перри Е. 163, 207
Петров П. Н. 155, 156
Плаксенко Н. А. 199
Половко Н. И. 162, 173, 174
Радзиховский В. Ф. 148
Рассел Р. 79, 99
Ричардс Дж. 81
Рудницкий П. М. 123
Сасин Г. Г. 214, 220
Семененко Н. П. 74, 89, 206, 221
Сидоренко А. В. 164
Сидоренко Св. А. 155
Сироштан Р. И. 162
Скаржинская Т. А. 28
Скаржинский В. И. 97, 99, 107, 214
Скобелев В. М. 148
Снежко А. М. 165
Соботович Э. В. 25
Стащишин Р. И. 151
Стейси Дж. 80, 81, 82, 84, 88, 117
Струева О. М. 27
Стрыгин А. И. 179
Стульчиков В. А. 85
Танатар И. И. 155
Тейлор Г. П. 210
Точилин М. С. 205
Тугаринов А. И. 88, 90, 97, 99, 108, 148
Устинов В. И. 148
Фаркуар Р. 79, 99
Федорченко В. С. 206
Фридман И. 200, 207, 211
Фуллагар П. 125
Холмс А. 78, 79, 82
Чупахин М. С. 156
Шабо З. В. 154, 155, 162
Шварц Г. 163, 164
Шепард С. 163, 164
Шидловский М. 176
Ширинбеков Н. К. 87, 89
Шнюков Е. Ф. 156, 205
Щербак Н. П. 112, 117, 121, 123, 125, 127, 129, 131, 137, 162
Эпштейн С. 163, 206
Юрк Ю. Ю. 156, 205
Ярощук М. А. 213
Ярощук Э. А. 89
Ярынич О. А. 154

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Глава I

Геохронология докембрия Украинского щита . . . . . .

1. Геохронологическая изученность отдельных районов Украинского щита и реперные изотопные даты 5
2. Стратиграфические и геохронологические рубежи докембрия Украинского щита 23

Глава II

Изотопное датирование геологических образований Донбасса, Днепровско-Донецкой впадины, Крыма и Советских Карпат. 37

Глава III

Изотопы свинца в сульфидах Украины 77

1. Среднее Приднепровье 83
2. Криворожье 86
3. Сущано-Пержанская зона 91
4. Донбасс 94
5. Волыно-Подолия 105

Глава IV

Изотопы свинца и стронция в кристаллических породах докембрия Украинского щита 111

1. Западная часть Украинского щита 111
2. Среднее Приднепровье 132
3. Западное Приазовье 137

Глава V

Использование изотопов легких элементов для решения проблем породо- и рудообразования 145

Глава VI

Изотопно-геохимические критерии выделения генетических типов докембрийских карбонатных пород Украины 162

1. Мраморы и кальцифиры 162
2. Метасоматические и гидротермальные карбонаты 179
3. Карбонатиты 184
4. Применение изотопно-геохимических данных для выяснения генезиса карбонатных пород 187

Глава VII

Кислородно-изотопная характеристика некоторых железорудных месторождений Украинского щита 192

1. Закономерности распределения изотопов кислорода в железисто-кремнистых породах 197
2. Происхождение рудных минералов железисто-кремнистых пород . . 203
3. Изотопные критерии выделения генетических типов железных руд . . 207

Глава VIII

Изотопы легких элементов в рудопроявлениях Советских Карпат 214

1. Береговское месторождение 214
2. Раховское рудопроявление 220

Заключение 227

Список литературы 229

Именной указатель 244

Николай Петрович Щербак
Евгений Николаевич Бартницкий
Ирина Петровна Луговая

ИЗОТОПНАЯ ГЕОЛОГИЯ УКРАИНЫ

Утверждено к печати ученым советом
Института геохимии и физики минералов
АН УССР

Редактор *А. С. Ещенко*
Оформление художника *В. В. Лисовского*
Художественный редактор *И. Н. Косарева*
Технический редактор *Б. М. Кричевская*
Корректоры *А. Н. Брушко, Ю. В. Колесникова, Л. М. Тищенко*

Информ. бланк № 3290

Сдано в набор 11.06.80. Подп. в печ. 10.04.81.
БФ 01552. Формат 70×108/16. Бумага типогр. № 1.
Обыкн. нов. гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 21,7.
Уч.-изд. л. 22,73. Тираж 750 экз. Заказ 1471.
Цена 3 крб. 90 коп.

Издательство «Наукова думка». 252601,
Киев. ГСП, Репина, 3.

Изготовлено Нестеровской городской типографией Львовского облполиграфиздата (г. Нестеров, ул. Горького, 8) с матриц головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига» Госкомиздата УССР (252057, г. Киев-57, Довженко, 3). зак. 2248.

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НАУКОВА ДУМКА»
В 1981 г.
ВЫЙДЕТ В СВЕТ КНИГА:

КУРЕПИН В. А.

Термодинамика минералов переменного состава и геологическая термобарометрия.

13 л. 1500 экз. 1 р. 40 к.

В книге рассмотрены вопросы термодинамики изоморфизма, внутрикристаллического распределения атомов, распределения компонентов между сосуществующими минералами и его использования для оценки термодинамических условий минералообразования. Приведены сведения о термодинамических функциях смешения минералов и оценка PT-зависимости констант равновесия от их компонентов. Природные минеральные парагенезисы оценены как показатели температуры, давления и флюидного режима и использованы для расчета термодинамического режима минералообразования.
Для минералогов, геохимиков, петрологов.

Предварительные заказы на эту книгу принимают все магазины книготоргов, магазины «Книга—почтой» и «Академкнига».
Просим пользоваться услугами магазинов — опорных пунктов издательства: Дома книги — магазина № 200 (340048, Донецк-48, ул. Артема, 147а), магазина «Книжный мир» (310003, Харьков-3, пл. Советской Украины, 2/2), магазина научно-технической книги № 19 (290006, Львов-6, пл. Рынок, 10), магазина «Техническая книга» (270001, Одесса-1, ул. Ленина, 17) и магазина издательства «Наукова думка» (252001, Киев-1, ул. Кирова, 4).
Магазины во Львове, Одессе и Киеве высылают книги иногородним заказчикам наложенным платежом.